

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 — 2022

От вещественного состава к моделям
и прогнозированию месторождений

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



МИАСС
2022

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-2022**

**От вещественного состава к моделям и прогнозированию
месторождений**

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

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS-2022**

From composition to models and prediction of deposits

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

Миасс
2022

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений. Научное издание. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. 248 с. ISSN 2782-2052

В сборник вошли материалы XXVIII научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений» (25–29 апреля 2022 г.). В первой части сборника рассмотрены общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов. Следующие три части посвящены месторождениям черных, цветных и благородных металлов Российской Федерации, а также Украины, Казахстана, Таджикистана, Узбекистана и Атлантического океана. В отдельные части выделены результаты исследований палеоокеанических, магматических и метаморфических комплексов и результаты работ, связанные с нерудными полезными ископаемыми, а также актуальными геолого-минералогическими и геохимическими исследованиями.

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

Илл. 71. Табл. 25.

Ответственные редакторы:

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

Члены редколлегии:

к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова, к.г.-м.н. Е.В. Медведева, к.г.-м.н. И.Ю. Мелекесцева,
к.г.-м.н. К.А. Новоселов, к.г.-м.н. Н.П. Сафина, к.г.-м.н. Г.А. Третьяков

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans-2022. From composition to models and prediction of deposits. Scientific edition. – Miass: SU FRC MG UB RAS, 2022. 248 p. ISSN 2782-2052

Proceedings of the Prof. V.V. Zaykov XXVIIIth Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2022. From composition to models and prediction of deposits” (April 25–29, 2022) 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, Ukraine, Kazakhstan, Tajikistan, Uzbekistan and Atlantic Ocean. 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 Geoeology UB RAS and Uralgeodragmet Company.

Figures 71. Tables 25.

Editors-in-Chief:

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

Editorial board:

N.R. Ayupova, E.V. Medvedeva, I.Yu. Melekestseva,
K.A. Novoselov, N.P. Safina, G.A. Tretyakov

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXVIII научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов–2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений». Школа проводилась ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМиН УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе). С 2019 г. Школа проводится Южно-Уральским федеральным научным центром минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

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

За 1995–2021 гг. в Школе участвовало более 1160 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сибирского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского) и Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А.П. Лисицын и В.А. Коротеев, член-корреспонденты РАН В.Н. Анфилов, В.Н. Пучков, Е.В. Складов, 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.

Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Internet, что позволяет заочным участникам выступать в режиме онлайн, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях. В программу Школы входит полевая экскурсия на месторожде-

ния 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.

В 2022 г. проведение Школы поддержано Южно-Уральским федеральным научным центром минералогии и геоэкологии УрО РАН и ООО «Уралгеодрэгмет».

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В.В. Масленников

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

Проблемы моделей рудообразования

V.V. Maslennikov

*Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and
Geoecology UB RAS, Miass, Russia
mas@mineralogy.ru*

Problems of ore formation models

Abstract. The current theories of formation of ore deposits include geological-structural, lithological-facies, mineralogical, geochemical, isotopic geochemical, physicochemical and mixed models. Most of them require either further progress or dramatic reconsideration. In this work, we discuss the current state of art for some ore formation models of magmatic chromite, titanomagnetite, and PGE-Cu-Ni deposits, as well as stratiform Fe deposits.

В современном учении о полезных ископаемых известны геолого-структурные, литолого-фациальные, минералогические, геохимические, изотопно-геохимические, физико-химические и комбинированные модели рудообразования. Большинство из них требует либо развития, либо кардинального пересмотра. Для этого необходимо решить ряд генетических проблем, которые накопились в последние десятилетия.

XX столетие было веком противостояния плутонизма и нептоунизма – основных парадигм теории рудообразования, в рамках которых строились многочисленные и разнообразные генетические модели рудообразующих процессов. Плутонизм опирался на модели мантийно-коровых взаимодействий, приводивших к формированию рудогенерирующих магматических очагов. При кристаллизации таких магм выделялись флюиды, обогащенные рудными элементами. Основное доказательство – наличие металлоносных флюидов в расплавных включениях, заключенных в фенокристаллы магматических пород. Недостаток модели – дефицит воды, которую может поглощать магма. Нептунизм лишен этой проблемы, поскольку количество вадозных и морских (океанских) вод, участвующих в рециклинге и формирующих рудоносные гидротермальные растворы, могло быть почти бесконечным.

С другой стороны, объемы окolorудных гидротермальных метасоматитов, образовавшихся по рудовмещающим породам, недостаточны для формирования крупных рудных месторождений. Именно поэтому возникла необходимость дополнительного вовлечения пропитализации в модели рециклингового рудообразования. Еще более интересной представляется модель взаимодействия морской воды с базальтовыми магмами, которая связывает формирование металлоносных флюидов, например, с процессами магматической и метасоматической плагиигранитизации. К настоящему времени стало ясно, что взаимодействие литосферы и гидросферы является важным процессом рудообразования. Аномальными участками, где могут

происходить интенсивные процессы рудообразования, являются не только зоны рифтогенеза и сопровождающие их эффузивно-гиалокластитовые и гидротермальные процессы, но и места газовых просачиваний, с которыми ассоциируется бактериальный хемосинтез.

Следует отметить, что многие рудные месторождения несут конвергентные признаки рудообразования, что обеспечивает разнообразие генетических моделей. Некоторые такие признаки и проблемы моделей рудообразования рассмотрим на примере генетических типов месторождений, выделенных в классификации академика В.И. Смирнова.

Группа магматических месторождений включает месторождения хромитовых и титаномагнетитовых руд. Хромитовые месторождения в ультрамафитах образуют линзовидные и жилкообразные залежи, часто ассоциирующие с разломами и зонами деформации. Приуроченность эпигенетических платиноносных хромитов к разломам наводит на мысль об их эпигенетическом происхождении в динамических условиях. С позиций раннемагматической модели необходимо объяснить наличие хромитовых жил, содержащих обломки вмещающих серпентинитов. Особенно интересными являются нодулярные текстуры руд, которые считаются каплями расплава, а несут признаки метасоматического роста от центра к периферии, как это часто бывает у конкреций. Д.Е. Савельев (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) делает интересный вывод о синхронности образования нодулярных хромитов и высокотемпературного пластического течения ультрамафитов. С позиции магматической модели удивительными выглядят находки колломорфного хромита. В целом, существующие представления об эпигенетической природе хромита не лишены оснований. В частности, нередко отмечается, что «все изученные рудные тела отделены от вмещающих дунитов узкой (5–10 мм) серпентинитовой каймой, не содержащей реликтов оливина». Наличие брекчиевых текстур, в которых округлые, реже, остроугольные обломки слабо серпентинизированных дунитов сцементированы хромит-силикатным агрегатом, некоторые исследователи связывают с взрывно-инъективными (фреатическими? ВВМ) взрывами. В целом, проблема генезиса хромитовых руд остается нерешенной, и поэтому регулярно рассматривается Д.Е. Савельевым на данной школе.

Это же касается титаномагнетитовых руд, ассоциирующих с пироксенитами, и медных руд, залегающих в габбро. На этих месторождениях нередко встречаются жильные руды, особенно, на участках гидротермального преобразования вмещающих пород. Не исключено, что хотя бы часть хромитовых, титаномагнетитовых и медных руд образовалась при взаимодействии раскаленных магматических тел с морской водой. Эта гипотеза требует ревизии на основе глубокого изучения текстур руд и изотопно-геохимических индикаторов морской воды. Особый интерес представляет проблема генезиса стратиформных «слоистых» тел хромитов Бушвельдского массива, имеющих текстуры осадочных пород. На данной школе лекции по рудам этого массива неоднократно представлялись М.А. Юдовской (ИГЕМ РАН, г. Москва).

Еще более отягощенной конвергентными признаками является доминирующая в настоящее время модель ликвационного формирования медно-никелевых месторождений норильского типа. Ликвационная модель допускает генетическую связь интрузивного магматизма и формирования платиноидно-Cu-Ni месторождений. Эта модель сталкивается с несколькими проблемами, требующими разъяснений. Во-первых, это ограниченный предел насыщения силикатных расплавов расплавленными сульфидами, небольшая мощность надрудных интрузий, иногда сопоставимая по размерам с мощностью рудного тела. С позиций этой модели следует объяснить корреляцию метасоматических преобразований интрузивов с их рудоносностью. Некоторые ученые большое значение отводят ангидриту как источнику изотопно-тяжелой серы в контаминированных интрузивных породах. Однако сульфатредукция ангидрита должна приводить к более легкому изотопному составу серы в новообразованных сульфидах. С другой стороны, привлечение идеи о существовании необычного мантийного источника изотопно-тяжелой серы не закрывает существующей проблемы. Не учтена, например, воз-

возможность приобретения тяжелого изотопного состава серы непосредственно из девонской морской воды или из близких по изотопному составу серы сульфидов протерозойских черносланцевых отложений.

Следует отметить, что на Cu-Ni месторождениях имеются признаки, типичные для современных и древних гидротермально-осадочных Ni-Co-Cu колчеданных месторождений, ассоциирующихся с ультрамафитами. Руды месторождений норильского типа, также как и колчеданные руды, характеризуются не только массивными, но и полосчатыми (слоистыми?), жильными и брекчиевидными текстурами, включая текстуры замещения тонкозернистых полосчатых (слоистых?) руд более поздними халькопирит-пирротиновыми агрегатами, как это наблюдается в рудах колчеданных месторождений ультрамафитовой ассоциации. С позиции ликвационной модели следует объяснить резкие контакты кровли пластообразных рудных тел с роговиками, ангидритами и графит-кремнистыми сланцами, а не только с интрузивными породами. Существенные количества массивной руды присутствуют во вмещающих породах ниже нижних контактов интрузивов в виде слоев среди графит-кремнистых пород, а также в виде брекчиевидных руд в кровле интрузивов. Необходимо объяснить наличие фрагментов метаморфизованного угля, песчаников и карбонатов как в брекчиевидных пирротиновых рудах, так и в сопутствующих фреатомагматических брекчиях. Интересно также, чем разноориентированные угловатые обломковидные халькопирит-пиритовые включения, известные как «капли ликвационного дождя», отличаются от ксенолитов, распространенных в надрудных толщах колчеданных месторождений. Не могут игнорироваться некоторые признаки скарно-вой модели формирования сплошных халькопирит-пирротиновых руд, поскольку в широко распространенных скарнах на месторождениях норильского типа встречается обильная халькопирит-пирротиновая минерализация. Конвергенцию признаков еще предстоит пояснить, либо на основе существующей ликвационной модели, либо при сравнении месторождений норильского типа и месторождений колчеданного семейства в целом.

Литологическая или рудно-фациальная модель формирования колчеданных месторождений хорошо разработана благодаря целенаправленным литолого-фациальным исследованиям на континентах и открытиям в современных океанах гидротермальных полей черных и серых курильщиков. Вместе с тем, все еще остаются не до конца познанными причины минералого-геохимического разнообразия колчеданных месторождений и их рудных фаций. Гидротермально-метасоматические модели неожиданно стали применяться и к современному колчеданообразованию, что требует возобновления ревизионных работ. Остается проблема выяснения отличий признаков придонных гидротермальных и субмаринных гипергенных преобразований руд. Главная задача решения последней проблемы – выяснение путей дифференциации минеральных ассоциаций и элементов-примесей в условиях взаимодействия гидротермальный флюид/руда и морская вода/руда. Интересной является оценка роли микроорганизмов в процессах гальмиролиза сульфидов и гиалокластитов.

К настоящему времени появились зачатки глобальной дискуссии о происхождении стратиформных железорудных месторождений, которые ранее считались и до сих пор рассматриваются многими исследователями как эффузивные, гидротермально-метасоматические, гидротермально-осадочные и хемогенно-осадочные. Гораздо меньше известно о гальмиролитической модели железнакопления. В последнее время нами сделан еще один шаг в этом направлении. При посещении Рудногорского месторождения (Ангаро-Илимский район), которое считается трубкой взрыва, заполненной вулканокластитами, магматическими или гидротермально-метасоматическими и жильными магнетитовыми рудами, нами получены некоторые генетически важные данные. Рудно-фациальный анализ месторождения показал, что рудная залежь представляет собой линзообразное тело, образованное на юге цементационными и жильными рудами в вулканокластитах базальтового состава, переходящих к се-

веру в слоистые магнетитовые руды, образовавшиеся по дистальным тефротурбидитам тех же базальтов. Магнетит концентрируется в кровле гиалокластитовых циклитов. Иногда наблюдается переслаивание магнетитовых и гиалокластитовых слоев. Среди магнетитовых руд обнаружены линзы оолитовых магнетитовых руд, заполнивших, вероятно, сиповые котлы.

Линзы оолитов, которые раньше считались либо ликвационными, либо гидротермальными жилами, имеют асимметричное строение: нижняя граница – резкая, верхняя – постепенная с включениями единичных оолитов в основания верхних слоев. Иногда наблюдается слоистость и градация оолитов по размерам. В некоторых оолитах сохранились ядра гиалокластов. Над этими линзами располагаются куполообразные постройки почковидных магнетитовых строматолитов, в которых присутствуют пористые слои, обогащенные нитчатыми и чечевицевидными реликтами микроорганизмов. Следует отметить синхронность вулканизма и накопления слоев магнетита, поскольку ксенолиты последних встречаются в базальтах. В надрудной толще распространены красноцветные и сероцветные мергели. Первые содержат псевдоморфозы гематита и магнетита по гиалокластам. На поверхностях слоев сохранились места точечных выходов газов, а также оплывшие отложения грязевых котлов. Рядом встречаются отпечатки кубических кристаллов галита. Нами предварительно предложена гипотеза гальмиролитического накопления магнетитовых руд в условиях метанового сипинга (просачивания) в рассольном бассейне. Предполагается, что за счет щелочного гальмиролиза происходило растворение гиалокластов с выносом алюминия и кремнезема и концентрированием остаточного железа. Оолитовые руды, скорее всего, образовались в бурлящих котлах на месте выхода газовых струй. Там же развивались метанотрофные и железоокисляющие микроорганизмы, которые формировали магнетитовые строматолиты.

В связи с полученными данными появилась необходимость ревизии идей формирования оолитовых руд железорудных и, возможно, бокситовых месторождений, вероятно, связанных с субмаринными сиповыми котлами. С другой стороны, важным для развития теории железнакопления может оказаться литолого-фациальный анализ гематитсодержащих слоев на соляных месторождениях. Остаются вопросы по растворимости и pH области осаждения $FeII$ в рассолах. Развитие гипотезы щелочного сипового гальмиролиза и железнакопления потребует верификации высказанных предположений методами физико-химического моделирования.

Автор благодарен А.С. Целуйко, главному геологу Коршуновского ГОКа А.И. Агафонову, геологам Рудногорского карьера Н.М. Мурашовой и В.Ю. Гражданскину, а также горнорабочим Р.А. Садыкову и А.Н. Ушакову за помощь в проведении полевых работ.

Работы выполнялись по государственной бюджетной теме № 122031600292-6.

**Несмесимость жидкостей и флюидов в силикатных магмах:
ключ к пониманию рудных месторождений?**

V.S. Kamenetsky

*Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia
Dima.Kamenetsky@hotmail.com*

**Immiscibility of liquids and fluids in silicate magmas:
a key to understanding ore deposits?**

Abstract. The origin of metallogenic provinces is largely controlled by a number of interrelated factors, responsible for regional geochemical anomalies. The ultimate manifestation of these anomalies is one or more ore deposits that form at the juxtaposition of many favorable factors. These factors are represented by and mutually depend on paleogeography, structure, lithology, tectonic evolution, magmatism, sedimentation, fluid regime, and climate.

The most efficient approach to solving research problems in economic geology is reflected in the principles of our *philosophy for studying ore deposits* – a multilevel analysis of facts and synthesis of all possible factors involved in the formation of metallogenic provinces. The latter are regional geochemical anomalies that have deposits as the ultimate manifestation of the processes we study. Our approach assumes that initially dispersed elements/components of any *ore deposit* are transported and concentrated during geological processes at a certain level and in exceptional circumstances. These conditions are interrelated and depend on many factors: the tectonic structure of the area, the type of magmatism, the fluid regime, the structure and lithology of the host rock, and even climate and paleogeography that may affect the exhumation of strata. Thus, the functioning of the system requires *energy*, supplied by various sources (deep magma, radioactive decay, tectonic movements, fluid migration, forces of erosion, and other surface processes) and contributes to the localization of ore minerals at a specific *time*. In addition to *energy sources*, the formation of mineral deposits requires sources of chemical *materials* that make up the potential *deposit* by means of transport by *specific agents* (fluid and/or melt) and selective accumulation under favorable conditions in the ore-localizing *space*. All the above-mentioned necessary and sufficient conditions control the final result, namely the size, chemical, and mineralogical specifics of the ore-forming system.

Существование металлогенических провинций контролируется рядом взаимосвязанных факторов, ответственных за региональные геохимические аномалии. Конечным проявлением таких аномалий является одно или несколько месторождений полезных ископаемых, обусловленные геологическими процессами. Эти процессы связаны с климатом, палеогеографией, структурой, литологией, тектонической эволюцией, магматизмом, седиментацией, флюидным переносом и так далее.

Комплексность подхода к решению проблемы отражается в принципах философии изучения рудных месторождений – многоуровневого анализа фактов и синтеза комплекса причин, ответственных за формирование металлогенических провинций, региональных геохимических аномалий и месторождений, как конечных проявлений изучаемых нами процессов. Наш подход предполагает, что индивидуальные полезные компоненты рудного месторождения, изначально находящиеся в рассеянном состоянии, транспортируются и концентрируются в ходе геологических процессов на определенном уровне и при крайне специфических условиях. Эти условия связаны и зависят от множества факторов: тектонического строения района, типа магматизма, флюидного режима, структуры и литологии вмещающих пород, и

даже таких как климат и палеогеография, влияющих на эксгумацию толщ. Таким образом, для функционирования системы необходимы энергия, поставляемая различными источниками (глубинной магмой, радиоактивным распадом, тектоническими движениями, миграцией флюидов, силами эрозии и других поверхностных процессов) и способствующая локализации рудных минералов в конкретное время. Кроме источников энергии, для образования месторождений полезных ископаемых необходимы источники вещества, из которых элементы, составляющие потенциальное месторождение, мигрируют благодаря транспортирующим агентам (флюид и/или расплав) и выборочно концентрируются при благоприятных условиях в рудолокализирующем пространстве. Все вышеперечисленные необходимые и достаточные условия контролируют конечный результат, а именно размер, химическую и минералогическую специфику рудообразующей системы.

А.Н. Перцев¹, В.Е. Бельтнев²

*¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
anpertsev@yandex.ru*

² – ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург

Петрология внутренних океанических комплексов, вмещающих гидротермальные поля в Центральной Атлантике

A.N. Pertsev¹, V.E. Beltenev²

*¹ – Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
anpertsev@yandex.ru*

² – VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia

Petrology of oceanic core complexes hosting hydrothermal fields in Central Atlantic

Abstract. The typical feature of slow-spreading settings (i.e., Mid-Atlantic Ridge) is low-angle large-offset detachment faults, which expose gabbro-peridotite core complexes in their footwalls. These structures of asymmetric extension with no volcanic apron (oceanic core complexes, OCCs) alternate with ridge portions, where “classical” magmatic crust develops. According to current conceptions, the nucleation of OCCs may occur in high-temperature shear zones of gabbro crystallization. Further detachment propagation is facilitated by seawater-derived hydrothermal activity with development of talc-chlorite shear zones after gabbroids and serpentine and/or talc shear zones after peridotites. The OCC peridotites are fragments of lithospheric mantle, which retain signs of sublithospheric origin: spinel facies mineral assemblages, protogranular and porphyroclastic texture of high-temperature solid-state ductile flow, and high-Mg refractory composition. The mineral and whole-rock composition of peridotites may reflect partial melting and further interaction with melt flows upwelling from different sources. The OCC gabbroids represent small peridotite-hosted intrusions and/or large-scale multiple intrusions. The most primitive fractionates are olivine gabbroids; the most evolved are oxide gabbros often associating with subordinate felsic veins (oceanic plagiogranites). The discovery of off-axis OCC-hosted black smoker vent fields in different structural positions stimulated study of magmatic-hydrothermal interaction. It is suggested that, in the deep zones of hydrothermal systems, the fluid interacts with crystallizing gabbro bodies, which are the source of metals and thermal energy of convective fluid circulation. The data on high-temperature levels of hydrothermal systems, however, are very limited. Many details of the proposed interaction between seawater-derived fluids and magmatic bodies within the OCC structures, in

particular, the participation of these fluids in magmatic processes, as well as their composition require further justification.

Характерной особенностью медленно-спрединговых хребтов, таких как Срединно-Атлантический и Юго-Западно-Индийский, являются структуры тектонического растяжения, лишенные вулканических покровов и получившие название внутренних океанических комплексов (*oceanic core complexes*) [Karson, Lawtence, 1997]. Внутренние океанические комплексы (ВОК) обнажаются в лежачих боках высокоамплитудных пологих разломов растяжения (детачментов) и представляют собой обстановки асимметричного тектонического растяжения, чередующиеся с сегментами симметричной аккреции «классической» магматической коры.

ВОК сложены абиссальными перидотитами и/или габброидами. Количественные соотношения перидотитов и габброидов могут быть любыми. Согласно современным представлениям, зарождение детачмента может происходить в глубинной осевой зоне спрединга в низковязкой среде кристаллизующихся плутонических тел и высокотемпературных сдвиговых пластических деформаций в присутствии расплава [Dick et al., 2000; Miranda, John, 2010; Casini et al., 2021; Taufner et al., 2021]. В менее глубинной части сдвиговые зоны детачментов развиваются благодаря гидротермальной проницаемости и формированию ослабленных тальк-хлоритовых ассоциаций по габброидам, а также серпентинитов и тальцитов по перидотитам [Miranda, John, 2010; Boschi et al., 2006; Karson et al., 2006].

Перидотиты ВОК – это доступные для изучения фрагменты литосферной мантии, сохраняющие признаки сублитосферного происхождения: минеральные ассоциации шпинелевой фации глубинности, протогранулярные и порфирокластические структуры высокотемпературного твердо-пластического течения и высокомагнезиальный деплетированный состав. Вещественные характеристики перидотитов могут значительно отклоняться от реститового состава вследствие взаимодействия мантии с восходящим потоком расплавов, поступающих из источников разной глубинности. Реакционное взаимодействие перидотит-расплав может происходить с межзерновыми пленками расплава и с потоками, локализованными в каналах повышенной проницаемости; по механизму диффузионного обмена кристалл/расплав и путем растворения и кристаллизации минералов со значительным изменением не только геохимии, но и модалного состава [Kelemen et al., 1994; Asimow, 1999; Rampone et al., 2004].

Наиболее определенно взаимодействие перидотит/расплав проявлено в литосферной мантии, где характерны температуры ниже твердо-пластического перехода (1000–1100 °C, [Nicolas, 2012]), что способствует последующей сохранности реакционных структур. В сублитосферных условиях реакционные структуры взаимодействия перидотит/расплав не сохраняются по причине эффективной высокотемпературной перекристаллизации при твердо-пластическом течении мантийного материала. Можно лишь обсуждать геохимические следы подобного взаимодействия. Тем не менее, ряд микроструктурных неоднородностей в перидотитах может рассматриваться как след неполного отделения интерстиционных расплавов при переходе к литосферному режиму кондуктивного охлаждения и описан в медленно-спрединговых ассоциациях абиссальных перидотитов и офиолитах [Seyler et al., 2001, 2007; Suhr et al., 2008; Перцев, Бельтнев, 2020].

Габброиды ВОК представляют собой интрузивные тела. При этом вмещающими породами могут служить перидотиты, либо в существенно габбровых ВОК формируются массивы из множественных габбровых интрузий (например, [Dick et al., 2000]). Наименее дифференцированными разностями являются оливиновые габброиды, наиболее дифференцированными – оксид-габбро, с которыми закономерно ассоциируют незначительные по объему гранитоиды («океанические плагиограниты»).

Значительный интерес к изучению ВОК в последние годы обусловлен тем, что к ним приурочены гидротермальные системы с придонными сульфидно-полиметаллическими отложениями (черными курильщиками). В частности, в Атлантическом океане открыт ряд гидротермальных полей в бортах рифтовых долин в ассоциациях с перидотитами и габброидами [Богданов и др., 1997; Douville et al., 2002; Beltenev et al., 2005]. Связь такой гидротермальной активности с магматическими источниками энергии не всегда имеет простое пространственное выражение. Предполагается контроль восходящих гидротермальных потоков сдвиговыми зонами, субпараллельными detachmentу для гидротермальных полей Логачев-1 и -2 [Petersen et al., 2009]. Для поля Рейнбоу предполагается наличие источника тепла гидротермальной системы в виде внеосевого плутонического тела [Marques et al., 2007; McCaig et al., 2010]. Иная ситуация ожидается для рудного узла Семенов, где часть гидротермальных полей, по-видимому, приурочена к внеосевым вулканическим центрам, наложенным на неактивный ВОК [Beltenev et al., 2007; Перцев и др., 2012; Escartín et al., 2017]. В глубинных зонах гидротермальных систем предполагается взаимодействие флюида с кристаллизующимися габбровыми телами, которые служат источником металлов и тепловой энергии, инициирующей гидротермальную циркуляцию [Allen, Seyfried, 2004]. Сведения о наиболее высокотемпературных областях гидротермальных систем крайне ограничены. Имеются лишь косвенные данные о предполагаемом взаимодействии флюидов-дериватов морской воды с магматическими телами в структурах ВОК. К этим данным относятся результаты анализа локальных минеральных ассоциаций, флюидных включений и многокомпонентной химической неоднородности минералов габброидов [Перцев и др., 2018].

Литература

- Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Новый тип современных минерал-формирующих систем: черные курильщики гидротермального поля на 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 68–90.
- Перцев А.Н., Бельтенеv В.Е. Реакционные микроструктуры в абиссальных перидотитах на 17°04'–17°10' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 431–445.
- Перцев А.Н., Бортников Н.С., Власов Е.А., Бельтенеv В.Е., Добрецова И.Г., Агеева О.А. Современные колчеданные залежи рудного района Семенов (Срединно-Атлантический хребет, 13°31' с.ш.): характеристика ассоциирующих пород внутреннего океанического комплекса и их гидротермальных изменений // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 400–415.
- Перцев А.Н., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Аранович Л.Я., Агеева О.А., Бельтенеv В.Е., Жиличева О.М., Ковальчук Е.В. Магматическо-гидротермальный переход и генезис рассола во внутреннем океаническом комплексе Срединно-Атлантического хребта на 13° с.ш. // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 3. С. 333–338.
- Allen D.E., Seyfried Jr. W.E. Serpentinization and heat generation: constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68(6). P. 1347–1354.
- Asimow P.D. A model that reconciles major- and trace-element data from abyssal peridotites // Earth and Planetary Science Letters. 1999. Vol. 169. P. 303–319.
- Bel'tenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., Cherkashov G., Stepanova T., Shilov V., Pertsev A., Davydov M., Egorov I., Melekestseva I., Narkevsky E., Ignatov V. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9–10.
- Bel'tenev V., Ivanov V., Shagin A., Sergeev M., Rozhdestvenskaya I., Shilov V., Dobretsova I., Cherkashev G., Samovarov M., Poroshina I. New hydrothermal sites at 13° N, Mid-Atlantic ridge // InterRidge News. 2005. Vol. 14. P. 14–16.
- Boschi C., Früh-Green G.L., Escartín J. Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc- and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: An overview // Ofioliti. 2006. Vol. 31(2). P. 129–140.

Casini L., Maino M., Sanfilippo A., Ildefonse B., Dick H.J. High-temperature strain localization and the nucleation of oceanic core complexes (16.5° N, Mid-Atlantic Ridge) // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. Vol. 126(9). e2021JB022215.

Dick H.J., Natland J.H., Alt J.C., Bach W., Bideau D., Gee J.S., Haggas S., Hertogen J.G., Hirth G., Holm P.M., Ildefonse B. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Legb176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 179(1). P. 31–51.

Douville E., Charlou J.L., Oelkers E.H., Bienvenu P., Colon C.J., Donval J.P., Fouquet Y., Prieur D., Appriou P. The rainbow vent fluids (36 14' N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 184(1–2). P. 37–48.

Escartin J., Mevel C., Petersen S., Bonnemains D., Cannat M., Andreani M., Augustin N., Bezos A., Chavagnac V., Choi Y., Godard M. Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13 20' N and 13 30' N, Mid Atlantic Ridge) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. Vol. 18(4). P. 1451–1482.

Karson J.A., Früh-Green G.L., Kelley D.S., Williams E.A., Yoerger D.R., Jakuba M. Detachment shear zone of the Atlantis Massif core complex, Mid-Atlantic Ridge, 30 N // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7(6).

Karson J.A., Lawrence R.M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920 // *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1997. P. 5–22.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Focused flow of melt in the upper mantle: Extraction of MORB beneath oceanic spreading ridges // *Mineralogical Magazine*. 1994. Vol. 58A. P. 466–467.

Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Scott S.D. Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: from serpentinization to the formation of Cu–Zn–(Co)-rich massive sulfides // *Marine Geology*. 2007. Vol. 245. P. 20–39.

McCaig A.M., Delacour A., Fallick A. et al. Detachment fault control on hydrothermal circulation systems: interpreting the subsurface beneath the TAG hydrothermal field using the isotopic and geological evolution of oceanic core complexes in the Atlantic // *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges*. Series: Geophysical monograph. 188. Washington, DC: Amer. Geoph. Union, USA, 2010. P. 207–240.

Miranda E.A., John B.E. Strain localization along the Atlantis Bank oceanic detachment fault system, Southwest Indian Ridge // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. Vol. 11(4).

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Springer Science & Business Media, 2012. 367 p.

Petersen S., Kuhn K., Kuhn T. et al. The geological setting of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field (14°45' N, Mid-Atlantic Ridge) and its influence on massive sulfide formation // *Lithos*. 2009. Vol. 112. P. 40–56.

Rampone E., Romairone A., Hofmann A.W. Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 218. P. 491–506.

Seyler M., Lorand J.P., Dick H.J., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20' N: ODP Hole 1274A // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2007. Vol. 153. P. 303–319.

Seyler M., Toplis M.J., Lorand J.P. et al. Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 155–158.

Suhr G., Kelemen P., Paulick H. Microstructures in Hole 1274A peridotites, ODP Leg 209, Mid-Atlantic Ridge: Tracking the fate of melts percolating in peridotite as the lithosphere is intercepted // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. Vol. 9. № 3.

Taufner R., Viegas G., Faleiros F.M., Castellan P., Silva R. Deformation mechanisms of granulite-facies mafic shear zones from hole U1473A, Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge (IODP Expedition 360) // *Journal of Structural Geology*. 2021. Vol. 149. 104380.

Моделирование минералообразующих процессов с участием летучих при высоких давлениях и температурах: общие подходы, методы контроля fO_2 и приемы изучения состава флюида

А.Г. Сокол
Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
sokola@igm.nsc.ru

Modeling of mineral-forming processes with volatiles at high pressures and temperatures: general approaches, fO_2 control and techniques for study of fluid composition

Abstract. It was found that the rate of dissolution of diamond at a pressure of 3.0 and 6.3 GPa increases in kimberlite-like melts with increasing fO_2 and temperature. For the first time at controlled fH_2 , the isotope-pure ^{13}C alkanes by hydrogenation of ^{13}C amorphous carbon were synthesized. Their formation is evidence of direct synthesis of hydrocarbons from inorganic material. It is shown that the hydrogenation of graphite, diamond and iron carbide can provide the synthesis of hydrocarbons at P-T/ fH_2 conditions of slab-mantle zones. It is established using the diamond trap method that the fluid phase formed during dehydration and decarbonation of pelite contains a significant amount of H_2O+CO_2 (38 wt. %) and is enriched in petrogenic components (34 wt. % SiO_2 , 11 wt. % Al_2O_3 , 6 wt. % K_2O , 3 wt. % CaO , 2 wt. % MgO) at 3.0 GPa and 750 °C.

Богатые летучими компонентами флюиды играют ключевую роль в эволюции глубинных оболочек земли. В последние 50 лет существенный прогресс в исследовании механизмов глубинного минералообразования и генерации мантийных магм достигнут за счет развития техники эксперимента при высоких давлениях и температурах, а также совершенствования методических приемов проведения экспериментов в системах с летучими компонентами (флюидной фазой или фазами). Одним из ключевых правил исследования систем с летучими компонентами (в частности, систем с флюидной фазой) является использование герметичных ампул из благородных металлов или их сплавов (Pt, Au, Au-Pd, Pt-Rh и других), вторым – строгий контроль физико-химических параметров экспериментов. Если методология измерения давления и температуры в экспериментах при мантийных P-T параметрах тщательно отработана, то fugitivity кислорода или водорода (fO_2/fH_2) в силу значительных методических проблем стала контролироваться лишь в последнее время. Прямое определение состава закаленной флюидной фазы, которая была стабильна при P-T параметрах экспериментов, еще только внедряется в практику эксперимента, и пока такие исследования единичны. Сегодня прямые определения состава флюида выполняются с использованием либо газового хроматографа, либо газового хромато-масс-спектрометра. Реже используется изучение состава флюидных включений методом спектроскопии комбинационного рассеяния света.

В нашей практике исследования систем с летучими компонентами используются практически все основные методические приемы, адаптированные под конкретные экспериментальные задачи. В частности, для изучения параметров растворения кристаллов алмаза в кимберлитоподобных расплавах использован классический прием контроля fO_2 в ампулах. Такие эксперименты были выполнены при давлении 3.0 ГПа [Khokhryakov et al., 2021] и 6.3 ГПа [Khokhryakov et al., 2022] при T- fO_2 параметрах, характерных для зон генерации кимберлитовых магм и промежуточного этапа ее подъема к поверхности. В качестве сред рас-

творения алмазов использованы модельные карбонатные расплавы с добавками CO_2 и H_2O и богатый летучими расплав кимберлита I группы (трубка Удачная). В этих экспериментах для контроля фугитивности кислорода буферы ильменит-магнетит-рутил (IRM) либо Re-ReO_2 (RRO) размещали непосредственно в Au или в Pt ампулах, соответственно. Работоспособность буфера контролировалась путем фиксации фазового состава буферной ассоциации. Установлено, что скорость растворения алмаза как при 3.0, так и 6.3 ГПа увеличивается во всех типах расплавов с ростом фугитивности кислорода и температуры. Однако при фиксированных редокс-условиях и температуре скорость растворения алмаза существенно растет по мере снижения давления от 6.3 до 3 ГПа. Сопоставление экспериментальных данных и морфологии поверхности природных алмазов позволяет сделать вывод о воздействии окисленных метасоматических агентов на алмазосодержащий протолит в период, предшествовавший отделению магмы и началу ее подъема к поверхности.

Модифицированную двухампульную методику контроля фугитивности водорода ($f\text{H}_2$) мы использовали для реконструкции процессов образования углеводородов при параметрах, близких к условиям в мантиях планет земного типа. Закаленные флюиды анализировали методом хромато-масс-спектрометрии. Важнейшим методическим приемом таких экспериментов является использование изотопно-чистых веществ (изотопных маркеров). В экспериментах с ^{13}C аморфным углеродом и флюидом при 6.3 ГПа, 1200 °C и $f\text{H}_2$, контролируемой буфером $\text{Mo-MoO}_2+\text{H}_2\text{O}$, впервые получены изотопно-чистые ^{13}C алканы [Sokol et al., 2019]. Их появление в образцах служит доказательством прямого синтеза углеводородов из неорганических веществ. В продуктах гидрогенизации графита (6.3 ГПа и 1200–1400 °C) преобладают легкие алканы ($\text{C}_2 > \text{C}_1 > \text{C}_3 > \text{C}_4$), количество которых резко увеличивается с ростом длительности экспериментов. В реакции гидрогенизации алмаза углеводороды образуются с заметно меньшей скоростью. Добавки H_2O , H_2^{18}O или CO_2 позволили нам продемонстрировать, что при использованных P-T- $f\text{H}_2$ параметрах вода и CO_2 в образовании углеводородов не участвует [Sokol et al., 2019].

Та же методика буферирования $f\text{H}_2$ использована при исследовании реакций образования углеводородов при взаимодействии флюида с железом и/или карбидом железа при 6.3 ГПа и 1000–1400 °C [Sokol et al., 2020]. Показано, что реакции железа или карбида железа с водным флюидом обеспечивают $f\text{H}_2$, необходимую и достаточную для синтеза углеводородов при мантийных P-T параметрах. При 6.3 ГПа и 1200 °C отношение $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ в закаленном флюиде снижается с ростом концентрации углерода и уменьшением содержания железа в системе. Согласно предложенной модели, реакция H_2O -содержащих субдукционных флюидов с металлонасыщенной мантией обеспечивает $f\text{H}_2$ достаточную для образования углеводородов. Таким образом, гидрогенизация графита, алмаза и карбида железа может обеспечивать синтез углеводородов при мантийных P-T параметрах. Соотношение количеств субдуцируемых в мантию $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$, а также металлического Fe в зонах взаимодействия слэб-мантия могли определять масштаб и длительность генерации углеводородов по этому механизму. Лимитирующим параметром этого процесса является концентрация железа в мантии.

Состав реальных мантийных флюидов может быть очень сложен из-за высокой растворимости в них петрогенных компонентов. Особенно важен учет этой особенности для систем с летучими компонентами, находящимися при P-T параметрах выше второй критической точки [Hermann et al., 2013]. К сожалению, такие флюиды не закаливаются и потому не могут быть изучены с использованием обычной методики экспериментов. Для их изучения приходится применять гораздо более сложную технически и хитроумную методику алмазной ловушки [Hermann et al., 2013]. В настоящее время мы проводим работы по адаптации этого метода для изучения компонентного состава флюидов, образующихся при декарбонатизации и дегидратации пелитовых осадков (на примере глинистого сланца майкопской свиты). Усло-

вия экспериментов ($P = 3.0\text{--}7.8$ ГПа и $T = 750\text{--}940$ °С) моделируют субдугирование морских осадков на мантийные глубины. Образцы и ловушки после таких экспериментов анализировались методами микрозондового анализа, ЭДС-СЭМ, ИСП-МС и ИСП-ОЭС, а летучие компоненты были изучены методом ГХ-МС. Уже при 3.0 ГПа и 750 °С пелит трансформируется в эклогитоподобную ассоциацию фаз, состоящую из граната, омфацита, фенгита, кианита, коэсита, сульфидов и аксессуарных минералов: монацита, циркона, рутила и Fe-Mg карбоната. С ростом давления (до 7.8 ГПа) и температуры (до 940 °С) все перечисленные фазы, за исключением карбоната, остаются стабильными. Флюидная фаза содержит значительное количество H_2O+CO_2 (до 38 мас. %) и уже при 3.0 ГПа и 750 °С оказывается резко обогащена петрогенными компонентами (34 мас. % SiO_2 , 11 мас. % Al_2O_3 , 6 мас. % K_2O , 3 мас. % CaO , 2 мас. % MgO). На этом основании нами сделан предварительный вывод о том, что вторая критическая точка для исследованной пелитовой системы располагается ниже 3.0 ГПа. Высокая концентрация CO_2 во флюидной фазе, по-видимому, не влияет на растворимость в ней петрогенных компонентов и положение второй критической точки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-10023).

Литература

Hermann J., Zheng Y.F., Rubatto D. Deep fluids in subducted continental crust // *Elements*. 2013. Vol. 9(4). P. 281–287.

Khokhryakov A.F., Kruk A.N., Sokol A.G. The effect of oxygen fugacity on diamond resorption in ascending kimberlite melt // *Lithos*. 2021. Vol. 394. 106166.

Khokhryakov A.F., Kruk A.N., Sokol A.G., Nechaev D.V. Experimental modeling of diamond resorption during mantle metasomatism // *Minerals*. 2022. Vol. 12(4). 414.

Sokol A.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Sokol I.A., Zaikin P.A., Palyanova G.A., Palyanov Y.N. Hydrogenation of carbon at 5.5–7.8 GPa and 1100–1400 °C: Implications to formation of hydrocarbons in reduced mantles of terrestrial planets // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2019. Vol. 291. P. 12–23.

Sokol A., Tomilenko A., Sokol I., Zaikin P., Bul'bak T. Formation of hydrocarbons in the presence of native iron under upper mantle conditions: Experimental constraints // *Minerals*. 2020. Vol. 10(2). 88.

А.М. Косарев

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

Еще раз о зоне субдукции в среднем палеозое Южного Урала

А.М. Косарев

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center RAS, Ufa, Russia
amkosarev@mail.ru*

Once again about a Middle Paleozoic subduction zone of the South Urals

Abstract. A subduction zone of the eastern slope of the South Urals formed in the Early Devonian. The age of the beginning of subduction is determined by conodonts from siliceous rocks of the Ivanovka massive sulfide-bearing complex of the Main Uralian Fault and by the age of various intrusive rocks formed in the lower part of the geological section of the Magnitogorsk island arc system. The age of suprasubduction gabbroids in the West Magnitogorsk zone ranges from 399 to 415 Ma. It indicates the rejuvenation of the age of the

suprasubduction volcanic complexes from the west to the east and the increase in the alkalinity and K content of volcanic rocks in the same direction (submergence of a subducted plate).

Заложение зоны субдукции восточного падения на Южном Урале произошло в эмское время раннего девона. Перед этим событием в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) и Сакмарской зоне сформировались трахибазальт-лагит-трахитовые комплексы – мостостроевский (D_{1e}) на востоке и чанчарский на западе [Тищенко, 1971; Кориневский, 1971; Стратиграфия..., 1993] – от Уралтауской антиформы, завершающие ордовик-раннедевонский цикл вулканизма.

На восточном крыле Магнитогорской мегазоны в раннем девоне формируется тюлькубайская толща (D_1 , по А.С. Лисову и П.В. Лядскому). В верхней части ее разреза залегают пачка высокотитанистых трахибазальтов, выделенных в джаилганский комплекс [Косарев, 2007], начинающих разрез Домбаровской зоны задугового спрединга. Верхняя часть базальтового разреза этой зоны представлена киембаевской свитой подушечных базальтов, близких по составу к N-MORB [Вулканизм..., 1992] и обладающих повышенными концентрациями несовместимых элементов (Cs, Ba, Th, U, K, Pb, Sr). Это свидетельствует об участии водных субдукционных флюидов в петрогенезе и рудогенезе колчеданоносных комплексов и колчеданных месторождений Домбаровского рудного района.

В настоящее время на Южном Урале установлено, что с ранним этапом формирования зон субдукции связаны протрузии серпентинизированных ультрабазитов и выведение их на поверхность дна морского бассейна в пределах островодужного склона глубоководного желоба. По современным данным, нижняя часть внутреннего склона глубоководных желобов представляет собой «почти сплошное обнажение глубинных пород фундамента островной дуги, относящихся к офиолитовой ассоциации» [Мурдмаа, 1987]. В южной части глубоководного Марианского желоба разрез нижней части склона сложен серпентинитами, габброидами, амфиболитами и пироксенитами, обломки которых образуют здесь эдафогенные осыпи. По мнению [Мурдмаа, 1987], эдафогенные подводно-коллювиальные брекчии, сложенные обломками пород офиолитовой ассоциации, напоминают офиолитовые олистостромы складчатых поясов. Подчеркивается, что на ранних стадиях развития субдукции режим осадкообразования в юном желобе был эдафогенный, а позже стал терригенным. В Сакмарской зоне на Южном Урале к генетическому типу эдафогенных брекчий отнесены кремнисто-обломочные породы акчуринской свиты раннедевонского возраста, содержащие примесь обломков серпентинитов [Хворова, 1974].

В районе д. Рамазаново Кувандыкского района Оренбургской области также известны эдафогенные серпентинитовые брекчии, залегающие на массивных серпентинизированных ультрабазитах. В обломочных серпентинитах намечается ритмичная слоистость. В верхней части разреза среднеобломочных и глыбовых серпентинитокластовых пород встречаются обломки пироксенитов, включая глыбы размером 4×3 м до 5×5 м, единичные обломки представлены микродиабазами. На этом же участке выше по разрезу фрагментарно обнажается олистостромовая толща мощностью около 50 м. В нижней части разреза расположен слой мощностью 0.6–1.0 м гравийно-псефитовых пород, состоящий из обломков кремнистых пород, черного и серого цветов диоритов, диабазов, пироксенитов, габбродиабазов. Выше залегает пласт глыбовых брекчий мощностью 7–10 м с многочисленными олистолитами длиной до 2–4 м, представленных фрагментами брекчий, песчаников, кремнисто-обломочных пород. В верхней части разреза олистостромовой толщи располагаются обнажения кремнисто-обломочных и массивных кремнистых пород мощностью около 10 м.

Вверх по склону, после задернованного участка протяженностью около 450 м, расположены коренные выходы мелко-среднезернистых габбро и амфиболитов. Значительное сходство разрезов и близость возраста районов д. Байгускарово (Вознесенско-Присакмарской

зоны) и д. Рамазаново (Сакмарской зоны) позволяет предполагать, что оба разреза фиксировали область глубоководного (раннедевонского?) желоба на Южном Урале.

В ранне-среднедевонских олистостромах Сакмарской зоны Казахстана в шандинской свите впервые появляются обломки серпентинизированных ультрабазитов и хромитов, что отмечается С.В. Руженцевым. В.Н. Пучков [2010] предполагает, что появление подобных олистостромовых горизонтов может быть связано не с коллизией, а с процессом «взламывания океанической литосферы и заложения зоны субдукции». Такой вывод близок нашим предположениям о принадлежности серпентинитокластовых брекчий и конглобрекчий Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала (район д. Байгускарово) к фации эдафогенных брекчий, характерной для современных глубоководных желобов [Мурмаа, 1987].

В пределах Магнитогорской островодужной мегазоны, включающей и Вознесенско-Присакмарскую зону (зону ГУР) на современной поверхности, зона субдукции фиксируется полихронной аккреционной призмой и высокобарическим эклогит-глаукофановым комплексом антиформы Урал-Тау. В состав фронтальной островной дуги включена толща эдафогенных серпентинитокластовых с Со-Си-колчеданными залежами и перекрывающая последние пачка эффузивных базальтов толеитовой и бонинитовой серий. В последние годы автором совместно с С.Е. Знаменским прослежен ивановский колчеданоносный вулканический пояс с рудными телами богатыми Cu, Co и Ni, имеющий автономное значение и прослеженный на ~400 км от Ишкининского рудного поля Гайского района Оренбургской области до Кизни-кеевского месторождения на Вознесенском рудном поле в Учалинском районе Республики Башкортостан. Наряду с серпентинитокластовыми брекчиями присутствуют также габбро-диорит-обломочные и кремнисто-обломочные типы пород. В нижней подрудной части разреза ивановского комплекса, по данным А.А. Захаровой, присутствуют обломки пироксенитов. В целом, составы эдафогенных брекчий и конглобрекчий Вознесенско-Присакмарской и Сакмарской зон по типам брекчий и характеру стратификации главных типов пород близки между собой. В связи с этим возникает вопрос: где проходит на поверхности западная граница зоны субдукции? В случае использования при интерпретации геологических материалов структурной модели А.С. Перфильева [1979] с перебросом через Уральскую антиформу толщ с востока на запад, вопросов нет. Но наряду с определенным сходством разрезов Вознесенско-Присакмарской и Сакмарской зон есть и существенные отличия, заключающиеся, прежде всего, в отсутствии в западной Сакмарской зоне толщ баймак-бурибайского типа [Формирование..., 1986, Вулканизм..., 1992]. В этом случае, вопрос о западной границе субдукционной зоны открыт и нуждается в обсуждении.

Возраст начала субдукции на Южном Урале определяется по времени формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, содержащих микро- и макрофауну [Маслов, Артющкова, 2010], и материалами по абсолютному возрасту, включая цирконовую изотопную геохронологию [Ферштатер и др., 2007]. Возраст колчеданоносной базальт-бонинит-риодацитовой толщи, перекрывающей пачку пород серпентинито-обломочного, габбро-диорит-обломочного и кремнисто-обломочного состава, по конодонтам из прослоев кремнистых пород (деревни Абзаково, Шарипово), залегающих среди базальтов [Маслов, Артющкова, 2010], – поздний эмс. Возраст циркона из наиболее ранних габбро островодужного типа Хабарнинского массива составляет 415 млн лет, амфиболитов Кемпирсайского массива – 400 млн лет, габбро-диоритов Нуралинского массива – 399 млн лет [Ферштатер и др., 2007], и новое определение по цирконам из габбро – 410.5 млн лет [Краснобаев, Вализер, 2018]. По этим данным возраст формирования островодужных надсубдукционных габбро варьирует от 399 до 415 млн лет, что соответствует возрасту верхний лохков – поздний эмс раннего девона.

Интересную информацию содержат материалы по дунит-пироксенит-габброво-тылаит-анкармитовым комплексам, детально изученным на Среднем Урале под именем Плати-

ноносный пояс Урала и известным также на Южном Урале [Пушкарев, 2009; Пушкарев и др., 2011; Ферштатер, 2013]. Дуниты Восточно-Хабарнинского массива содержат цирконы магматического облика возрастом 407–402±4 млн лет [Ферштатер, 2013]. Магматические цирконы дунитов представляют собой кристаллы, образовавшиеся из исходного магматического расплава, который был близок по химическому составу к габбро. Возраст цирконов из габброидов Восточно-Хабарнинского массива находится в том же интервале, что и в цирконах из дунита. Возраст цирконов из биотит-пироксенового габбро молотовского комплекса Хабарнинского массива составляет 415 млн лет [Ферштатер и др., 2007].

Дуниты из Сахаринского дунит-пироксенит-габбрового массива, расположенного в восточном борту Магнитогорской мегазоны, имеют возраст 378–374 млн лет. Монцогаббро из того же массива содержит цирконы с возрастом 388–377 млн лет (живет-фран) [Ферштатер, 2013]. Интрузивные породы основного состава Сахаринского массива по своим геохимическим особенностям близки к трахибазальтам шелудивогорского вулканического комплекса Восточно-Магнитогорской зоны (D₃f).

Проявление вулканитов анкармитового состава в Гадельшинском вулкане [Пушкарев и др., 2011; Косарев и др., 2020] в Северо-Ирендыкском фрагменте Ирендыкской развитой островной дуги имеет приблизительный возраст 390 млн лет, соответствующий середине эйфельского яруса. Геохимические особенности магматических пород дунит-пироксенит-габбровых комплексов Хабарнинского и Сахаринского массивов, а также вулканитов и пироксенитов (ксенолитов) ирендыкской свиты Гадельшинского вулкана, соответствуют надсубдукционным геодинамическим обстановкам их формирования [Косарев и др., 2005; Пушкарев и др., 2011; Ферштатер, 2013]. Судя по приведенным сведениям, раннедевонско-франская субдукция в Магнитогорской мегазоне происходила в течение приблизительно 40 млн лет. Современное расстояние от западного борта до восточного Магнитогорской мегазоны в широтном направлении составляет около 130 км, а древнее расстояние, предположительно, около 300 км. Исходя из этих сведений, средняя скорость субдукции в Магнитогорской островодужной системе в девонское время могла составлять около 7 мм в год.

Исследования выполнены в рамках Программы государственного задания Института геологии УФИЦ РАН (FMRS-2022-0011).

Литература

- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Кориневский В.Г.* Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник-1970. Свердловск: ИГГ АН СССР, 1971. С. 16–19.
- Косарев А.М.* Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. № 6. С. 54–70.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.
- Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т., Миннибаева К.Р.* Ирендыкская развитая островная дуга раннеэйфельского возраста: вулканизм, колчеданное оруденение, платиновая минерализация // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 84–93.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М.* Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2018. № 4. С. 22–42.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

Перфильев А.С. Формирование земной коры уральской эвгеосинклинали. Труды ГИН АН СССР, вып. 328. М.: Наука, 1979. 187 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пушкарев Е.В. Анкармиты – родоначальные расплавы дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урало-Аляскинского типа. Аналоги анкармитов на Урале // Петрогенез и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 110–111.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. Эффузивные субвулканические анкармиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 100-летию С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 219–223.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.

Тищенко В.Т. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба // Тезисы докладов I симпозиума по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ РАН, 1971. С. 43–44.

Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 365 с.

Феритатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С., Холоднов В.В., Зинькова Е.А., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.

Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.

Хворова И.В. Геосинклинали кремнеобломочные породы и условия их формирования // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 2. С. 36–48.

В.И. Сначев

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа
SAVant@inbox.ru*

Рудоносность вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)

V.I. Snachev

*Institute of Geology Ufa Federal Research Center RAS, Ufa, Russia
SAVant@inbox.ru*

Ore potential of volcanosedimentary and intrusive complexes of the Kochkar Anticlinorium (East Uralian Uplift)

Abstract. The paper considers the geological structure of the northern part of the East Uralian Uplift with ore deposits and occurrences. The ore potential of the Riphean-Vendian deposits of the Bashkirian Meganticlinorium is compared with that of the East Uralian Uplift. It is shown that a primary assemblage of ore complexes of lithostructural zones is similar that caused by their common evolution in the Early and Late Precambrian. The differences are related to granitization processes within the East Uralian Uplift occurred both in the Riphean-Vendian (granite-migmatite domes) and Late Paleozoic (normal granites), which led to the formation of new and transformation of previously formed ore objects.

Кочкарский зональный метаморфический комплекс расположен в северной части Восточно-Уральского поднятия и сложен метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно рифей-вендского возраста [Сначев, 1993]. С запада она отделяется от Арамилско-Сухтелинской зоны субмеридиональным глубинным разломом, к которому приурочены небольшие массивы и тела ультрамафитов и гранитоидов. Стратиграфическая основа, принятая в данной работе, составлена с учетом данных, полученных нами и большим коллективом геологов Челябинской геологоразведочной экспедиции [Сначев, Муркин, 1989].

В разрезе центральной части Кочкарского антиклинория выделяется шесть толщ (снизу вверх): еремкинская гнейсо-сланцевая (RF_{1,2}), кучинская карбонатная (RF₂), благодатская обломочная (RF_{2,3}), светлинская сланцевая (RF₃), александровская вулканогенно-осадочная (V), кукушкинская (O_{1,2}), карбонатная (C_{1v-n}). Исходная металлогения Восточно-Уральского поднятия была очень близка западному склону Южного Урала. Процесс мобилизации, перетложения и концентрации рудного вещества проявился в пределах Восточно-Уральского поднятия в период формирования крупных верхнерифей-вендских мигматитовых куполов (Еремкинский, Борисовский, Варламовский, Санарский) и верхнепалеозойских гранитоидных массивов. В целом, кислые интрузии занимают здесь до 60 % территории. В мраморах елизаветпольской и кучинской толщ и карбонатном меланже карбонатной толщи известны мелкие месторождения и многочисленные проявления полиметаллов. В пределах пегматитовых полей установлена РЗЭ тантал-ниобиевая минерализация, в корках выветривания благодатской толщи – крупные проявления РЗЭ иттриевой и цериевой групп. В светлинской толще открыто одноименное месторождение и ряд рудопроявлений золота прожилково-вкрапленного типа и россыпного золота. В кукушкинской и александровской толщах известны находки алмазов, с гранитоидами санарского и поварненского комплексов связаны проявления урана, с метаультрамафитовым и метагабброидным комплексами – хромитовое [Савельев, 2018], платинометальное [Знаменский и др., 1994] и медно-никелевое [Ковалев, Сначев, 1998] оруденение.

Полиметаллические (существенно цинковые, свинцово-цинковые, свинцово-цинково-серебряные) рудные объекты в пределах Кочкарского антиклинория известны в мраморах и мраморизованных известняках как по западному, так и восточному флангам поднятия. В пределах последнего из них проявления более крупные и многочисленные. Они сконцентрированы на Андрее-Юльевском (расположен между Санарским, Борисовским, Андреевским массивами) и Чуксинском (расположен между Варламовским и Коелгинским массивами) участках, испытавших в своей истории неоднократную тектоническую и магматическую проработку. Минерализация представлена гнездами и линзами галенита и сфалерита, как на Андреевском и Каменно-Павловском проявлениях, либо штокверками прожилково-вкрапленных руд (Каменно-Павловское, Котликское проявления). Мощность рудных линз иногда достигает 4–5 м [Широбокова, 1985; Сначев, Муркин, 1989; Геология..., 2011]. Содержание Pb в сплошных рудах колеблется от 20 до 63 %, Ag – от 106 до 633 г/т. Близость геологического положения и состава руд перечисленных проявлений Крестовоздвиженскому месторождению позволяет говорить об их формировании за счет регенерации и частичного перетложения руд стратиформного типа. Ранее предполагалось, что регенерация связана с внедрением гранитов санарского комплекса. Отобранный галенит из скв. 1673 одного из проявлений Андрее-Юльевского участка датирован В.М. Горожаниным Pb-Pb методом в лаборатории изотопной геологии Института геологии УНЦ РАН. Полученный возраст 328 ± 6 млн лет [Сначев, 1993] близок границе нижнего и среднего карбона, что соответствует времени формирования гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации в соседнем к востоку Восточно-Уральском прогибе.

Тантало-ниобиевая минерализация приурочена к полям пегматитов и связана с поварненским гранитным комплексом (Светлинское проявление). Содержания полезных компонентов в рудных телах составляют, в среднем, 100–250 г/т (для колумбита-танталита) и около 600 г/т (для берилла). Максимальные концентрации Та приурочены к альбитизированным и грейзенизированным пегматитам. По данным геологов ОАО «Челябинскгеосъемка» [Сначев, Муркин, 1989], ценность проявления увеличивается в связи с хрусталеносностью рудных тел, находками здесь ювелирных кристаллов кварца и аквамарина.

С пегматитами санарского комплекса связано и крупное Теплинское проявление иттриевых и цериевых РЗЭ, открытое геологами поисково-съёмочной партии Пластовского ГСО в конце 80-х гг. прошлого столетия. Проявление представлено черчитоносными корами выветривания пегматитов с черчитом и монацитом.

В пределах Кочкарского антиклинория практический интерес представляет прожилково-вкрапленное золотое оруденение метаморфогенно-гидротермального типа [Сазонов и др., 1988, 1989], к которому принадлежит Светлинское месторождение и несколько мелких проявлений. Светлинское месторождение приурочено к одноименной вулканогенно-терригенной толще, зажатой между мраморами и зоной надвига, трассирующей цепочкой гипербазитовых тел [Сазонов и др., 1989]. Основная часть минерализации приурочена к нижней терригенной пачке, содержащей прослой углеродистых сланцев. Рудные тела представляют собой линейные зоны развития сульфидной вкрапленности и минерализованных кварцевых жил и прожилков, повторяющие контакты пород и тесно связанные с рассланцеванием. Большинство исследователей считают месторождение полигенным и полихронным, признается связь оруденения с изначальным седиментогенезом и последующее перераспределение его метаморфическими и метасоматическими процессами.

Представляется, что после накопления в рифее существенно терригенной светлинской толщи, углеродистая составляющая которой содержала определенное количество Au и Ag, начался период формирования мигматитовых куполов, который привел к метаморфизму пород в условиях амфиболитовой фации. В процессе роста куполов и антиклинорной структуры в целом на ее крыльях, как наиболее ослабленных участках, образовались системы разломов, по которым циркулировали мантийные флюиды, содержащие значительные концентрации Au. Доказательством тому служат высокие (в 10–15 раз выше кларка) содержания этого металла в кварце мигматитов. Необходимо помнить, что в период формирования Еремкинско-Борисовского, Варламовского и Санарского гранитно-мигматитовых куполов происходило перераспределение золота в углеродистых сланцах, что хорошо показано нами для Белорецкого, Ларинского зональных метаморфических комплексов [Сначев и др., 2010]. Проявления U связаны с гранитоидами санарского и поварненского комплексов. Большинство из них приурочены к эндо/экзоконтактовой зоне Санарского массива, минерализация представлена рассеянной вкрапленностью уранинита, настурана [Сначев, Муркин, 1989]. Кроме перечисленных минералов, в ассоциации с ними встречены пирит, молибденит, халькопирит. Оруденение сопровождалось геохимическими ореолами Mo (0.05–0.1 %), P (0.6–1.0 %), Pb (до 0.3 %), V (0.03 %) и Bi (0.01 %).

Проблема алмазности Южного Урала получила новое развитие в связи с находками даек лампроитов в Магнитогорской мегазоне (район м-я Куйбас Аблязова) [Салихов и др., 2019], имеющими возраст, определенный В.М. Горожаниным изохронным Rb-Sr методом, 208 ± 18 и 197 ± 6 млн лет [Сначев, 1993]. Ранее алмазы были выявлены в россыпях по р. Каменка (между Борисовским и Пластовским массивами) и р. Н. Тогузак. Новый подход к истории развития Восточно-Уральского поднятия позволяет надеяться на выявление здесь алмазов метаморфогенного и лампроитового типов. Что касается первого из них, то это подтверждается высокой степенью метаморфизма пород, насыщенностью их углеродом и

находками мелких алмазов метаморфогенного типа в отложениях кукушкинской толщи. Лампроитовый тип алмазоносности можно предполагать в связи со щелочной направленностью магматизма в вендское время (александровская толща), среди базальтоидов которого известны и пикритовидные разности.

Учитывая тот факт, что в рифей-вендское и более раннее время Восточно-Уральское и Центрально-Уральское поднятия составляли единую структуру и развивались в сходных условиях, можно предположить и равенство их исходной (доордовикской) металлогении. Различия связаны лишь с образованием мигматитовых куполов и, соответственно, метаморфизмом зон минерализации и вмещающих их пород, а также наложением палеозойских тектономагматических процессов на рудные объекты Восточно-Уральского поднятия.

Процессы мобилизации, переотложения и концентрации рудного вещества наиболее полно проявились на объектах, испытавших многочисленную тектоническую и магматическую проработку в период становления гранитоидов мигматитовой, тоналит-гранодиоритовой и гранитной формаций. В частности, подобные соотношения наблюдаются на известных в пределах Восточно-Уральского поднятия золоторудных месторождениях и рудопроявлениях. Они полигенные и полихронные, на всех признается связь оруденения с изначальным седиментогенезом и последующее перераспределение золота метаморфическими и метасоматическими процессами. Определенные перспективы рассматриваемой территории связаны и с алмазами метаморфогенного и лампроитового типов.

Работа выполнена в рамках Государственного заказа по теме № FMRS-2022-0011.

Литература

Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Книга 2. Урал / Ред. О.А. Кондаин. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.

Знаменский С.Е., Ковалев С.Г., Сначев В.И., Даниленко С.А., Знаменская Н.М., Рачев П.И. Платиноносность гипербазитовых массивов башкирской части зоны Главного Уральского разлома. Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан. Уфа, 1994. 57 с.

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

Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башкирская энциклопедия, 2018. 204 с.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение Урала // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1988. С. 45–49.

Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А. Корово-мантйное оруденение в сиалических блоках эвгеосинклиналий. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 113 с.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.

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

Сначев В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 23 с.

Сначев А.В., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Палладий-золото-редкометалльная геохимическая ассоциация в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты, Южный Урал // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 14–19.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое оруденение Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.

**Сумийский (2.5–2.44 млрд лет) рифтогенный базитовый магматизм
Фенноскандинавского щита: геохимические особенности,
источники магм, металлогения**

Yu.S. Egorova

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia
y.s.egorova@ipgg.ru

**Sumian (2.5–2.4 Ga) rifting-related basic magmatism of the Fennoscandian Shield:
geochemical features, magma sources, metallogeny**

Abstract. By the end of the Archean, continental lithosphere of the eastern part of the Fennoscandian Shield has already been operated as a whole craton. Mantel upwelling caused the lithosphere extension and the formation of large intracratonic rifts ca. 2.5 Ga. At the early rifting stage (2.5–2.4 Ga), shallow large layered intrusions with Cr, Ti-V, Cu-Ni, and Pt-Pd mineralization, mafic dike swarms, and komatiite-basalt-andesite sequences in the Karelian and Kola provinces, as well as small drusite intrusions within the Belomorian Province, formed. The Sumian ultramafic-mafic rocks are high-Si and high-Mg. They show the following geochemical signatures: the enrichment in LREEs ($(La/Yb)_n = 4-18$), Sr, and Zr; the low Nb/La (0.1–0.65) and Sm/Nd (0.18–0.27) ratios; a negative Nb anomaly, and negative $\epsilon_{Nd}(t)$ (–3.4 to –0.5) and positive $\gamma_{Os}(t)$ (0–2) values. The parental magmas of the Sumian ultramafic-mafic rocks are originated from mixing of an enriched Neoproterozoic subcontinental lithospheric mantle melt and plume-related mantle melt. Crustal contamination had no significant effect on the rock composition.

Период времени 2.5–1.9 млрд лет назад – один из важнейших этапов формирования Фенноскандинавского щита. Это этап внутрикратонного рифтогенеза, отражающий начальную стадию распада континента и потенциальную возможность зарождения нового океана. С ним связано образование крупной изверженной провинции (*large igneous province – LIP*) и формирование рудопроявлений и месторождений Cr, Ti-V, Cu-Ni, Pt-Pd и Au. Изучением этого этапа занимались многие исследователи (Т.Т. Алапъети, Ю.А. Амелин, Ю.А. Балашов, Т.Б. Баянова, М.М. Богина, А.Б. Вревский, А.И. Голубев, А.К. Буйко, Ф.П. Митрофанов, Т.А. Мыскова, И.С. Пухтель, А.В. Самсонов, С.А. Светов, В.С. Семенов, В.Ф. Смолькин, А.В. Степанова, Е.Н. Терехов, С.И. Турченко, Е.В. Шарков и др.), которые внесли свой вклад в формирование и понимание целостной картины геологических событий, происходивших в это время, и их следствий. Тем не менее, многие вопросы, связанные с формированием палеопротерозойских интрузий и вулканических серий, остаются дискуссионными. На основе анализа литературных источников с использованием оригинальных данных научного коллектива (Н.А. Арестова и В.П. Чекулаев, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН), в котором работает автор, ниже приведена характеристика и петрогенетические модели начальной (сумийской) стадии палеопротерозойского базитового магматизма и его геологическая интерпретация в контексте закономерной эволюции нашей планеты.

К концу архея континентальная литосфера восточной части Фенноскандинавского щита (ФСЩ) завершила стадию кратонизации и представляла собой целостный фрагмент (рис. 1). В начале протерозоя (~2.5 млрд лет назад) подъем мантийного плюма привел к ее растяжению и заложению крупных рифтогенных структур, наследующих архейские разломы СЗ простирания (зеленокаменные пояса). Вдоль них и серии перпендикулярных (трансформ-

ных) разломов происходило становление малогабуинных крупных расслоенных интрузий, роев мафических даек и излияние лав коматиит-базальт-андезитового состава на эродированный архейский фундамент Карельской и Кольско-Норвежской провинций и мелких интрузий друзитов в Беломорской провинции (БП), уровень эрозионного среза которой соответствовал средней коре (20–30 км) (рис. 1).

Сумийские базиты от архейских аналогов отличает своя изотопно-геохимическая специфика. Для них характерны:

(1) внутренняя геохимическая неоднородность: расслоение на «магнезиальную» и «железистую» разновидности пород, образующих явную и скрытую зональность, полосчатую и пятнистую текстуры в интрузиях (например, друзиты, Бураковская интрузия [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]) и вариолитовую – в вулканитах (например, Каменноозерская и Воттомукс структуры). «Магнезиальные» разности имеют повышенное (на ~2 %) содержание SiO_2 при тех же концентрациях MgO (*siliceous high-magnesium* (SHM) серия по [Pearce, Reagan, 2019] в отличие от бонинитов имеет более высокие концентрации Ti), отличаются высоким индексом $\text{mg}\#$ (>0.5) и концентрациями Sr и Ni. С ними связаны стратиформное хромитовое, сульфидное Cu-Ni с платиноидами и рассеянное Pt-Pd оруденение [Турченко, 2021]. «Железистые» разности имеют толеитовый тренд фракционирования и обогащены Fe, Ti, V, Y, Zr, Nb, они несут Fe-Ti-V оруденение [Турченко, 2021]. Однако эта расслоенность не всегда четко проявлена, и химические анализы часто отражают усредненный состав пород, а в некоторых массивах и вулканических свитах преобладает одна из серий (например, «магнезиальная»: вулканиты Ветреного пояса, массивы Мончегорской группы; «железистая»: вулканиты Кумсинской структуры, Пурначской и Кукшинской свит, интрузии Ципринга и г. Генеральская).

(2) обогащение Sr (100–500 г/т), Zr и PЗЭ (особенно легкими), их дифференцированное распределение $(\text{La/Yb})_n = 4\text{--}18$ максимальное в вулканитах, пониженные отношения $\text{Nb/La} = 0.1\text{--}0.65$ и $\text{Sm/Nd} = 0.18\text{--}0.27$, отрицательная аномалия Nb на спайдер-диаграммах.

(3) выдержанные отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -3.4 до -0.5 (рис. 2а).

Обогащение ЛРЗЭ и литофильными элементами, отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и положительные значения γ_{Os} от 0 до +2 [Puchtel et al., 2016; Yang et al., 2016] сумийских ультрабазит-базитов указывают на обогащенный мантийный источник [Bayanova et al., 2009; Турченко, 2021; Егорова и др., 2021] либо на коровую контаминацию расплавов из деплетированной мантии [Puchtel et al., 2016; Vogina et al., 2015, 2018; Арзамасцев и др., 2020]. Так как все базиты сумийского этапа не только Фенноскандинавского щита, но и других регионов [Терехов, 2007; Pearce, Reagan, 2019; Турченко, 2020] отличают эти особенности, они должны были иметь сходные условия формирования вне зависимости от состава и возраста вмещающих пород коры и географического положения. Расчеты, основанные на концентрациях PЗЭ и изотопном составе Nd для наиболее примитивных коматиитов Ветреного пояса [Puchtel et al., 2016] и базитов расслоенных интрузий [Yang et al., 2016] показывают, что коровая контаминация объемом ок. 5 % первичных мантийных расплавов может привести к наблюдаемым особенностям состава. Аналогичные расчеты для сумийских вулканитов Карельской провинции (в большей степени обогащенных ЛРЗЭ) [Vogina et al., 2018; Егорова и др., 2021], показали невозможность получить их состав из деплетированных мантийных расплавов путем контаминации наиболее распространенными ТТГ породами архейской коры. Использование в качестве контаминанта экзотических пород (например, санукитоидов [Vogina et al., 2018]) противоречит выводу о сходных условиях формирования для всех сумийских базитов мира.

Высокие концентрации SiO_2 , MgO , Sr и ЛРЗЭ в сумийских базитах по сравнению с архейскими (выплавлявшимися из деплетированной мантии (ДМ)) могут быть объяснены плавлением источника богатого клинопироксеном, а обогащение расплавов Zr, Nb, Ba, PЗЭ и H_2O – наличием в источнике амфибола. Оба эти минерала характерны для ксенолитов мета-

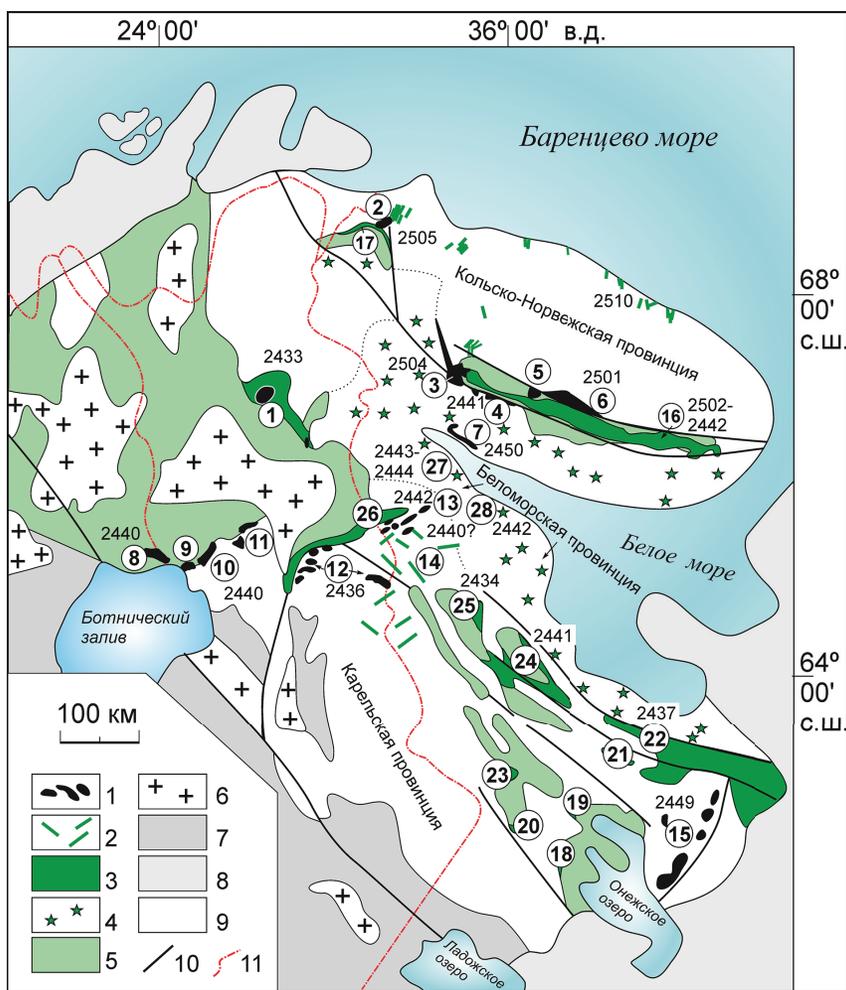


Рис. 1. Размещение и возраст расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий (1), роев мафитовых даек (2), вулканогенных комплексов (3) и интрузий друзитов (4) сумийского этапа рифтогенеза 2.5–2.4 млрд лет Фенноскандинавского щита по [Турченко, 2021] с дополнениями автора; 5 – рифтогенные осадочные и вулканогенные комплексы (2.4–1.85 млрд лет); 6 – анорогенные гранитоиды (1.83–1.77 млрд лет); 7 – Свекофенский ороген; 8 – фанерозойские образования Каледонского складчатого пояса и чехла Русской плиты; 9 – архейская континентальная кора; 10 – глубинные разломы, маркирующие положение палеорифтовых структур; 11 – государственные границы.

Цифры в кружках: 1–15 – интрузии и комплексы расслоенных интрузий: 1 – Койтилаинен; 2 – г. Генеральской; 3 – Мончегорская; 4 – Имандровская; 5 – Федоровой Тундры; 6 – Панских Тундр; 7 – Колвицкая; 8 – Торнио-Куккола; 9 – Кеми; 10 – Пеникаг; 11 – комплекс Портимо; 12 – комплекс Койлисмаа; 13 – Олангский комплекс; 14 – Пяозерский и Вийнаки рои даек; 15 – Бураковская интрузия и Монастырский комплекс мафит-ультрамафитовых интрузий; 16–26 – сумийские вулканические комплексы: 16, 17 – Кольско-Норвежской провинции [Арзамасцев и др., 2020] (16 – сейдорченская, кукшинская и пурначская свита Имандра-Варзуской структуры; 17 – ахмалахтинская свита Печенгской структуры); 18–26 – структур Карельской провинции: 18 – Красная речка; 19 – Кумса; 20 – Семчь; 21 – Каменные озера; 22 – Ветренный пояс; 23 – Воттомукс; 24 – Лехта; 25 – Шомбозеро; 26 – Паанаярви; 27, 28 – друзитовые массивы Беломорской провинции [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]: 27 – Ковда, Нерпозеро, Романовский, Серяк, Толстик; 28 – Пежостровский.

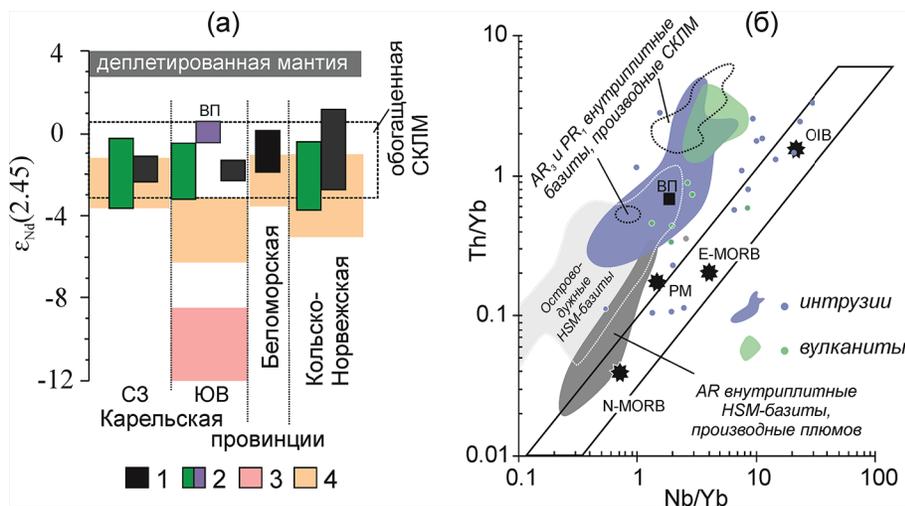


Рис. 2. (а) Вариации значений $\epsilon_{Nd}(t)$ и (б) диаграмма Nb/Yb – Th/Yb по [Pearce, Reagan, 2019] для сумийских базитов Фенноскандинавского щита.

Рис. (а): 1 – мафит-ультрамафитовые интрузии и дайки; 2 – вулканиты коматиит-андезито-базальтовой ассоциации; 3, 4 – поля составов архейских ТТГ фундамента (значения ϵ_{Nd} пересчитаны на 2.45 млрд лет): 3 – с возрастом ~ 3.15 млрд лет; 4 – мезо-неоархейского возраста. ВП – коматииты Ветреного пояса. HSM – серия высоко Si-Mg пород. Используются оригинальные данные и данные из работ [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Bayanova et al., 2009; Puchtel et al., 2016; Yang et al., 2016; Bogina et al., 2015, 2018; Арзамасцев и др., 2020; Турченко, 2021].

соматизированной мантии, они устойчивы при давлениях 2–3 ГПа и температурах до 1200 °C [Green, 2015] зрелой субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и должны в первую очередь разрушаться при высоких температурах (>1200 °C) поднимающегося плюма, насыщающего расплавы H_2O , редкими и редкоземельными элементами. Вывод о том, что формирование сумийских первичных ультрамафитовых расплавов инициировано подъемом мантийного плюма основан на расчетах температур их выплавления, которые оказались выше температуры раннепротерозойской мантии [Puchtel et al., 2016].

Величины $t_{Nd(DM)}$ для сумийских базитов свидетельствуют о формировании их обогащенного источника в мезо-неоархее. Доказательством существования в мезо-неоархейской литосферной мантии Фенноскандинавского щита метасоматизированных участков являются субщелочные массивы санукитоидов с начальными значениями $\epsilon_{Nd}(2.73) +1.7 \pm 0.5$ [Егорова, 2020], становление которых произошло ~ 2.73 млрд лет назад на территории всего архейского кратона. Эволюция изотопного состава Nd архейских участков метасоматизированной мантии с низким отношением Sm/Nd должна была привести к отрицательным значениям $\epsilon_{Nd}(t)$ в палеопротерозое, которые наблюдаются во всех сумийских базитах.

Таким образом, на фоне общих закономерностей состава сумийских базитов наблюдается некий диапазон вариаций, что привело к существованию различных точек зрения на их происхождение: (1) плавление ДМ под воздействием тепла плюма + коровая контаминация (КК) [Puchtel et al., 2016; Bogina et al., 2015, 2018; Арзамасцев и др., 2020]; (2) плавление недеплетированной плюмовой мантии + КК [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Yang et al., 2016]; (3) плавление обогащенной СКЛМ под воздействием тепла плюма [Терехов, 2007; Вауанова et al., 2009; Pearce, Reagan, 2019; Турченко, 2021].

Модели (1) и (2) объясняют состав наиболее примитивных базитов некоторых структур, но не друзитов БП, вулканитов и некоторых расслоенных интрузий, т. к. объем расчи-

танной для них КК превышает допустимые значения по балансу масс [Егорова и др., 2021]. Модель (3) удовлетворительно объясняет все особенности состава, но остается вопрос о причине внутренней геохимической неоднородности, приведшей к ликвационным процессам и широким вариациям состава внутри единой магматической серии. Ее объяснением может служить: 1) неоднородный состав источника (что свойственно для метасоматитов) и/или 2) смешение в разных пропорциях примитивных более глубинных мантийных выплавок из поднимающегося плюма (формирующихся при декомпрессии во время подъема) и выплавок из СКЛМ, расположенной над плюмом. На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (рис. 26) вулканисты, обогащенные Si, РЭ и РЗЭ, попадают в поле обогащенного источника СКЛМ, тогда как наиболее примитивные базиты интрузий и коматииты Ветреного пояса лежат в поле смешения плюмового и обогащенного (СКЛМ) источников, сходная, но менее выраженная картина наблюдается при сопоставлении Sm-Nd изотопного состава (рис. 26). Дальнейшее развитие рифтогенных структур Фенноскандинавского щита в период 2.4–1.9 млрд лет свидетельствует о возрастании роли в формировании базитовых расплавов необогащенного мантийного источника с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, среди базитов начинают преобладать Fe-Ti-V комплексы пород с толеитовыми трендами фракционирования, несущие Pt-Cu-Ni оруденение [Турченко, 2021]. Из этого можно сделать вывод, что на начальных стадиях рифтогенеза, в первую очередь, происходило плавление более легкоплавких метасоматизированных участков СКЛМ, что обусловило изотопно-геохимическую специфику ультрамафит-мафитов сумийского этапа. Постепенное исчерпание ресурсов этого источника наряду с эволюцией рифтогенных структур привело к тому, что в кору стали поступать расплавы преимущественно из необогащенной плюмовой мантии.

В заключении стоит отметить, что палеопротерозойскому океану в центре архейского кратона Фенноскандинавского щита так и не суждено было зародиться. Однако попытка его раскрытия привела к формированию уникальной рудной провинции, которая вместе с аналогичными породными ассоциациями других палеопротерозойских рифтогенных структур древних кратонов Земли вмещает основную долю всех мировых запасов металлов платиновой группы и Cr и экономически значимые месторождения V, Cu, Ni, Ti, Fe, Cu, Pb, Zn [Турченко, 2021].

Работа выполнена в рамках Государственного задания (тема № FMUW -2022-0004).

Литература

- Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Скуфьин П.К., Чащин В.В., Веселовский Р.В. Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд лет) магматические провинции северо-восточной Фенноскандии: геохимия вулканистов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 37–66.
- Егорова Ю.С. Роль карбонатных расплавов в формировании мантийного источника санукитоидов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2020. № 17. С. 172–177.
- Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П. Роль коровой контаминации в формировании сумийских базальтов и андезитбазальтов Карельской провинции Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 165–171.
- Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.
- Турченко С.И. Металлогения докембрийского этапа геологического развития Земли. СПб.: Свое издательство, 2021. 179 с.
- Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, producing petrological and geodynamic implications // Geological Society, London. Special Publication. 2009. Vol. 323. P. 165–198.

Bogina M.M., Zlobin V.L., Mints M.M. Early Paleoproterozoic volcanism of the Karelian Craton: age, coeres and geodynamic setting // *International Geology Review*. 2015. Vol. 57. N 11–1. P. 1433–1445.

Bogina M., Zlobin V., Svetov S., Sharkov E., Chistyakov A. Petrogenesis of siliceous high-Mg series: Evidence from Early Paleoproterozoic mafic volcanic rocks of the Vodlozero Domain, Fennoscandian Shield // *Geoscience Frontiers*. 2018. № 9. P. 207–221.

Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2015. Vol. 42. P. 95–122.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 92. № 3. P. 223–250.

Pearce J.A., Reagan M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // *Geosphere*. 2019. V. 15. № 4. P. 1008–1037. <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>

Puchtel I.S., Touboul M., Blitchert-Toft J., Walker R.J., Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S., Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. Vol. 180. P. 227–255.

Yang S-H., Hanski E., Li C., Maier W.D., Huhma H., Makrushin A., Latypov R., Lohaye Y., O'Brion, Qu W-J. Mantle source of the 2.44–2.50 Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd, and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // *Mineralium Deposita*. 2016. Vol. 51. P. 1055–1073.

A. Müller

Natural History Museum, University of Oslo, Oslo, Norway

Natural History Museum, London, United Kingdom

a.b.muller@nhm.uio.no

Introduction to the GREENPEG Horizon 2020 project – Exploration for European pegmatite minerals to feed the energy transition

Abstract. The GREENPEG project (<https://www.greenpeg.eu/>) supported by the EU under the Horizon 2020 scheme “Climate action, environment, resource efficiency and raw materials” with 9 million EUR aims the development of multi-method exploration toolsets for the identification of European, buried, small-scale (0.01–5 million m³ which correspond to estimated resource target size of 0.025 to 12.5 Mt) and clustered pegmatite ore deposits of the Niobium-Yttrium-Fluorine (NYF) and Lithium-Caesium-Tantalum (LCT) chemical types. The 54-month project, which started 1 May 2020, is being coordinated by the Natural History Museum of the University of Oslo and involves a multi- and interdisciplinary consortium of five academic and research institutions, six consulting and mining companies, one geological survey, and one non-for-profit association from eight European countries.

The project target raw materials are Li, high-purity quartz for silica and metallic Si, ceramic feldspar, REE, Ta, Be and Cs, which are naturally concentrated in granitic pegmatites. Silicon and Li are two of the most sought-after green technology metals as they are essential for photovoltaics and Li-ion batteries for electric cars, respectively.

No exploration and exploitation strategies have so far been developed and tailored to European buried pegmatite ore deposits due to their poor current economic viability. In addition, there has been an extremely low discovery rate for pegmatite ores due to several technical challenges. These challenges were the major motivation for the technology-oriented GREENPEG pegmatite exploration project. Other challenges, which motivated the project, were the sudden increase in demand for critical raw materials required for the shift to green technologies and a need to minimise the environmental and social impacts of exploration activities.

GREENPEG will overcome these challenges by developing new toolsets tailored to LCT and NYF ores and different settings (wall rocks, vegetation, topography) of European pegmatites to increase exploration success and decrease environmental impact. By doing so, GREENPEG will change the focus of exploration strategies from large-volume towards small-volume, high quality ores and overcome the lack of exploration technologies for pegmatite ore deposits by developing toolsets tailored to these ore types. The developed methods will be adjusted, optimised and tested under Technical-Readiness-Level-7 conditions in three European demonstration sites for commercialisation. The demonstration sites, leased by GREENPEG partners for LCT and NYF pegmatite exploration, include: Wolfsberg, Austria; South Leinster, Ireland; and Tysfjord, Norway.

The exploration toolsets developed by GREENPEG are based on new genetic models for the majority of European pegmatite-type ore deposits [Müller et al., 2015, 2017; Barros, Menuge, 2016; Konzett et al., 2018]. The new models imply that the distribution of most European rare metal pegmatites is controlled by the chemistry and degree of partial melting of wall rocks and the presence of major tectonic structures such as regional shear zones. This represents a radical shift from the majority of previous models which suggest that pegmatites crystallize from the residual, most fractionated melts released during the final crystallisation of large-volume granitic intrusions [Černý, 1991a, b; Černý, Ercit, 2005; Černý et al., 2012; London, 2008]. For exploration, it means that a rethinking of conventional methodological approaches is required to establish efficiently the regional mineralogical-chemical zoning of pegmatite fields.

This contribution focuses on the scientific and methodological approach applied in GREENPEG for the development of efficient and environmentally and socially responsible exploration tools for hidden pegmatite-type deposits.

References

- Barros R., Menuge J.* The origin of spodumene pegmatites associated with the Leinster Granite in southeast Ireland // *The Canadian Mineralogist*. 2016. Vol. 54. P. 847–862.
- Černý P.* Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // *Geoscience Canada*. 1991a. Vol. 18. P. 49–67.
- Černý P.* Rare-element granitic pegmatites. Part II. Regional to global environments and petrogenesis // *Geoscience Canada*. 1991b. Vol. 18. P. 68–81.
- Černý P., Ercit T.S.* The classification of granitic pegmatites revisited // *The Canadian Mineralogist*. 2005. Vol. 43. P. 2005–2026.
- Černý P., London D., Novák M.* Granitic pegmatites as reflections of their sources // *Elements*. 2012. Vol. 8. P. 289–294.
- Konzett J., Schneider T., Nedyalkova L., Hauzenberger C., Melcher F., Gerdes A., Whitehouse M.* Anatectic granitic pegmatites from the Eastern Alps: A case of variable rare-metal enrichment during high-grade regional metamorphism – I: Mineral assemblages, geochemical characteristics, and emplacement ages // *The Canadian Mineralogist*. 2018. Vol. 56. P. 555–602.
- London D.* Pegmatites // *Canadian Mineralogist Special Publication*. 2008. Vol. 10.
- Müller A., Ihlen P.M., Snook B., Larsen R., Flem B., Bingen B., Williamson B.J.* The chemistry of quartz in granitic pegmatites of southern Norway: Petrogenetic and economic implications // *Economic Geology*. 2015. Vol. 110. P. 137–157.
- Müller A., Romer R.L., Pedersen R.-B.* The Sveconorwegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites // *The Canadian Mineralogist*. 2017. Vol. 55. P. 283–315.

ЧАСТЬ 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

Э.В. Сокол, А.Н. Некипелова

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

Редкоземельные элементы в керченских оолитовых железных рудах (Крым): геохимия и микроминералогия

E.V. Sokol, A.N. Nekipelova

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
sokol@igm.nsc.ru*

Rare earth elements in Kerch ooidal ironstones (Crimea): geochemistry and micromineralogy

Abstract. The mineralogy and REE+Y contents of bulk samples and some size fractions of Kerch ooidal ironstones are studied to identify the REE+Y hosts and to estimate their contribution to the total REE budget. In the Kerch ooidal ironstones, the major REE-bearing minerals include abundant authigenic LREE phosphates (minerals of the rhabdophane group) and MREE-dominant REE species adsorbed on Fe³⁺-(oxy) hydroxides.

На Керченском полуострове в толщах лагунных осадков киммерийского возраста локализована серия месторождений железных руд (Камыш-Бурун, Кыз-Аул, Эльтиген-Ортель). Их систематическое изучение началось еще в конце XIX в., и к настоящему моменту накопленные данные позволили создать генетическую модель их формирования. На фоне понтийской (N_1^3) регрессии в прибрежной акватории современного северного Причерноморья возникли многочисленные мелководные опресненные лагуны и лиманы, куда реками палеосистем Дона, Днепра и др. транспортировался материал латеритных кор выветривания, развитых по породам Украинского щита. Палеогеографическая обстановка и полуаридный субтропический климат в среднем киммерии (N_2^1) благоприятствовали аккумуляции железа в этой седиментационной обстановке. На геохимическом барьере, возникающем при смешении речных и морских вод, происходила массовая коагуляция Fe коллоидов и накопление Fe осадков. Частые колебания уровня киммерийского моря и активная гидродинамика прибрежной зоны ответственны за многочисленные эпизоды окисления, перемыва и переотложения рудного материала. Высокая биопродуктивность лиманов и лагун обеспечила обогащение этих осадков фосфором [Шнюков, 1965; Голубовская, 2001; Холодов и др., 2014; Sokol et al., 2020].

Типичный разрез керченских рудоносных толщ образуют пологозалегающие пласты среднекиммерийского возраста (N_2^1), залегающие на известняках понта (N_1^3) и перекрытые куяльницкими ($N_2^1-Q_{gl}$) и четвертичными (Q_n) отложениями. Мощность рудных горизонтов колеблется от 0.5 до 15 м, составляя в среднем 9 м. В рудном интервале чередуются Fe-Mn-карбонатные и Fe³⁺-(окси)гидроксидные (коричневые и икряные руды) горизонты с абсолютным преобладанием последних. Исследования геохимии и минералогии РЗЭ в керченских железных рудах (КЖР) выполнены на материале двух разрезов Камыш-Бурунского месторождения. Один из них (разрез Аршинцево) вскрыт в береговом обрыве Керченского про-

лива, а второй – в северном борту карьера Е. Детали строения этих разрезов и пробоотбора изложены в [Sokol et al., 2020; Некипелова и др., 2021a].

В изученных разрезах преобладают два типа Fe^{3+} - (окси)гидроксидных руд: коричневые и икряные. Коричневые руды представляют собой средне- и крупнозернистые слабосцементированные породы, сложенные оолитами, погруженными в Fe-силикатный цемент (ферросапонит и продукты его изменения [Голубовская, 2001]). Оолиты имеют сферическую форму и размер от 1 мм до 4 см. Ядра, рассеченные нерегулярными трещинами и обрамленные многочисленными тонкими (~10 мкм) концентриками, состоят из массивного гетита с включениями небольшого количества терригенных минералов. Коричневые руды являются продуктами окисления табачных руд – коллоидных осадков, сформированных в неглубоких застойных лагунах, где отсутствовали придонные течения и вертикальная циркуляция вод. Икряные руды представляют собой разномасштабные пески и гравий и, как правило, лишены цемента. Они на 90–95 об. % сложены псевдооолитами – слабоокатанными обломками (0.1 мм–1 см) плотных коричневых руд. Псевдооолиты часто рассечены нерегулярными трещинами, которые не трассируются в узкую кайму обрастания. Икряные руды рассматриваются как осадки пляжных фаций, сформированные на отмелях или в зоне действия нагонных волн, и интерпретируются как продукты перемыва и переотложения более раннего рудного материала [Шнюков, 1965; Голубовская, 2001; Холодов и др., 2014].

Концентрация $Fe_2O_{3\text{общ}}$ в валовых пробах Fe^{3+} - (окси)гидроксидных руд значительно варьирует (25.52–64.50 мас. %) и зависит от количества силикатного материала в конкретном образце. Содержание P_2O_5 – высокое (1.27–3.39 мас. %), MnO (0.49–4.48 мас. %) – переменное, а концентрации CaO (0.81–2.92 мас. %), MgO (0.34–1.19 мас. %), Ba (91.4–769 г/т) и Sr (28.8–179 г/т) обычно низкие, за исключением участков развития баритовой и родохрозитовой цементации. Для дальнейших исследований руды были разделены на девять размерных фракций без предварительной механической обработки (мм): ≤ 0.074 (фракция А); 0.074–0.1 (В); 0.1–0.25 (С); 0.25–0.5 (D); 0.5–1.0 (Е); 1–3 (F); 3–5 (G); 5–10 (H); > 10 (I). Для всех фракций методом ИСП МС определены концентрации макро- и микрокомпонентов, включая РЗЭ и Y. Анализ распределения микрокомпонентов в валовых пробах Fe^{3+} - (окси)гидроксидных руд позволил выявить горизонты, резко обогащенные РЗЭ.

Составы грубых фракций (≥ 0.25 мм) и валовых проб Fe^{3+} - (окси)гидроксидных руд близки и характеризуются умеренными количествами $\Sigma РЗЭ + Y$ (367–923 г/т). Большинство спектров распределения $(РЗЭ + Y)_N$ (в нормировке на постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS) [Taylor, McLennan, 1985]) однотипны (рис. 1а): они лишены контрастных аномалий, значимо обогащены $\Sigma РЗЭ$ ($(Gd/La)_N = 1.72–2.41$) и могут быть несколько обеднены $\Sigma РЗЭ$ ($(Yb/La)_N = 0.70–1.29$). На диаграмме $\Sigma РЗЭ–Zr$ (рис. 1б) точки составов валовых проб и грубых фракций коричневых руд образуют единый тренд [Sokol et al., 2020], выявляя частичную связь РЗЭ с ультраустойчивыми терригенными минералами.

В составе тонких (≤ 0.25 мм) фракций руд преобладают гетит/гидрогетит (60–80 мас. %), доля слоистых силикатов не превышает 30 мас. %, а кварца – 20 мас. %. По сравнению с валовыми пробами и грубыми фракциями тонкие фракции беднее Fe_2O_3 и P_2O_5 , но богаче SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Zr , Y , Th . Несколько горизонтов резко обогащены $\Sigma РЗЭ$ (946–2259 г/т) вплоть до ураганных содержаний, обнаруженных в икряных рудах (1391–3011 г/т). Общий рост $\Sigma РЗЭ$ преимущественно обеспечивает вклад $\Sigma РЗЭ$ ($(Gd/La)_N = 1.49–2.22$) и $\Sigma РЗЭ$ ($(Yb/La)_N = 0.23–0.83$) (рис. 1а). На диаграмме $\Sigma РЗЭ–Zr$ точки составов тонких фракций образуют собственный тренд, отличный от такового валовых проб и грубых фракций (рис. 1б), что косвенно указывает на смену фаз-концентраторов РЗЭ. Их поиск и идентификация выполнены с помощью метода СЭМ ЭДС.

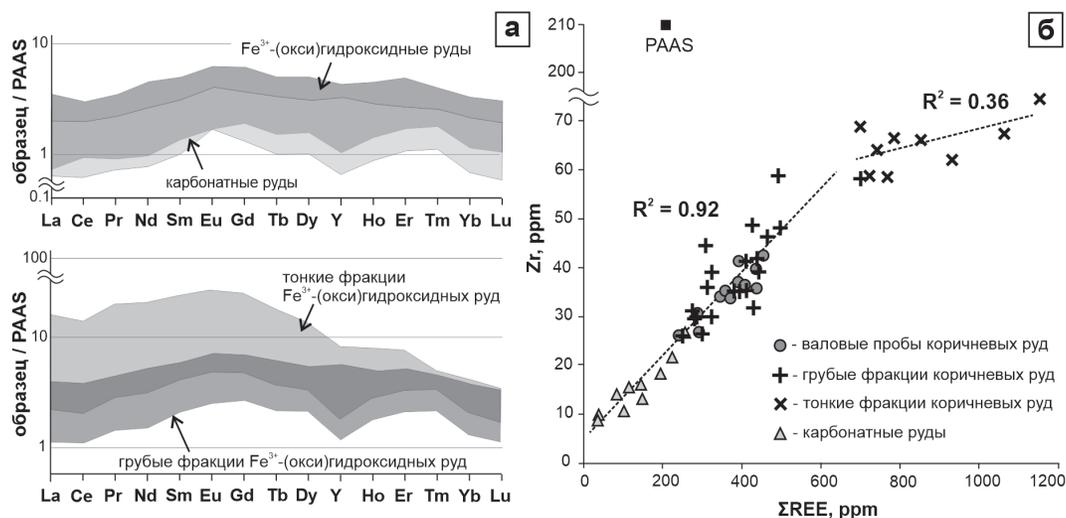


Рис. 1. Графики распределения микроэлементов в осадочных железных рудах Камыш-Бурунской мульды:

а) PAAS-нормализованные спектры распределения $(\Sigma REE + Y)_N$ в валовых пробах и гранулометрических фракциях Fe³⁺-(окси)гидроксидных руд; б) положение фигуративных точек составов карбонатных руд, валовых проб и гранулометрических фракций коричневых руд (разрез «Аршинцево») на диаграмме $\Sigma REE-Zr$.

В цементе руд найдены только единичные слабоокатанные зерна и обломки детритового Th-содержащего монацита. При этом в оолитах и псевдооолитах обнаружены обильные аутигенные фосфаты ЛРЗЭ, преимущественно локализованные в слепых трещинах (рис. 2). Атомные отношения ΣREE и P в этих фазах близки к 1:1; главные катионы – Ce, La, Ca, Nd, Pr; концентрации Th и U < 0.30 мас. %. Постоянный дефицит суммы указывает на присутствие воды в этих соединениях. На этом основании фосфаты ЛРЗЭ из керченских руд отнесены к фазам рабдофанового типа (ЛРЗЭ(PO₄)·nH₂O).

По особенностям морфологии и состава аутигенные фосфаты ЛРЗЭ подразделяются на два типа. Первый тип – это обильные субмикронные (<1 мкм) индивиды хлопьевидной формы с умеренным содержанием CaO ($X_{cp} = 2.80$ мас. %). Состав позволяет отнести их к ограниченному твердым растворам (Ce(PO₄)·nH₂O) – (Ca,Ce,Th)(PO₄)·H₂O (броккит). Их общая формула (La_{0.03–0.23}Ca_{0.02–0.49}Ce_{0.01–0.56}Pr_{0.00–0.12}Nd_{0.00–0.16}Sm_{0.00–0.15}Gd_{0.00–0.02})PO₄·nH₂O. Фосфаты второго типа встречаются реже, они крупнее (до 2 мкм) и обладают веретенообразной или округлой формой. Эти соединения содержат SO₃ ($X_{cp} = 1.90$ мас. %) и богаче CaO ($X_{cp} = 6.30$ мас. %), что позволяет отнести их к твердым растворам (Ce(PO₄)·nH₂O) – (Ca,U,Fe³⁺)((PO₄),(SO₄))·2H₂O (тристрамит). Обобщенная формула – (Ce_{0.23–0.42}Ca_{0.22–0.47}La_{0.09–0.20}Nd_{0.10–0.15}Pr_{0.03–0.05}Y_{0.00–0.05}Sm_{0.00–0.03}(P_{0.82–0.98}S_{0.02–0.18})O₄)·nH₂O. В целом, относительно теоретического состава рабдофана фосфаты ЛРЗЭ из керченских руд значимо обогащены Ca, La, Pr и Nd. По сравнению с монацитом из магматогенных РЗЭ руд они существенно богаче ΣРЗЭ, Y, Pr, Nd и беднее Th и U [Некипелова и др., 2021б].

Анализ литературных данных показал, что структура накопления РЗЭ керченскими рудами, в целом, сходна с таковыми в морских осадочных железорудных месторождениях, Fe-Mn конкрециях и фосфоритах. Их индивидуальными особенностями являются: (1) высокие количества ΣРЗЭ; (2) обогащение Nd, La и ΣРЗЭ и (3) низкие концентрации Th и U [Некипелова и др., 2022]. На дискриминационных диаграммах Ce_N/Ce_N* – (Y/Ho)_N и Ce_N/Ce_N* – Nd [Bau et al., 2014] КЖР занимают пограничное положение между гидrogenными и диагенетически-

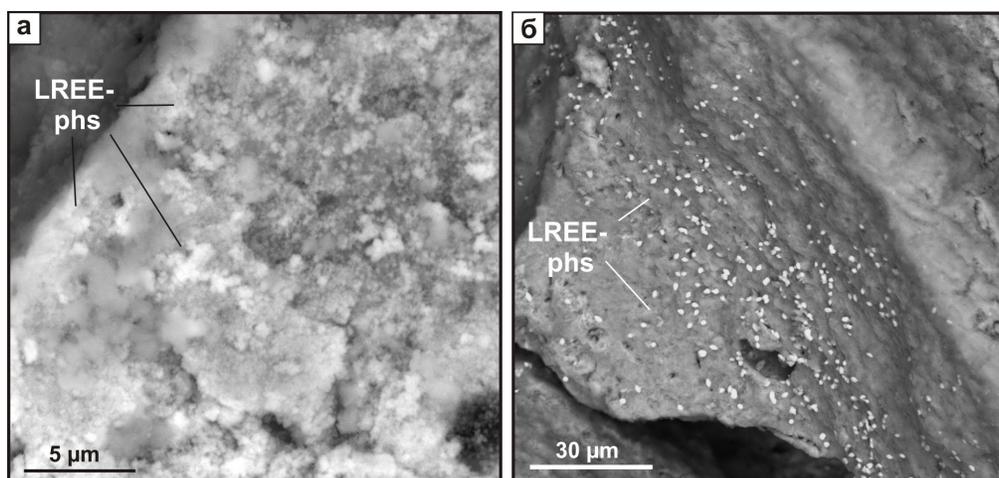


Рис. 2. Облик аутигенных ЛРЗЭ фосфатов из керченских железных руд:

а) сгустки мельчайших хлопьевидных частиц аутигенных ЛРЗЭ фосфатов (LREE), инкрустирующие поверхность псевдооолита, карьер Е; б) скопление округлых зерен аутигенных фосфатов ЛРЗЭ на сколе Fe^{3+} -(окси)гидроксидного оолита, разрез Аршинцево. BSE фото.

ми Fe-Mn морскими осадками. Ни одна из индикаторных характеристик не выявила вклада гидротермального источника в $\Sigma P3Э+Y$ баланс керченских руд [Sokol et al., 2020]. Итоговый $\Sigma P3Э+Y$ бюджет керченских руд, главным образом, сформирован на стадии раннего диагенеза осадка при минимальном вкладе терригенного источника.

Особенности накопления РЗЭ керченскими рудами позволяют отнести их к перспективным типам нетрадиционного РЗЭ сырья. Опережающее накопление в них промышленно востребованных Pr, Nd и СРЗЭ в потенциале способно минимизировать затраты на селективное извлечение полезного компонента, а низкие концентрации Th и U резко снижают класс радиологической опасности, как самих руд, так и всех продуктов, и отходов технологической цепочки [Некипелова, 2022].

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. ЛРЗЭ, МРЗЭ, НРЗЭ, U и Th – ключевые компоненты редкоземельных руд различных генетических типов // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: ТПУ, 2021б. Т. 1. С. 392–397.

Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Филиппова К.А. Керченские осадочные железные руды – нетрадиционный источник Nd и МРЗЭ: особенности и перспективы // Руды и металлы. 2022 (в печати).

Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Хворов П.В. Редкоземельные фосфаты в керченских икрайных рудах // Геология и геофизика. 2021а. 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.

Vau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // *Chemical Geology*. 2014. Vol. 381. P. 1–9.

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. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985. 312 p.

А.В. Лаломов^{1,2}, А.В. Григорьева¹, А.В. Милаш³, А.В. Черешинский³

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

² – Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь

³ – Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Сравнительный анализ ильменита Иршанского месторождения Украины и ястребовской свиты (верхний девон) юго-востока Воронежской антеклизы

A.V. Lalomov^{1,2}, A.V. Grigor'eva¹, A.V. Milash³, A.V. Cheresinsky³

¹ – Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
lalomov@mail.ru

² – Perm State National Research University, Perm, Russia

³ – Voronezh State University, Voronezh, Russia

Comparative analysis of ilmenite of the Irsha deposit in Ukraine and Upper Devonian Yastrebovskaya Formation of the southeast of the Voronezh Antecline

Abstract. The Russian titanium industry uses imported feedstock, thus the development of domestic deposits is an important task. The ilmenite-bearing volcanosedimentary deposits of the southeast of the Voronezh Antecline (Yastrebovskaya Formation, Pavlovsky placer area) can serve a possible source of substitution of ilmenite feedstock from the Irsha deposit in Ukraine. The Pavlovsky ilmenite is similar to Irsha ilmenite in chemical composition and the degree of alteration and size of components. The quality of Pavlovsky ilmenite is slightly worse due to poor lithification of ilmenite-bearing tuff sandstones and higher Cr₂O₃ content.

Титан относится к стратегическим металлам и широко используется в современных инновационных технологиях. Только 5 % титанового сырья используется в металлургии, основная масса в виде диоксида титана идет на производство коррозионностойких красителей (титановых белил), в бумажное и строительное производство. Главным производителем диоксида титана в России является завод «Крымский титан» (г. Армянск), который с декабря 2021 г. принадлежит компании «Русский титан». Сырьем для производства служит ильменитовый концентрат, поставляемый с Иршанского россыпного месторождения Украины.

Хотя Россия занимает второе место в мире по запасам титанового сырья, проблема состоит в том, что имеющееся сырье не обладает необходимым качеством. Так, крупные редкометалльно-титановые россыпные месторождения России – Центральное в Тамбовской области и Бешпагирское в Ставропольском крае – содержат существенно лейкоксенизированный ильменит, что не позволяет использовать его в технологическом цикле предприятия «Крымский титан», поскольку имеющиеся технологии ориентированы на слабо измененный ильменит Иршанского месторождения [Тигунов и др., 2005].

Главное отличие этих месторождений состоит в том, что Иршанское относится к типичным элювиальным и аллювиальным россыпям ближнего сноса, тесно пространственно и генетически связанным с коренными источниками – ильменитоносными породами габбро-анортозитового комплекса, а крупные месторождения России – к дистальным прибрежно-морским россыпям, материал которых претерпел множественные циклы переотложения и концентрируется в благоприятных литодинамических условиях на значительном удалении от коренных источников [Лаломов, 2021]. В гипергенных и постседиментационных диагенетических обстановках за счет выноса железа ильменит подвергся существенным процессам лейкоксенизации, в результате чего в ископаемых прибрежно-морских россыпях ильменит в чистом виде отсутствует, а наблюдается только лейкоксенизированный ильменит.

С позиции импортозамещения наиболее перспективными объектами являются ильменитовые россыпи ближнего сноса в вулканогенно-осадочных отложениях ястребовской свиты верхнего девона (туфы и туфопесчаники), которые на юго-востоке Воронежской антеклизы выделяются как Павловский россыпной район и представлены дельтовыми, лагунными, прибрежно-морскими, мелководно-морскими, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. Основным минералом тяжелой фракции является ильменит, в меньшем количестве встречены магнетит, титаномagnetит, хромшпинелид и лейкоксен. В виде единичных знаков наблюдаются пирит, гематит, сфалерит и халькопирит. Содержание ильменита сильно варьирует от первых до 200–400 кг/м³. На территории исследования имеются утвержденные прогнозные ресурсы по категории Р₂ на титановое сырье, которые составляют 35.8 млн т TiO₂ [Черешинский, Милаш, 2019].

Для сравнительного анализа исследованы пробы ильменита Иршанского месторождения и ястребовской свиты. Из восьми шлихов Иршанского месторождения в бромформе была выделена тяжелая фракция. Поскольку шлихи не имели описания и привязки, по минеральному составу они условно разделены на осадочные (предположительно, пролювиально-аллювиальные) руды с гидроокислами железа и руды коры выветривания без гидроокислов (рис.).

Образцы ильменитовых руд ястребовской свиты (две пробы) отобраны из пород вскрыши Павловского гранитного карьера. Они представлены туфопесчаниками, состоящими из угловатых и угловато-округлых зерен кварца (5–40 %), полевого шпата (5–10 %), округлых и эллипсоидных обломков эффузивных пород (20–25 %), угловатых и угловато-окатанных зерен ильменита (1–18 %), сцементированных глинисто-карбонатной массой (10–25 %) [Канцеров, 1983]. По данным РФА содержание TiO₂ в исходных пробах составило 6.63 и 11.25 % (152 и 259 кг/м³), FeO+Fe₂O₃ – 28–34 %, SiO₂ – 49–37 % при повышенном содержании Cr 2956–8658 г/т.

Размер исследованного ильменита Иршанского месторождения (0.6–1.2 мм) существенно больше, чем ильменита ястребовской свиты (0.4–0.8 мм) (рис.). По данным [Титановые..., 1967], размер более 70 % ильменита пойменной россыпи Верхне-Иршанского месторождения составляет 0.2–0.8 мм, Лемненского участка – 0.14–0.8 мм, что сопоставимо с ильменитом ястребовской свиты.

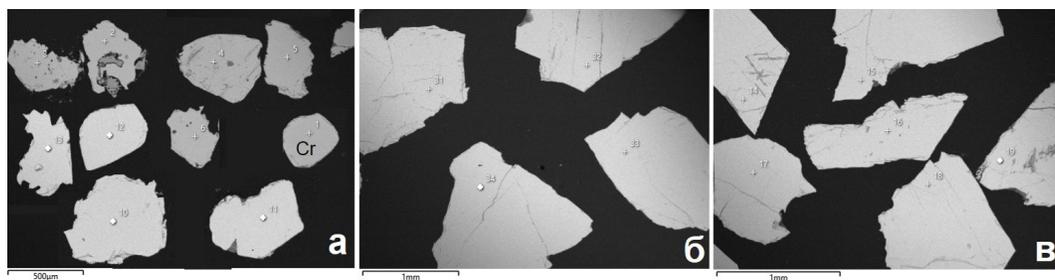


Рис. Зерна ильменита ястребовской свиты (а) и Иршанского месторождения (б – осадочные руды; в – кора выветривания).
Cr – зерно хромита.

Таблица

Средний химический состав ильменита Иршанского месторождения и ястребовской свиты, мас. %

Ильменит	Ti	Fe	Mg	Mn	O	Сумма	Ti/Fe	с.о.	n
Ястребовская свита	30.14	38.01	2.96	2.86	27.62	101.59	0.79	0.05	13
Иршанское месторождение, кора выветривания	30.74	36.84	0.0	0.90	26.99	95.47	0.83	0.03	11
Иршанское месторождение, осадочные руды	31.06	38.68	0.0	0.48	26.10	96.32	0.80	0.02	14

Примечание. с.о. – стандартное отклонение отношения Ti/Fe; n – количество анализов.

Состав ильменита проанализирован на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с применением энергодисперсионного спектрометра Oxford INCA-450 (табл.). Оптические и электронно-микроскопические исследования показали, что в обоих сравниваемых объектах присутствует практически неизменный ильменит. По соотношению Ti/Fe ильменит Иршанского месторождения и ястребовской свиты наиболее близки к неизменному ильмениту (0.83) (табл.). Состав ильменита выдержанный, стандартное отклонение соотношения Ti/Fe для обоих типов составляет 0.02–0.05.

Ильменит из вулканогенных пород юго-востока Воронежской антеклизы имеет специфический химический состав, который выражается в повышенном количестве гейкилитовой и пиррофанитовой составляющих. Среднее содержание MgO составляет 5.12 мас. %, при максимальных значениях 8.29 мас. %. Примесь Mn характерна для трети изученных зерен: содержание MnO достигает 7.25 мас. % при средних значениях 1.09 мас. % [Черешинский, Милаш, 2019]. В исследованном нами ильмените содержание MgO и MnO составляет 2.96 и 2.86 мас. %, соответственно. В ильмените Иршанского месторождения MgO отсутствует, а содержание MnO ниже (0.48–0.90 мас. %).

Технологические свойства ильменитовых руд ястребовской свиты и качество ильменитового концентрата снижает слабая литифицированность ильменитоносных туфопесчаников и повышенное содержание Cr_2O_3 . Тем не менее, вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Воронежской антеклизы могут служить альтернативным источником ильменитового концентрата.

Работы проведены в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН.

Литература

Канцеров В.А. Ильменитоносные вулканогенно-обломочные породы позднего девона юго-востока Воронежской антеклизы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Воронеж: ВГУ, 1983. 277 с.

Лаломов А.В. Локальные геолого-динамические факторы формирования редкометалльно-титановых россыпей // Материалы XVI Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Воронеж: ВГУ, 2021. С. 263–264.

Тигунов Л.П., Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Титановые руды России: состояние и перспективы освоения. М.: ВИМС, 2005. 104 с.

Титановые и титано-циркониевые россыпи Украинской ССР. Киев: Академия наук УССР, Министерство геологии УССР, 1967. 710 с.

Черешинский А.В., Милаш А.В. Типоморфные особенности минералов и вещественный состав титановых руд ястребовских отложений // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2019. № 1. С. 64–71.

Д.Е. Савельев¹, Д.К. Макатов², В.С. Портнов², Р.А. Гатауллин¹

*¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
sav171@mail.ru*

² – Карагандинский технический университет, г. Караганда

Минералогические особенности хромититов глубоких горизонтов залежи Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский массив, Республика Казахстан)

D.E. Saveliev¹, D.K. Makatov², V.S. Portnov², R.A. Gataullin¹

¹ – Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

² – Karaganda Technical University, Karaganda, Kazakhstan

Mineralogical features of chromitites from deep levels of the Almaz-Zhemchuzhina deposit (Kempirsay massif, Republic of Kazakhstan)

Abstract. The results of mineralogical study of ores from deep levels of the Almaz-Zhemchuzhina world's largest podiform chromitite deposit in Kazakhstan are presented. The major ore mineral includes chromite ($Cr/(Cr+Al) = 0.80-0.85$), which is accompanied by serpentine and chlorite replacing primary olivine. The chromite grains contain unevenly distributed inclusions. The most common minerals of inclusions are olivine (or serpentine) and pargasite; phlogopite, pyroxenes, and base metal sulfides are less common. Few tens of fine inclusions of platinum group minerals were found in chromite: the Ru, Os, and Ir disulfides (lauriterlichmanite) are dominant and sulfoarsenides (irarsite, osarsite) are subordinate. The possible origin of ores and inclusions is discussed on the basis of a leading role of subsolidus solid-state processes in formation of chromitites.

Введение. Кемпирсайский ультрамафитовый массив является одним из крупнейших на Урале и единственным, в пределах которого сосредоточены наибольшие скопления хромовых руд, связанные с породами офиолитовой ассоциации. Наиболее крупные подиформные хромититовые залежи сосредоточены в юго-восточной части массива, в пределах так называемого Главного рудного поля, где они образуют две рудные зоны (Западную и Восточную) и несколько рудных узлов.

Месторождение Алмаз-Жемчужина представляет собой наиболее крупную (в массиве и мире) подформную залежь хромититов с запасами руд более 100 млн т, сосредоточенных в интервале глубин от поверхности до 1200 м [Кравченко, 1969]. Оно представляет собой наиболее мощную (центральную) ветвь рудной системы Джарлыбутацкого рудного узла, который состоит из трех месторождений. Две другие ветви включают месторождения Миллионное (западная) и Первомайское (восточная). В верхней части рудной системы преобладают ветвящиеся тела густовкрапленных и массивных хромититов, которые характеризуются субмеридиональным простиранием и крутым западным падением. На глубинах 50–100 м происходит «слияние» этих тел в более мощную компактную залежь с преобладанием массивных руд.

Центральная ветвь характеризуется более крутым южным склонением. В верхней части залежи преобладают тела сложной морфологии с переменным значением густовкрапленных и массивных хромититов. На более глубоких горизонтах форма залежей становится проще, обычно они представлены пологими столбообразными телами, которые затем переходят в почти горизонтальную широкую и мощную хромититовую залежь [Колотилов и др., 1979; Павлов и др., 1968]. К югу она несколько сужается при одновременном резком увеличении мощности до 200 м. В строении залежи преобладают массивные и густовкрапленные хромититы крупнозернистого строения, часто руды пересекаются тонкими жилами кальцитового, амфиболового и клинопироксенового состава.

Результаты исследований. Нами изучено несколько аншлифов массивных и густовкрапленных хромититов с целью уточнения минералогических характеристик руд и минеральных включений в хромитах из керн разведочных скважин с глубин 920–1100 м (табл.).

Таблица

Минералогия хромититов из глубоких горизонтов залежи Алмаз-Жемчужина

№ п/п	Минерал	Формула	Распространение
1	Хромшпинелид	$(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al,Fe})_2\text{O}_4$	+++++
2	Серпентин	$\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$	++++
3	Мг-хлорит (клинохлор)	$\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$	+++
4	Паргасит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+++
5	Ортопироксен (?)	MgSiO_3	+++
6	Оливин	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	++
7	Клинопироксен	$(\text{Ca,Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	+
8	Флогопит	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	+
9	Хизлевудит	Ni_3S_2	++
10	Миллерит	NiS	++
11	Халькозин	Cu_2S	++
12	Самородная медь	(Cu,Ni)	+
13	Самородный никель	Ni	+
14	Лаурит	$(\text{Ru,Os,Ir})\text{S}_2$	++
15	Эрликманит	$(\text{Os,Ru,Ir})\text{S}_2$	++
16	Иридисит	$(\text{Ir,Ni,Cu})\text{S}_2$	+
17	Ирарсит	$(\text{Ir,Ru,Rh,Os})\text{AsS}$	+
18	Осарсит	$(\text{Os,Ru,Ir})\text{AsS}$	+
19	Фаза Ni-Cu-Ir_S	$(\text{Ni,Cu,Ir,Ru,Os,Rh...})\text{S}$	+

Примечание. +++++ – главный минерал (>50 %), ++++ – второстепенный минерал (10–50 %), +++ – типичный аксессуарный минерал, ++ – редкий минерал, + – единичные находки.

Главным минералом руд является высокохромистый шпинелид, содержания компонентов которого варьируют в следующих пределах: 59–65 мас. % Cr_2O_3 , 8.2–12.2 мас. % Al_2O_3 , 13.5–15.1 мас. % $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, 13.50–14.75 мас. % MgO . Из примесей значимые количества установлены только для TiO_2 (0.16–0.28 мас. %). Хромититы образуют агрегаты тесно сросшихся зерен, в которых границы индивидуальных кристаллов практически не различимы. Интерстиции рудных агрегатов заполнены вторичными силикатными минералами – хлоритом, серпентином, амфиболами. Морфология этих минералов, скорее всего, говорит о том, что они «выжимались» из рудного агрегата при его уплотнении.

Внутри зерен хромита встречаются разнообразные минеральные включения, причем их количество возрастает от вкрапленных руд к массивным. Во включениях установлены силикаты (оливин, пироксены, амфиболы, слюды, хлорит, серпентин), сульфиды и сульфоарсениды состава Ni-Cu-Fe-Co-PGE, реже – самородные минералы (Cu, Ni).

Оливин в зернах хромита сохраняется в виде мелких (10–50 мкм) округлых включений, которые расположены вдали от трещин, обычно интенсивно развитых в хромититах и разделяющих рудные зерна на отдельные фрагменты. По составу оливин является высокомагнетизальным (Fo_{95-98}) и содержит значительные количества NiO (0.5–0.7 мас. %).

Ортопироксен наиболее распространен как жильный минерал внутри секущих хромититов прожилков, где часто замещается антофиллитом, а также встречен в виде единичных включений внутри зерен хромита. Клинопироксен (диопсид) встречается в виде редких мелких (10–25 мкм) призматических включений в хромите.

Амфиболы являются наиболее многочисленными первичными включениями в зернах хромита, их размер варьирует от первых до 25–30 мкм, а морфология – от таблитчатых до призматических и шестоватых. Состав выдержанный и соответствует паргаситу с высокими содержаниями Na_2O (1–3 мас. %) и Cr_2O_3 (0.8–2.5 мас. %), в большинстве зерен фиксируется K_2O : обычно 0.05–0.2 мас. %, в единичных случаях до 1.07 мас. %.

Сульфиды Ni и Cu представлены мелкими (15–25 мкм) зернами хизлевудита, миллерита и халькозина. Для некоторых зерен миллерита характерна примесь Cu (до 5.45–8.60 мас. %), для всех изученных зерен хизлевудита и миллерита характерны низкие содержания Fe (<1 мас. %). В некоторых зернах халькозина повышена концентрация Fe (до 10 мас. %). Самородные минералы представлены медью с высокими содержаниями Ni (до 21 мас. %) и практически чистым никелем.

Минералы платиновой группы (МПП) обнаружены исключительно внутри зерен хромита и обычно имеют очень малые размеры – от долей до 3–5 мкм. Большая часть зерен (60 %) по составу относится к дисульфидам ряда лаурит-эрликманит с общей формулой $(\text{Ru}, \text{Os}, \text{Ir})\text{S}_2$ и переменными отношениями между элементами платиновой группы. Из других МПП отмечается присутствие существенно иридиевой разновидности сульфида, который рассчитывается на формулу, близкую к иридису (15 %). Сульфоарсениды представлены как существенно иридиевой – ирарсит (около 10 %), так и осмиевой – осарсит (около 10 %) разновидностями. В сопоставимых количествах встречены сульфиды комплексного Ni-Cu-PGE состава (менее 10 %) с варьирующими соотношениями металлов.

Обсуждение и выводы. Набор минералов в интерстициях руд и во включениях внутри зерен хромита залежи Алмаз-Жемчужина, в целом, сходен с изученными ранее на других офиолитовых объектах, и, в частности, на месторождении Геофизическое-VII [Савельев и др., 2022]. Такие минералы, как оливин, серпентин, ортопироксен и хлорит являются типичными для первичных либо измененных ультрамафитов, и их наличие интерпретируется без особого труда. В частности, присутствие округлых зерен оливина в хромшпинелидах можно объяснить его захватом при кристаллизации хромита либо из просачивающихся сквозь рстит расплавов [Gonzalez-Jimenez et al., 2014], либо в ходе синдеформационного роста [Савельев, Федосеев, 2019].

Многочисленные включения паргасита и флогопита в хромите интерпретируются как результат флюидно-метасоматического генезиса хромитов [Пушкарев и др., 2015] либо реакции рестита с просачивающимися расплавами и флюидами [Borisova et al., 2012; Johan et al., 2017]. На многочисленных примерах ранее было показано совместное присутствие тончайших выделений хромшпинелида и паргасита внутри неизменных кристаллов оливина и ортопироксена из перцолитов [Савельев и др., 2017; Савельев, 2019]. Кроме того, если присутствие амфиболов в хромититах связано с просачиванием флюидов, то их локализация должна быть связана с микротрещинами или границами зерен. Однако все включения паргасита и флогопита в изученных зернах хромита встречаются вдали от границ, в то время как в многочисленных трещинах не выявлено ни одного зерна этих минералов. Это позволяет сделать вывод о твердофазном генезисе включений.

Платинометалльная минерализация характеризуется преобладанием тугоплавких платиноидов – Ru, Ir и Os при подчиненной роли Rh и Pt и полном отсутствии Pd, что также соответствует результатам, полученным ранее для других объектов юго-восточной части Кемпирсайского массива [Melcher, 2000; Distler et al., 2008]. О решении проблемы генезиса платинометалльной минерализации в хромититах месторождения Алмаз-Жемчужина говорить преждевременно. Вместе с тем, отсутствие МПП вне зерен хромита предполагает, что их образование могло быть связано с процессами уплотнения рудных агрегатов и рекристаллизации (отжига?), которые сопровождалась сегрегацией примесей из рудных зерен.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания по теме № FMRS-2022-0011

Литература

Колотилов Л.И., Казанцев М.М., Рацбаум Е.И. Структурно-морфологическая зональность рудных узлов Южно-Кемпирсайского хромитового района, ее поисковое и оценочное значение // Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1979. С. 64–70.

Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогенез хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального происхождения платиноносных хромитов Кондерского массива (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. С. 394–423.

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. Особенности морфологии и состава хромшпинелидов из ультрамафитов мантийного разреза Нуралинского массива (Южный Урал) // Минералогия. 2019. Т. 5. № 4. С. 3–18.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Твердофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 1. С. 31–46.

Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Портнов В.С. Минеральные включения в хромититах залежи Геофизическое VII (Кемпирсайский массив, Казахстан) // Чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 25. Пермь, 2022. С. 219–225.

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.

Distler V.V., Kryachko V.V., Yudovskaya M.A. Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex // Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 92. P. 31–58.

Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*. 2014. Vol. 189. P. 148–158.

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.

Melcher F. Base metal–platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematics // *Mineralogy and Petrology*. 2000. Vol. 68. P. 177–211.

Р.А. Гатауллин¹, Д.Е. Савельев¹, Д.К. Макатов², В.Д. Абрамова³, Д.А. Артемьев⁴

¹ – *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*
rusgatln97@gmail.ru

² – *Карагандинский технический университет, г. Караганда*

³ – *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

⁴ – *Институт минералогии ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс*

Микроэлементный состав хромшпинелидов из ультрамафитов Кемпирсайского массива (Казахстан)

R.A. Gataullin¹, D.E. Saveliev¹, D.K. Makatov², V.D. Abramova³, D.A. Artemiev⁴

¹ – *Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia*
rusgatln97@gmail.ru

² – *Karaganda Technical University, Karaganda, Russia*

³ – *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

⁴ – *Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia*

Trace element composition of chromite from ultramafic rocks of the Kempirsay massif (Kazakhstan)

Abstract. The results of the study of Cr spinels from samples of mantle ultramafic rocks of the Kempirsay massif are presented. The chemical composition of the grains was studied using the EDS and LA-ICP-MS methods. The studied Cr spinels cover a significant range of variations of Cr/(Cr+Al) ratio: the most aluminous ones are found in lherzolites and harzburgitizes, but the spinel grains are high-Cr in dunites and chromitites. The behavior of most of the trace elements reveals correlations with Cr/(Cr+Al) ratio, which characterizes the degree of depletion of the mantle source. It is found that Sc and Ti are inclined to accumulation in restite at depletion of mantle matter. The inverse dependence with the trend of depletion is characteristic for Zn, Ga, it is more weakly expressed for the behavior of V, Ni, Co.

Введение. Целью работы является установление микроэлементного состава акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из ультрамафитов и хромититов Кемпирсайского массива на Южном Урале. Задачи исследования включали: 1) определение вариаций микроэлементного состава хромшпинелидов от акцессорных в лерцолитах, гарцбургитах и дунитах до рудообразующих, что невозможно сделать другими методами ввиду малого содержания примесных компонентов, обычно не превышающего предел обнаружения РСМА (Ti, V, Mn, Zn и др.); 2) сравнение основных характеристик хромшпинелидов ($\#Cr = Cr/(Cr+Al)$, $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$, ат. %) с изменением микроэлементного состава минералов; 3) сравнение состава хромшпинелидов Кемпирсайского массива с таковыми других офиолитовых комплексов.

сов. Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ЛА ИСП МС) широко применяется для изучения микроэлементного состава минералов, однако исследования данным методом ультрамафитов Южного Урала единичны [Савельев, Артемьев, 2021].

Большая часть изученных образцов ультрамафитов и хромититов отобрана при полевых исследованиях в юго-восточной части Кемпирсайского массива Д.К. Макатовым, образцы свежих лерцолитов из глубоких скважин предоставлены И.С. Чашухиным и А.И. Чернышовым. Для сравнения также исследованы хромшпинелиды из лерцолитов и дунитов массивов Крака и Нурали.

Все образцы были монтированы в шашку на основе эпоксидной композиции и предварительно изучены на СЭМ Tescan Vega Compact (ИГ УФИЦ РАН, Уфа, аналитик Д.Е. Савельев), составы минералов определялись при помощи ЭДС Xplore 15 при ускоряющем напряжении 20 кэВ и токе 4 нА, состав рассчитан в автоматическом режиме в программе AzTec с использованием встроенных заводских стандартов. Микроэлементный состав определялся при помощи метода ЛА ИСП МС (ИГЕМ РАН, Москва, аналитик В.Д. Абрамова), масс-спектрометр XSeries-2 (Thermo) и лазерный пробоотборник New Wave Research UP-213. Время интегрирования – 10–30 мс. Для градуировки и расчета использовался международный стандарт стекла GSD. Расчет проводился в программе Iolite с нормированием всего спектра с учетом четырех атомов кислорода на 100 мас. %.

Результаты исследований. По данным СЭМ-ЭДС анализа, изученные зерна хромшпинелидов характеризуются значительными вариациями хромистости в пределах 0.20–0.80 (рис.) и магнезиальности – от 0.50 до 0.75. Наиболее глиноземистые хромшпинелиды встречаются в лерцолитах, промежуточные значения $\#Cr$ характерны для гарцбургитов, а в дунитах и хромититах хромшпинелиды представлены высокохромистыми разновидностями. В акцессорных хромшпинелидах отмечается положительная корреляция содержаний Cr и Fe; для рудообразующих хромшпинелидов характерна вариация значений $\#Mg$ (0.50–0.70) при выдержанных величинах $\#Cr$ (0.80–0.85).

Из элементов-примесей по данным СЭМ-ЭДС анализа в части зерен установлены Ti, Zn, V и Ni.

В результате исследований методом ЛА ИСП МС получены количественные данные (15 анализов) о распределении в хромшпинелидах Sc, V, Ti, Cr, Mn, Ni, Zn, Ga. Содержания Sc варьируют от 0.64 до 14.5 г/т (менее 5 г/т в перидотитах, максимальное значение в дунитах), Ti – от 71 г/т в лерцолитах до 1506 г/т в дунитах и редковкрапленных хромититах. Содержания V изменяются от 347 г/т в хромититах до 1536 г/т в пироксеновых дунитах. Марганец и Со в лерцолитах и хромититах присутствуют в количествах от 823 и 197 г/т, соответственно, достигая 2246 и 432 г/т в гарцбургитах и дунитах, соответственно, однако их содержания меняются в зависимости от вида пород не так значительно, как в случае других элементов.

Поведение Ni отличается от большинства других элементов: его максимальное содержание (1507 г/т) наблюдается в лерцолитах, что в 2.5 раза выше, чем в хромшпинелидах остальных разновидностей ультрамафитов. Сходным образом распределены содержания Zn: от 206 г/т в рудных хромитах до 1853 г/т в хромшпинелях перидотитов. Концентрации Ga варьируют от 15.1 в хромититах до 33 г/т в лерцолитах и пироксеновых дунитах (табл.).

Обсуждение и выводы. В целом, полученные данные сопоставимы с концентрацией микроэлементов в хромшпинелидах некоторых других офиолитовых массивов. В частности, в офиолитах Бонао, Доминикана [Farre-de-Pablo et al., 2020], хромшпинелиды содержат сопоставимые концентрации Mn и Со, но обеднены Ti, V, Ni, Zn и Ga. В хромшпинелидах из офиолитов Отрис, Греция [Kapsiotis et al., 2019], сопоставимы концентрации Ti, V и Ga; выше содержания Ni и ниже – Mn, Со и Zn. В хромшпинелидах массива Гулеман, Турция [Uysal et al., 2018], содержится больше Ga и меньше Mn, Со, Zn, чем в хромшпинелидах Кемпирсай-

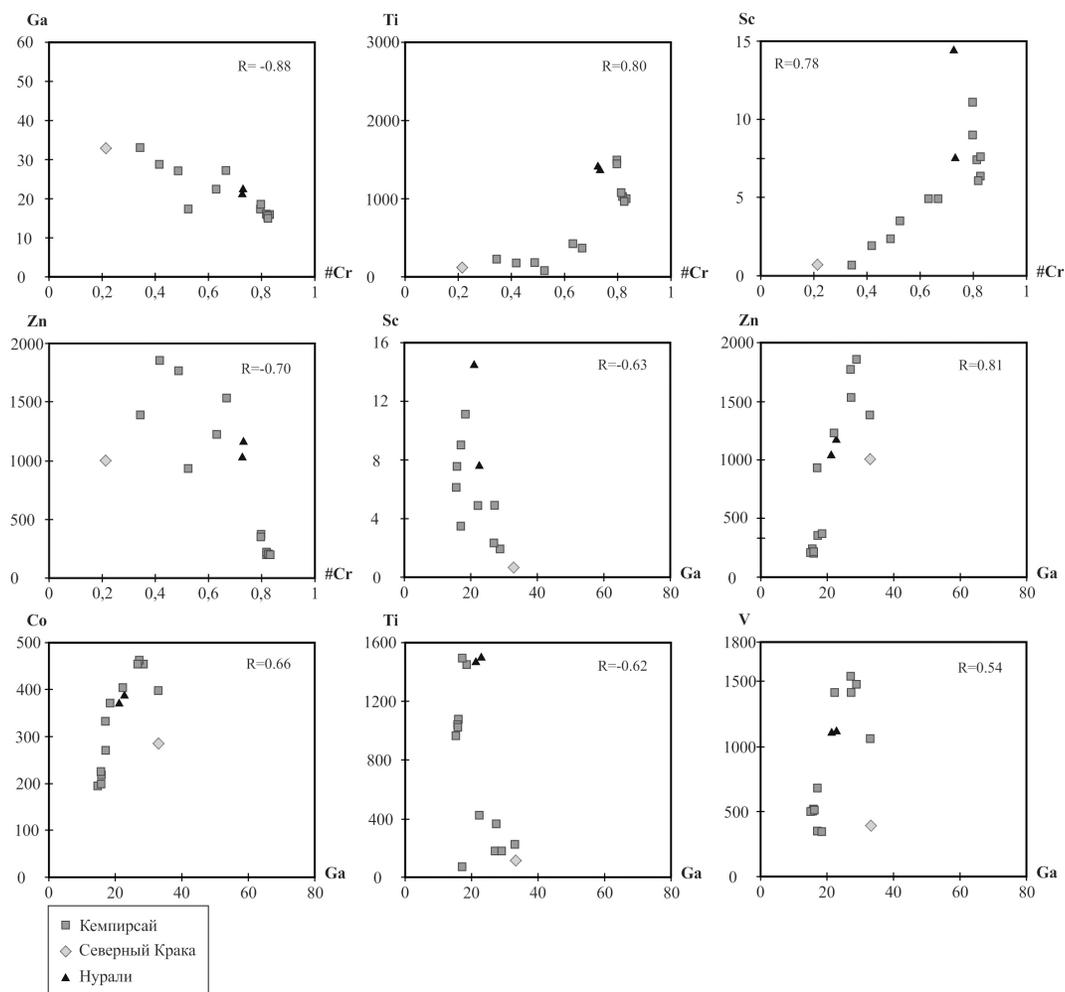


Рис. Диаграммы зависимости содержаний микроэлементов (г/т) в хромшпинелидах от хромистости.

Значения #Cr рассчитаны на основании СЭМ-ЭДС анализа, микроэлементы – ЛА ИСПМС анализа.

ского массива. Наиболее сходный микроэлементный состав характерен для хромшпинелидов офиолитового комплекса Нидар, Индия [Nayak et al., 2020] при значительной разнице только в содержаниях Ti и Zn. Наибольшие различия в микроэлементном составе наблюдаются между изученными нами хромшпинелидами и таковыми из офиолитов Куобужа, Тибет, Китай [Zhao et al., 2019], но средние концентрации отличаются не более, чем в несколько раз. Для всех массивов, включая Kempirsai, Краика и Нурали, содержания Sc очень близки.

С помощью MS Excel вычислены коэффициенты корреляции между содержаниями микроэлементов, Fe и значений Cr#. Значения хромистости положительно коррелируют с содержаниями Ti (0.80) и Sc (0.78) и отрицательно – с содержаниями Ga (-0.88), Zn (-0.70) (рис.). Концентрации Ga имеют значительные корреляции почти со всеми изученными микроэлементами – Sc (-0.63), Ti (-0.62), V (0.54), Co (0.66), Zn (0.81); концентрации Zn с Ti (-0.62), V (0.89) и Co (0.86). Корреляция Sc-Ti составляет 0.89, Sc-Mn – 0.52, Co-V – 0.81; Mn-Co и Mn-Ni – 0.66 и -0.61, соответственно.

Содержания микроэлементов в изученных хромитах (г/т)

№ пп	№ анализа	Sc	Ti	V	Mn	Co	Ni	Zn	Ga	Cr#
1	sh-75-sp-3shp	3.49	71.4	683	1433	270	1507	929	17.2	0.53
2	sh-75-sp-6shp	1.92	177	1473	1631	454	575	1853	28.9	0.42
3	sh-75-sp-8shp	2.34	178	1536	1797	458	511	1770	27	0.49
4	sh-75-sp-9shp	6.1	1023	517	1357	225.5	653	226	15.7	0.82
5	sh-75-sp-10shp	7.5	1073	509	1309	216.4	616	206	16	0.82
6	sh-75-sp-11shp	9	1493	351	1983	332	603	350	17.2	0.8
7	sh-75-sp-12shp	11.1	1450	347	2076	371	568	370	18.6	0.8
8	sh-75-sp-13shp	4.91	364	1413	2179	462	571	1531	27.3	0.67
9	sh-75-sp-14shp	4.91	417	1415	2088	403	520	1227	22.3	0.63
10	sh-75-sp-22shp	0.7	115	398	823	285	1265	1007	33	0.21
11	sh-75-sp-23shp	0.64	224	1060	1240	397	765	1390	33	0.34
12	sh-75-sp-25shp	7.6	1506	1121	2246	390	502	1171	22.7	0.73
13	sh-75-sp-27shp	14.5	1476	1111	2193	372	557	1039	21.2	0.73
14	sh-75-sp-29shp	7.6	1019	510	1190	198.1	762	206	15.8	0.83
15	sh-75-sp-30shp	6.33	965	510	1189	197	774	210	15.1	0.83

Примечание. Анализы 1–9, 11, 14, 15 – Кемпирсайский массив; 10 – Северный Крака; 12, 13 – Нурали. Породы: 1, 10 – лерцолиты; 2, 3, 11 – пироксеновые дуниты; 4–7 – хромититы; 4, 5 – густовкрапленные, 6, 7 – редковкрапленные; 8, 9 – гарцбургиты; 12, 13 – дуниты; 14, 15 – массивный хромитит.

Концентрация Sc, в среднем, в хромититах выше, чем в перидотитах и дунитах. Сходная тенденция наблюдается по содержанию Ti: наименьшие содержания характерны для лерцолитов, наибольшие концентрации встречены в дунитах и редковкрапленных хромититах. Содержания V максимальны в дунитах и гарцбургитах. Наибольшие содержания Mn встречены в дунитах и редковкрапленных хромититах, Co и Ga – в пироксеновых дунитах и гарцбургитах, Ni – в лерцолитах. Из этого можно заключить, что такие элементы как Sc и Ti склонны к накоплению в рестите при деплетировании мантийного вещества с максимальной концентрацией в рудообразующих хромититах. Обратная корреляция с трендом деплетирования характерна для Zn и Ga.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № FMRS-2022-0011.

Литература

Савельев Д.Е., Артемьев Д.А. Геохимические особенности пластически деформированного оливина из офиолитовых перидотитов и дунитов массивов Крака (Южный Урал) // Записки российского минералогического общества. 2021. Ч. CL. № 1. С. 101–126.

Farre-de-Pablo J., Proenza J.A., Gonzalez-Jimenez J.M., Aiglsperger T., Garcia-Casco A., Escuderveruete J., Colas V., Longo F. Ophiolite hosted chromitite formed by supra-subduction zone peridotite–plume interaction // *Geoscience Frontiers*. 2020. Vol. 11. P. 2083–2102.

Kapsiotis A., Economou-Eliopoulos M., Zheng H., Su B.X., Lenaz D., Jing J.J., Antonelou A., Velicogna M., Xia B. Refractory chromitites recovered from the Eretria mine, East Othris massif (Greece): Implications for metallogeny and deformation of chromitites within the lithospheric mantle portion of a forearc-type ophiolite // *Geochemistry*. 2019. Vol. 79. P. 130–152.

Nayak R., Pal D., Chinnasamy S.S. High-Cr chromitites of the Nidar Ophiolite Complex, northern India: Petrogenesis and tectonic implications // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 129. 103942.

Uysal I., Kapsiotis A., Akmaz R.M., Saka S., Seitz H.M. The Guleman ophiolitic chromitites (SE Turkey) and their link to a compositionally evolving mantle source during subduction initiation // *Ore Geology Reviews*. 2018. Vol 93. P. 98–113.

Zhao H., Yang J., Lui F., Xiong F., Lian D., Yao H. Mineralogy and geochemistry of the high-Cr podiform chromitite from the Cuobuzha ophiolite, Yarlung Zangbo suture zone, Western Tibet, China: implication for its origin // *Acta Geologica Sinica*. 2019. Vol. 94.

А.А. Самигуллин, Ш.Р. Зайлямов
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
samigullinaidar85@gmail.com

**Хромит-магнетитовая россыпь Колхозный пруд (Южное Предуралье):
литолого-петрографическая характеристика, морфология и химический
состав хромшпинелидов**
(научный руководитель к.г.-м.н. И.Р. Рахимов)

А.А. Samigullin, Sh.R. Zaylyamov
Institute of Geology, Ufa Federal Research Center RAS, Ufa, Russia
samigullinaidar85@gmail.com

**Kolkhozny prud chromite-magnetite placer (South Cis-Urals): lithological-
petrographic characteristic, morphology and chemical composition of chromite**

Abstract. A lithological and petrographic study of chromite-bearing sandstones of the Kolkhozny prud placer from the South Cis-Urals is carried out. Based on detailed morphological study, the octahedral (ideal and truncated), non-octahedral and anhedral grains of chromian spinels are distinguished. It is assumed that the ideal octahedral crystals are of volcanic origin in contrast to ophiolitic origin of non-octahedral crystals.

Карбонатно-терригенные отложения казанского яруса пермской системы широко распространены в Южном Предуралье [Князев и др., 2013]. Недавно в разрезе казанского яруса возле с. Федоровка Республики Башкортостан, в 200 км к юг-юго-западу от г. Уфа, была обнаружена Сабантуйская хромитовая россыпь с прогнозными ресурсами хромитовых руд более 50 тыс. т (по категории P_3) со средним содержанием Cr_2O_3 11 мас. % [Рахимов и др., 2020; Рахимов, 2021]. В 2021 г. обнаружено еще шесть мелких хромитовых россыпей в радиусе 30 км от Сабантуйского рудопроявления. Структурно-текстурные особенности хромитоносных пород, характер косой слоистости, а также наличие растительного детрита и палеопочвенных горизонтов в разрезах свидетельствуют о принадлежности этих отложений к русловым (аллювиальным) [Рахимов, 2021]. В данной работе дана литолого-петрографическая характеристика хромитовых песчаников россыпи Колхозный пруд, расположенной в 4.7 км к востоку от Сабантуйского рудопроявления.

В разрезе песчаников общей мощностью 5.5 м, вскрытом в стенке песчано-гравийного карьера, выделены следующие слои (сверху вниз):

1) субгоризонтально-слоистые среднезернистые песчаники серого цвета, трещиноватые, с плитчатой отдельностью (мощность 0.75–1.45 м), содержащие 13-см прослой гравийно-галечника;

2) косослоистые (угол наклона 15°) среднезернистые песчаники (мощность 1.3 м) с многочисленными тонкими прослоями гравийно-галечников и хромитовых песчаников (толщина от 1–2 до 3–5 мм), образующие хромитоносный горизонт мощностью до 15 см;

3) косослоистые (угол наклона 17°) слабосцементированные песчаные гравийно-галечники коричнево-серого цвета с рыжими пятнами и полосами (мощность 1.2–1.5 м) и

редкими линзовидными прослоями (толщина 13–21 см) среднезернистых песчаников с включениями бордовых глин. Во втором (сверху) прослое обнаружен хромитоносный горизонт мощностью до 35 см с многочисленными прослойками хромитовых песчаников (не менее 12 шт. толщиной 1–3 мм);

4) косослоистые (угол наклона 18°) среднезернистые песчаники коричневатого цвета варьирующей мощности (15–60 см) с восточным падением;

5) косослоистые (угол наклона 20°) гравийно-галечники коричневатого цвета мощностью не менее 0.5 м;

Таким образом, в разрезе россыпи Колхозный пруд вскрыто два хромитоносных горизонта, залегающих в косослоистых песчаниках и песчаных гравийно-галечниках. Площадь россыпи составляет ≥ 500 м². В обнажениях хорошо различается непараллельно-срезанный тип взаимоотношений косослоистых серий. Углы наклона косослоистых серий варьируют от 15° до 20°. Обломки галечной и гравийной размерности представлены хорошо окатанными кремнями и кварцитами.

Петрографическая характеристика песчаников выполнена для четырех образцов, которые были отобраны из надрудной части толщи и между прослойками хромитовых песчаников. Песчаники имеют равномернозернистую структуру, размер обломочного материала варьирует от 0.25 до 0.60 мм, преобладает фракция 0.35 мм. Окатанность зерен песчаников хорошая, но иногда встречаются линзовидные участки, состоящие из плохо окатанных зерен. Цемент по составу карбонатный, по структуре – поровый открытого типа. Встречаются участки песчаников с цементом глинисто-железистого состава закрытого порового типа. В составе обломочной фракции преобладают обломки пород (69–88 %), из которых основная часть приходится на метаморфические породы (39–74 %), чуть меньше обломки осадочных пород (22–58 %), из них – известняки 1–4 %, остальная часть – глинистые сланцы. Среди обломков метаморфических пород преобладают кристаллические сланцы (~80 %) и кварциты (~15 %), реже встречаются серпентиниты. Количество обломков кварца – 4–8 %, рудных минералов – 1–5 %, силикатных минералов (полевого шпат, пироксен, амфибол) – 3–11 %. На классификационных диаграммах В.Д. Шутова изученные песчаники отвечают лититовым грауваккам. Таким образом, основным источником сноса служили осадочно-метаморфогенные комплексы.

Оптико-микроскопическое изучение песчаников проводилось на микроскопе Eakins (Китай). Химический состав минералов исследован с помощью СЭМ Tescan Vega Compact в ИГ УФИЦ РАН в режиме отраженных электронов на рабочем расстоянии 15 мм, ускоряющем напряжении 20 кэВ, токе пучка 4 нА и диаметре пучка 1–3 мкм, в точечном режиме (спектры рассчитывались от 1000000 импульсов). Химический состав минералов рассчитан в программе AzTec в автоматическом режиме с использованием заводских стандартов (синтетические и природные соединения). Пределы обнаружения содержания химических элементов не превышают 0.1 мас. %. Зерна хромшпинелидов (82 шт.) выделены из пробы нижнего хромитоносного горизонта.

В рудной фракции хромшпинелиды составляют около 40 %, остальная часть представлена магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, гематитом, титанитом и ферропсевдобрукитом. По морфологическим характеристикам зерна хромшпинелидов были разделены на шесть групп: I) идеальные октаэдрические кристаллы с незначительными дефектами вершин и ребер с матовой поверхностью (три зерна, 3.7 %); II) октаэдрические кристаллы с явно выраженными дефектами граней, вершин и ребер (уплощенность, дополнительные грани, неразвитость вершин и другие) (четыре зерна, 4.9 %); III) кристаллы, переходные от октаэдра к додекаэдру, трапецеэдру, бипирамиде, ромбеэдру и др. (15 зерен, 18.3 %); IV) отчетливо неоктаэдрические кристаллы (додекаэдры, трапецеэдры, ромбеэдры, комбинационные много-

гранники) (29 зерен, 35.4 %); V) недиагностируемые обломки (с раковистым изломом и/или сильно корродированные) преимущественно не октаэдрические кристаллы (16 зерен, 19.5 %); VI) ксеноморфные цельные зерна (15 зерен, 18.3 %).

Окатанные зерна в рудной фракции не установлены, в небольшом количестве имеются только слабоокатанные. Зерна I, II и III групп относятся к классу размерности 100–150 мкм, тогда как зерна IV, V и VI групп более крупные (180–250 мкм). В шлифах ~25 % зерен имеет плотную однородную структуру, а большинство зерен характеризуется рыхловатой (губчатой) структурой. Неоднородное внутреннее строение связано с неравномерным распределением зон магнетитизации (пятнами или полосами, прожилками). Вдоль трещин спайности хромшпинелиды часто замещены не только магнетитом, но и силикатами (например, хлоритом и гидрослюдами).

По химическому составу хромшпинелиды россыпи Колхозный пруд близки к хромшпинелидам Сабантуйской россыпи [Rakhimov et al., 2021]: на треугольной диаграмме Cr–Al–Fe составы хромшпинелидов обеих россыпей существенно перекрываются. Эти данные указывают на то, что источником изученных хромшпинелидов, так же, как и в случае Сабантуйской россыпи, могли служить офиолитовые и вулканогенные комплексы Урала [Rakhimov et al., 2021]. Известно, что хромшпинелиды вулканогенных ассоциаций отличаются более высокой титанистостью по сравнению с офиолитовыми хромшпинелидами [Lenaz et al., 2000]. Среди исследованных наиболее высокохромистыми являются хромшпинелиды группы II (октаэдрические с явно выраженными дефектами граней, вершин и ребер) (Cr_2O_3 57.2 мас. %, $\text{Cr}\# = 0.89$), отличающиеся самым низким количеством Al_2O_3 (5.6 мас. %) (табл.). Хромшпинелиды группы I (октаэдрические) отличаются наибольшими содержаниями MgO (12.3 мас. %, $\text{Mg}\# = 0.6$) и TiO_2 (0.5 мас. %). Для хромшпинелидов группы VI (ксеноморфные) характерно наиболее низкое содержание Cr_2O_3 (41.7 мас. %, $\text{Cr}\# = 0.70$) и самые высокие содержания FeO (32.2 мас. %, $\text{Fe}\# = 0.6$) и ZnO (0.29 мас. %) (табл.).

Предполагается, что среди хромшпинелидов россыпи Колхозный пруд октаэдрические зерна имеют вулканогенное происхождение. Повышенные содержания ZnO в хромшпинелидах группы VI, вероятно, связаны с вторичными процессами, среди которых могли быть промежуточные метаморфогенные или гипергенные изменения [Силаев и др., 2008; Глухов и др., 2015]. «Офиолитовую» природу, наиболее вероятно, имеют хромшпинелиды III, IV и V групп. Отметим, что в отличие от исследованных хромшпинелидов, на Сабантуйской россыпи наиболее широко распространены октаэдрические зерна I и II групп и практически нет ксеноморфных зерен VI группы [Rakhimov et al., 2021]. Еще одним отличием этих россыпей между собой является то, что в рудной фракции Сабантуйской россыпи хромшпинелиды сос-

Таблица

Средний химический состав хромшпинелидов россыпи Колхозный пруд из разных морфологических групп, мас. %

Морфологическая группа	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	ZnO	Сумма	Число анализов
I	12.33	15.09	0.18	0.52	51.86	19.84	0.059	99.88	5
II	13.43	5.57	0.15	0.19	57.16	21.97	0.49	98.96	5
III	9.65	13.63	0.16	0.24	49.56	26.05	0.06	99.35	10
IV	8.80	13.74	0.22	0.21	48.83	27.90	0.16	99.86	32
V	10.65	17.27	0.03	0.08	50.93	21.20	0.12	100.28	14
VI	8.53	15.91	0.15	0.08	41.69	32.17	0.29	98.82	19

тавляют 70 %, тогда как в россыпи Колхозный пруд количество хромшпинелидов не превышает 40 %. Таким образом, источниками детритовых хромшпинелидов для россыпей Колхозный пруд и Сабантуй служили разные типы хромитоносных пород, но вклад отдельных источников для россыпей отличался. Это является основанием для предположения о несколько разном возрасте образования данных россыпей.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ № МК-857.2021.1.5 и гранта РФ НОЦ-ГМУ-2021. Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. Д.Е. Савельеву за консультации и помощь в электронно-микроскопических исследованиях.

Литература

Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Варламов Д.А., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Хромшпинелиды с цинксодержащими эпигенетическими каймами из девонских конглобрективных горизонтов россыпепроявления Ичетью (Средний Тиман) // Литосфера. 2015. № 2. С. 103–120.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Е.М., Масагатов Р.Х., Арсланова Е.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Уральская серия. Лист N-40-Уфа. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Рахимов И.Р. Федоровские разрезы казанского яруса в Южном Предуралье: геологическая и литологическая характеристика отложений // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академии ЛА ИСП МС наук Республики Башкортостан. 2021. № 28. С. 60–68.

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

Силаев В.И., Шабалин В.Н., Голубева И.И., Хазов А.Ф., Белоусова Е.А. О цинксодержащих и цинкистых хромшпинелидах Тимано-Уральского региона // Вестник ИГ Коми НЦ РАН. 2008. № 8. С. 6–16.

Lenaz D., Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Princivalle F. Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy–Slovenia): A new approach to provenance studies of sedimentary basins // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. Vol. 139. P. 748–758.

Rakhimov I.R., Pushkarev E.V., Gottman I.A. Chromite paleoplacer in the Permian sediments at the east edge of the East European Platform: composition and potential sources // Minerals. 2021. Vol. 11(7). 691.

А.И. Брусницын

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

Модели формирования барит-свинцовых, железных и марганцевых руд месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан

A.I. Brusnitsyn

*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
brusspb@yandex.ru*

Genetic models of barite-lead, iron and manganese ores of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan

Abstract. The main features of geological structure, ore mineralogy and genetic models of barite-lead, iron, and manganese ores of the Ushkatyn-III deposit in Central Kazakhstan are presented. It is shown that all types of ores are products of the evolution of a common hydrothermal system and formed almost simultaneously: barite-galena ores were deposited on seafloor closely to the hydrothermal vent site and the iron and manganese ores are distal facies of metal-bearing sediments.

Месторождение Ушкатын-III находится в Центральном Казахстане в 300 км к западу от г. Караганда, в 15 км к северо-востоку от пос. Жайрем. Здесь в пределах единой пачки осадочных пород установлены экономически значимые залежи: а) гидротермальных руд свинца и барита, б) гидротермально-осадочных руд железа и марганца, в) гипергенных (окисленных) руд свинца и барита. Такого рода комплексные объекты в природе редки и заслуживают особого внимания, т. к. помогают понять взаимодействие процессов рудогенеза в осадочных комплексах. Месторождение активно изучалось в период 1960–1980-х гг. [Жаюпова, 1974; Рожнов, 1982; Скрипченко, 1989]. Позднее исследования были продолжены [Брусницын и др., 2021а; 2021б; 2021в]. Ключевые результаты сводятся к следующим.

Геологическое строение месторождения. Месторождение расположено в борту эпиконтинентальной рифтогенной структуры (Жальминского грабена), где приурочено к грабен-синклинальному прогибу второго порядка, ограниченному серией конседиментационных разломов глубинного заложения. Рудоносными являются известняки верхнего девона, отличающиеся по строению и условиям образования. В северо-восточной части месторождения вблизи крупного конседиментационного разлома залегают рифовые известняки и продукты их разрушения – известковые алевролиты, песчаники и брекчии. В рифовых известняках локализовано стратиформное барит-свинцовое оруденение. В южном и западном частях месторождения рифогенные отложения вытесняются слоистыми органогенно-детритовыми известняками, вмещающими пласты железных и марганцевых руд. Эта пачка имеет хорошо выраженное циклическое строение с чередованием серых безрудных известняков и пород красного цвета, несущих оруденение. В разных сечениях пачки насчитывается от 5 до 14 ритмов. На месторождении развита мощная (в среднем,

30–40 м) мезо-кайнозойская кора выветривания линейно-площадного типа. Зона окисления затрагивает преимущественно залежи барит-свинцовых руд. Гипергенные руды железа и марганца развиты фрагментарно, сейчас они практически полностью отработаны.

Минералогия и текстуры руд. Главными минералами неокисленных барит-свинцовых руд являются кальцит, барит и галенит, второстепенными – кварц, гематит, сфалерит, пирит, шамозит, флюорит, родохрозит и др. Руды обладают типичными для гидротермальных образований текстурами – послойно-полосчатыми, гнездовидно-сетчатыми, сплошными пятнистыми, брекчиевидными и прожилковыми. Окисленные руды представляют собой пятнистую глинисто-песчаную массу, сложенную, преимущественно, баритом, церусситом, фосфатами Pb (минералами ряда фосфогедфан – пироморфит), кварцем, монтмориллонитом, каолинитом и реликтовым галенитом. Железные руды сложены кальцитом, гематитом и кварцем. В марганцевых рудах главные минералы представлены браунитом, гаусманнитом, родохрозитом, кальцитом, тефроитом, марганцевыми гумитами (сонолитом, аллеганитом), фриделитом, второстепенные – гематитом, якобитом, кариопилитом, клинохлором, пеннантитом и неотокитом. В железных и марганцевых рудах преобладают текстуры метаосадочных пород – линзовидно-слоистые, ритмично-полосчатые и т. п. Неокисленные барит-свинцовые и марганцевые руды имеют общие минералогические черты. В первых присутствуют карбонат Mn, родохрозит, а во-вторых – барит, флюорит, галенит, сфалерит и Mn-Zn и Mn-Pb фазы: цинксодержащие гаусманнит и якобит, гетеролит, кентролит и пиробелонит.

Генезис месторождения. Условия залегания и строение барит-свинцовых руд четко указывают на их гидротермальное происхождение. По отношению к вмещающим известнякам барит-галенитовая минерализация явно вторичная, заполняющая открытое поровое пространство и цементирующая рыхлые слои алевролитов и песчаников в карбонатных отложениях. Руды образовались в приповерхностных условиях в период формирования рифовых построек, внутри которых протекали процессы бактериальной сульфат-редукции, в результате чего поровые воды содержали как сульфат-ион, так и сероводород. Об этом свидетельствуют узкий стратиграфический размах оруденения; стратиформный тип залежи с локализацией барит-галенитовых скоплений почти исключительно в линзовидных телах рифовых известняков; приуроченность рудных тел к зоне «активного» в период накопления осадков конседиментационного разлома, но отсутствие оруденения на участках поздних тектонических нарушений как подстилающих, так и перекрывающих месторождение пород; текстурный облик руд, указывающий на их образование до начала складчатых деформаций осадочных толщ; изотопный состав серы, углерода и кислорода, несущий метки участия морской воды и раннедиагенетических бактериальных процессов в образовании барита, сульфидов и карбонатов.

Пространственная сопряженность барит-свинцовых, железных и марганцевых руд с локализацией, по крайней мере, части залежей на одном стратиграфическом уровне и в непосредственной близости друг от друга, а также общие черты минералогии указывают на генетическое родство разного по составу оруденения. Вероятнее всего, все типы руд являются продуктами развития единой гидротермальной системы и образуются практически одновременно: барит-галенитовые скопления отлагались непосредственно на участке просачивания гидротерм на морское дно, а руды железа и марганца представляют собой дистальные фации металлоносных осадков.

Рассматривая генезис железных и марганцевых руд месторождения необходимо учитывать следующие факты.

1) По запасам марганцевых руд месторождение относится к категории крупных. Образование больших объемов металлоносных отложений требует не только интенсивной

поставки железа и марганца, но и эффективной ловушки для рудного вещества. Согласно геологическим данным, такой ловушкой являлся относительно замкнутый участок морского бассейна, приуроченный к тектонической депрессии в борту рифтогенной системы.

2) Рудные залежи образовывались несколько раз в течение относительно короткого интервала времени. Периодические изменения условий седиментации были однотипны и сопровождались формированием идентичных ритмов пород (чередующихся слоев руд и известняков) по всему разрезу циклично построенной (флишоидной) рудоносной пачки.

3) Во всех породах железо- и марганценозной пачки установлены высокие (в 10 и более раз превышающие средние для земной коры значения) концентрации многочисленных микроэлементов, типичных для гидротермальных барит-полиметаллических руд, прежде всего, Zn, Ba, Pb и As, а также Li, Be, Co, Ni, Ge, Sr, Y, Mo, Cd, Sb, W и Tl. Важно подчеркнуть, что сверхнормативные концентрации микроэлементов характерны не только для руд, но и для вмещающих их известняков («фоновых» отложений). То есть формирование всей рудоносной пачки проходило при обогащении придонных вод специфической группой элементов, поставка которых не прекращалась даже в те моменты, когда собственно железо- и марганценозные илы не осаждались.

4) Накопление железа и марганца в морских бассейнах происходит в окислительных условиях в форме оксидов Fe^{3+} и Mn^{3+}/Mn^{4+} . Перевод марганца в твердую фазу требует более высоких концентраций кислорода в воде, чем это необходимо для осаждения железа. На месторождении Ушкатын-III в строении отдельных рудных залежей железо и марганец тесно ассоциируют, но при этом оба металла четко отделены друг от друга: каждый из них обогащает смежные, но самостоятельные пласты. Это возможно в случае, когда физико-химические условия придонных вод изменялись постепенно, без резких перепадов Eh, pH и других параметров.

С учетом сказанного, предлагается следующая модель образования руд. Привносимые гидротермальными растворами железо и марганец не рассеивались в окружающем пространстве, а накапливались в морской воде более или менее замкнутого морского бассейна. Часть металлов осаждалась в прибрежных участках, где вода была насыщена кислородом. Особенно эффективно накапливалось железо. Основная же масса марганца концентрировалась в растворенном виде в отдельных депрессиях дна, где за счет биогенных процессов создавалась восстановительная (субоксидная) обстановка. Периодическое снижение уровня моря и связанное с этим поступление кислорода в придонную часть водоема приводило к окислению и осаждению накопившегося во впадинах марганца. Таким образом, накопление марганценозных осадков в замкнутой акватории контролируется не столько гидротермальной деятельностью и ее колебаниями, сколько вариациями концентраций кислорода в придонных водах, которые, в свою очередь, определяются глубиной бассейна.

Ритмичность гидротермальных процессов и изменения уровня моря могли быть связаны общими причинами, например, тектоническими движениями в фундаменте рифтогенной структуры, но могли развиваться и независимо друг от друга. В любом случае, результирующая двух (или нескольких) периодических процессов также будет иметь ритмичную структуру, для рудоносной пачки – это флишоидное строение, что и наблюдается на месторождении Ушкатын-III.

Гипергенные изменения рудных залежей. Главные преобразования барит-свинцовых руд в зоне окисления сводятся к растворению кальцита, замещению галенита церусситом и фосфатами Pb (фосфогедифаном и пироморфитом), образованию монтмориллонита и каолинита. Барит в зоне окисления остается устойчивым и переотлагается в виде микрзернистых масс, вплоть до образования более или менее однородных скоплений.

Заключение. Уникальность месторождения Ушкатын-III обусловлена сочетанием нескольких независимых факторов: интенсивного и продолжительного развития рудоносной гидротермальной системы; наличия на смежных территориях разных типов геохимических барьеров (сульфат-сероводородного внутри рифогенных построек для барит-свинцового оруденения и кислородного в пределах замкнутой акватории для железного и марганцевого); наличия изолированного участка морского бассейна как эффективной ловушки для рудного вещества; существования спокойного гидродинамического режима и относительно медленной скорости накопления «фоновых осадков», способствующих аккумуляции металлоносных отложений; а позднее – реализации благоприятных для развития мощной зоны окисления палеогеографической и палеотектонической обстановок.

Исследования выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров Санкт-Петербургского государственного университета «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель».

Литература

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Бритвин С.Н., Платонова Н.В., Шиловских В.В. Минералогия железных и марганцевых руд месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан // Записки РМО. 2021а. № 1. С. 1–29.

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Ветрова М.Н. Геохимические особенности и условия накопления марганценосных отложений комплексного (Fe–Mn и BaSO₄–Pb) месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан // Геохимия. 2021б. Т. 66. № 7. С. 818–850.

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А. Барит-свинцовое оруденение в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан): условия локализации, состав, генезис // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2021в. С. 44–47.

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

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

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

*О.В. Якубович^{1,2}, Е.С. Иванова^{1,2}, М.М. Подольская³,
М.Э. Мостовая¹, Н.А. Васильева¹, И.В. Викентьев⁴*

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
Olya.v.yakubovich@gmail.com

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

³ – Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

⁴ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Датирование сульфидов по радиогенному гелию

*O.V. Yakubovich^{1,2}, E.S. Ivanova^{1,2}, M.M. Podolskaya³,
M.E. Mostovaya¹, N.A. Vasilyeva¹, I.V. Vikentyev⁴*

¹ – Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
Olya.v.yakubovich@gmail.com

² – Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia

³ – Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia

⁴ – Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

Dating of sulfides by radiogenic helium

Abstract. The current state of the U-Th-He method for the direct dating of pyrite is described. Methodological aspects and results of pyrite dating from the Uzelga massive sulfide and Novogodnee Monto Au-Fe skarn deposits (Urals) and metaturbidites of West Taymyr are discussed, as well as the possibility of U-Th-He dating of arsenopyrite.

Первые попытки определения возраста пород и минералов по радиогенному гелию были предприняты еще Э. Резерфордом и Р. Страттом в начале XX века. В основе этого подхода лежит образование изотопа ⁴He при радиоактивном распаде атомов U, Th и членов их радиоактивных семейств. Зная содержание U и Th в минерале и определив концентрацию радиогенного гелия в нем, можно рассчитать его U-Th-He возраст. Однако вскоре стало ясно, что сохранность гелия в большинстве природных минералов очень низкая. Достаточно небольшого повышения температуры, и весь гелий, накопленный минералом в течение десятков миллионов лет, теряется. Поэтому, начиная с 1980-х гг., метод, в основном, используется в области низкотемпературной термохронологии, где по доле потерянного минералом гелия судят о температурно-временной истории породы. Такой подход хорошо себя зарекомендовал для реконструкции истории эволюции орогенических областей и бассейнов осадконакопления [Farley, 2002].

В последние десятилетия U-Th-He метод стал применяться для датирования низкотемпературных процессов, например, для датирования оксидов железа, образование которых связано с процессами выветривания. Показана перспективность этого подхода для определения возраста тектонических/разрывных нарушений по новообразованным минеральным фазам, для датирования молодых извержений (возрастом от 30 тыс. лет и более) и др. [Reiners et al., 2017].

U-Th-He изотопная система пирита. Наша группа развивает направление U-Th-He датирования пирита. Радиогенный гелий из пирита выделяется резко, взрывообразно при температуре, близкой к температуре термического разложения пирита на пирротин и серу (450–500 °C), что позволяет предполагать высокую сохранность гелия в этом минерале [Якубович и др., 2019].

Концентрация U и Th в пирите варьирует от первых микрограммов на тонну до десятков граммов на тонну. В некоторых случаях, если пирит связан с урановой минерализацией, то доля U в этом минерале может составлять первые весовые проценты [Yakubovich et al., 2020 и ссылки в ней]. Радиография образцов пирита показала, что U в нем может находиться как в форме субмикронных и микронных минеральных включений, так и в виде относительно гомогенно распределенной примеси [Баранов, Вертепов, 1966]. Распространенными урансодержащими минеральными включениями в сульфидах являются уранинит, рутил, браннерит, апатит, циркон, монацит. Размер этих включений, как правило, не превышает 10 мкм, что означает, что весь радиогенный гелий, который образуется при распаде U и Th в них имплантируется в кристаллическую решетку «матрицы» – пирита. В самих включениях, ввиду их небольшого размера, накопление радиогенного гелия не происходит [Yakubovich et al., 2020 и ссылки в ней]. Таким образом, даже если эти минеральные включения более древние, чем сам пирит, они не могут исказить его U-Th-He возраст.

В пирите и других сульфидах, кроме минеральных включений, есть еще некоторое количество флюидных включений, что может привести к увеличению U-Th-He возраста за счет избыточного гелия. Высокие содержания He в магматическом флюиде – редкость: концентрация захваченного флюидом He обычно составляет 10^{-8} – 10^{-10} см³/г, в то время как содержание радиогенного гелия – $>10^{-6}$ см³/г [Yakubovich et al., 2020 и ссылки в ней]. В определенных геологических обстановках, например, при кристаллизации минерала в присутствии древних грунтовых вод, концентрация захваченного He может быть существенной [Cabral et al., 2022]. При кристаллизации пирита в присутствии насыщенного гелием флюида можно ожидать, что доля захваченного гелия будет значительной, и, как следствие, значения U-Th-He возраста будут завышенными и не воспроизводимыми (будет отсутствовать корреляция между содержаниями U и He).

Методика работ. Концентрация U и Th в пирите от зерна к зерну существенно варьирует, поэтому для надежного определения возраста U-Th-He методом необходимо измерять содержание этих элементов в одном образце. Для выполнения этого условия в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) разработан оригинальный методический подход к пробоподготовке и анализу. Зерно пирита помещается в кварцевую ампулу, которая запаивается в условиях фор-вакуума (10^{-3} торр) и затем с помощью специального устройства перемещается в камеру масс-спектрометра МСУ-Г-01-М. При увеличении температуры гелий легко мигрирует сквозь стенки кварцевой ампулы, а U, Th и продукты термического разложения пирита остаются внутри ампулы. В дальнейшем ампула извлекается из масс-спектрометра и происходит ее полное разложение в смеси кислот: царская водка, HF и HClO₄ с добавлением смешанного трассера ²³⁰Th-²³⁵U при температуре 130 °С, 24 ч. Измерение изотопных отношений U и Th проводится с использованием метода ИСП МС (в нашем случае на приборе ELEMENT XR в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва). Такой подход позволяет определять U-Th-He возраст из ~мг навесок пирита – единичных зерен размером 500–1000 мкм. Параллельно, с помощью аналогичной методики, определяется U-Th-He возраст апатита Дуранго, являющегося международным стандартом для U-Th-He изотопной системы. Контроль датировок по этому стандарту позволяет избежать возможных аналитических ошибок, связанных с определением U, Th и He в образце пирита.

U-Th-He датирование пирита из колчеданных руд. Пирит из колчеданных руд является хорошим объектом для U-Th-He датирования. Результаты многочисленных работ по составу захваченных газов в сульфидах из современных «черных курильщиков» указывают на низкие концентрации захваченного гелия, а содержание U, наоборот, достигает первых граммов на тонну [Yakubovich et al., 2020 и ссылки в ней]. Результаты определения U-Th-

Не возраста пирита из Узельгинского колчеданного месторождения на Южном Урале продемонстрировали хорошую воспроизводимость значений U-Th-He возраста. Полученное значение 382 ± 12 млн лет (2) хорошо согласуется с геологическими наблюдениями: согласно конодонтовой стратиграфии, возраст этих руд составляет 389–380 млн лет [Серавкин и др., 2017]. Кроме пирита, нами оценен возраст пирротина из этого месторождения и возраст халькопирита из Гайского колчеданного месторождения на Южном Урале. Значения U-Th-He возраста для всех изученных образцов, за исключением одного из зерен халькопирита (388 млн лет), оказались существенно омоложены, на основании чего был сделан вывод, что эти минералы не пригодны для геохронологии по радиогенному гелию [Yakubovich et al., 2019]. Этот же вывод подтверждается результатами изучения кинетики выделения гелия из этих минералов [Якубович и др., 2019].

U-Th-He датирование пирита из околорудных метасоматитов. Объектом исследования для апробации U-Th-He метода для датирования околорудных метасоматитов послужило скарновое Au-Fe месторождение Новогоднее Монто на Полярном Урале. Концентрации U в пирите из такого типа руд существенно варьируют в зависимости от точки отбора пробы. Размер зерен составлял порядка 200–500 мкм, поэтому для проведения U-Th-He датирования требовалась навеска из нескольких зерен. Результаты U-Th-He датирования пирита из метасоматитов Новогоднее Монто хорошо согласуются с данными ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования [Yakubovich et al., 2021].

U-Th-He датирование пирита из метатурбидитов. Нами изучен пирит из метатурбидитов Мининской площади, Западный Таймыр. Крупные зерна пирита выделены из метаосадочных пород вручную. Для всех зерен характеры высокие концентрации U. Полученные значения возраста разбились на четыре возрастных кластера: 180, 400, 550 и 890 млн лет [Mostovaya et al., 2021]. В разных фрагментах пирита из одного зерна встречались разные возрастные кластеры. Такой разброс датировок, по-видимому, отражает присутствие нескольких генераций пирита в пределах одного зерна. Косвенно это подтверждается отсутствием изохронной зависимости в системе координат $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ для пирита из этих пород. Вероятно, для успешного датирования пирита из таких объектов необходимо предварительное тщательное минералогическое и изотопно-геохимическое изучение.

U-Th-He датирование пирита из скарнов. Известны концентрации U, Th и He в зерне пирита из магнетитовых руд месторождения Корнволл, Пенсильвания [Fanale, Kulp, 1962]. Полученные значения возраста 174 ± 15 млн лет в пределах ошибки соответствуют K-Ar возрасту диабазы (190 ± 10 млн лет). На основании этих ограниченных данных можно предполагать, что пирит из скарнов тоже является хорошим объектом для U-Th-He датирования.

Перспективы U-Th-He датирования арсениопирита. Арсениопирит часто является спутником золоторудной минерализации, и, как и пирит, содержит примесь U [Баранов, Вертепов, 1966]. Проведенное нами изучение кинетики выделения гелия прогнозирует высокую термическую сохранность гелия в нем [Васильева, Якубович, 2020].

Литература

Баранов Е., Вертепов Г. Концентрация урана в сульфидах как индикатор возможной урановой минерализации // Атомная энергия. 1966. Т. 20 (2). С. 170–71.

Васильева Н.А., Якубович О.В. Особенности миграции радиогенного гелия в арсениопирите // Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. Санкт-Петербург: Свое издательство, 2020. С. 45–48.

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

Якубович О.В., Гедз А.М., Викетьев И.В., Котов А.Б., Гороховский Б.М. Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 2019. Т. 27 (1). С. 1–22.

Cabral A.R., Deng C., Yin R., Yakubovich O.V., Stuart F.M., Tupinambá M., Lehmann B. Metal recycling tracked by mercury and helium isotopes in platinum–palladium nuggets from Córrego Bom Sucesso, Brazil // Chemical Geology. 2022. Vol. 593. P. 120752.

Fanale F.P., Kulp J.L. The helium method and the age of the Cornwall, Pennsylvania magnetite ore // Economic Geology. 1962. Vol. 57 (5). P. 735–746.

Farley K.A. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. Vol. 47. P. 819–843.

Mostovaya M.E., Yakubovich O.V., Podolskaya M.M. New application of U-Th-He method: direct dating of pyrite from metaturbidites of the Western Taimyr // Goldschmidt. 2021.

Reiners P.W., Carlson R.W., Renne P., Cooper K.M., Granger D.E., McLean N.M., Schoene B. The (U-Th)/He system // Geochronology and Thermochronology. John Wiley & Sons, 2017. P. 291–363.

Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. U-Th-He geochronology of pyrite from the Uzelga VMS deposit (South Urals) – new perspectives for direct dating of the ore-forming processes // Minerals. 2020. Vol. 10 (629). P. 1–20.

Yakubovich O.V., Vikentyev I.V., Bryanskij N.V., Zarubina O.V., Gorokhovskii B.M. Dating pyrite by radiogenic helium: new approach to determine the age of hydrothermal processes // Life with Ore Deposits on Earth – 15th SGA Biennial Meeting 2019 Proceedings. Glasgow, 2019. Vol. 1. P. 194–197.

Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E., Podolskaya M., Sobolev I., Tyukova E., Kotov A. U-Th-He geochronology of pyrite from alteration of the Au-Fe-skarn Novogodnee-Monto deposit (Polar Urals, Russia) – the next step in the development of a new approach for direct dating of ore-forming processes // Geosciences. 2021. V. 11 (10). P. 408.

**И.Ю. Мелекестева¹, В.В. Масленников¹, К.А. Филиппова¹,
В.А. Котляров¹, В.Е. Бельтнев²**

¹ – Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геэкологии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru

² – ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург

Таллий в марказит-пиритовых рудах гидротермального поля Петербургское (19°52' с.ш., Срединно-Атлантический хребет)

**I. Yu. Melekestseva¹, V.V. Maslennikov¹, K.A. Filippova¹,
V.A. Kotlyarov¹, V.E. Bel'tenev²**

¹ – Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia
melekestseva-irina@yandex.ru

² – VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia

Thallium in marcasite-pyrite ores of the Peterburgskoe hydrothermal field (19°52' N, Mid-Atlantic Ridge)

Abstract. The Tl contents up to 203.5 ppm (49.3 ppm, on average) are detected in marcasite-pyrite ores from the Peterburgskoe hydrothermal sulfide field (19°52' N, Mid-Atlantic Ridge). Pyrite and marcasite contain higher amounts of Tl (up to 273 ppm). Thallium is mainly related to the inclusions of galena and, possibly, tennantite in pyrite, but can also occur in absorbed form related to Fe hydroxides. The presence of Tl in sulfides is especially important during possible recovery of ores, since Tl is one of the dangerous toxic elements.

Таллий – редкий сильно токсичный металл первого класса опасности [Иванов, 1996]. Несмотря на то, что известно более 60 собственных минералов Tl [www.mindat.org], он, в основном, встречается как примесь в сульфидах: чаще всего, пирите или галените [George et al., 2015]. В настоящее время нет систематической информации о валовых содержаниях Tl в рудах современных гидротермальных сульфидных полей. Благодаря ЛА ИСП МС анализу гораздо больше известно о микропримесном составе отдельных сульфидов. Главными концентраторами Tl в современных рудах являются колломорфный пирит и, реже, сфалерит [Maslennikov et al., 2017]. Наибольшие содержания Tl (3478 г/т) характерны для колломорфного пирита из гидротермальных полей бассейна Восточный Манус [Maslennikov et al., 2017]. При анализе химического состава руд Петербургского гидротермального поля в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) были зафиксированы заметные концентрации Tl, поэтому целью работы стало установление формы его нахождения и возможных причин его относительного обогащения.

Петербургское гидротермальное сульфидное поле (19°52' с.ш., САХ) открыто сотрудниками АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в 33-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Shilov et al., 2011]. Поле находится на базальтах в 16 км к западу от рифтовой долины и расположено на глубинах 2800–3100 м. Образцы массивных марказит-пиритовых руд отобраны первым автором в 34 рейсе НИС «Профессор Логачев» (2011 г.) на станциях 34Л174 и 34Л176. Микропримесный анализ руд (ИСП МС масс-спектрометр Agilent 7700х, аналитик К.А. Филиппова) и электронно-микроскопические исследования (СЭМ РЭМ-МА-202 М, аналитик В.А. Котляров) выполнены в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс). Содержания элементов-примесей в пирите проанализированы В.В. Масленниковым методом ЛА ИСП МС на приборе New Wave 213-нм с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 4500 в Центре CODES Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия).

Изученные руды характеризуются пористой, ноздреватой, колломорфной, почковидной, участками массивной, дендритовой, ячеистой текстурами, местами, с тонкослоистым распределением сульфидов. Главный минерал руд пирит – (60 %), второстепенные – марказит (30 %), вторичные сульфиды меди (9 %), редкие (в сумме 1 %) – халькопирит, сфалерит, пирротин, галенит, самородное золото, сульфосоли (?), гидроксиды Fe, барит, ангидрит (?), опал, минералы группы атакамита.

Пирит представлен несколькими морфологическими разновидностями и генерациями. Пирит-1 образует дендриты, состоящие из последовательно нарастающих друг на друга слоев мощностью от 10 до 20 мкм. Пирит-2 формирует менее пористые, более гладкие почковидные агрегаты, нарастающие на дендриты пирита-1. Обе ранние генерации пирита замещаются кристаллическим пиритом-3. Марказит также представлен двумя генерациями: марказит-1 в виде тонкозернистых агрегатов обрастает, пересекает и замещает дендриты пирита-1, а марказит-2 тесно сростается с пиритом-3. Халькопирит встречается в виде мелких (20 мкм) округлых включений в пирите-1 и -2 или более крупных (до 100 мкм) ксеноморфных агрегатов, замещающих пирит-3. Зерна халькопирита нередко окружены тонкой каймой сфалерита, который также обнаружен в пирите в виде включений мелких кристаллов с треугольными сечениями вне связи с халькопиритом. Вторичные сульфиды меди нарастают на пирит и халькопирит. Редкие включения пирротина присутствуют в кристаллических марказит-пиритовых сростках. Угловатое зерно самородного золота размером первые микрометры и мельчайшие (первые микрометры, редко до 10 мкм) округлые и угловатые зерна и дендриты галенита обнаружены в кристаллах пирита и, реже, в его дендритах.

По данным ИСП МС анализа, содержание Tl в рудах варьирует от 5.9 до 203.5 г/т (среднее – 49.3 г/т, медиана – 32.7 г/т, количество анализов – 9). ЛА ИСП МС методом проанализированы дендриты пирита-1, дендриты пирита-1 в тонком сростании с марказитом-1 и

кристаллический пирит-3. Наибольшие содержания Тl (до 273 г/т) характерны для дендритов пирита-1 в тонком сростании с марказитом-1 (вследствие чего пучком лазера анализируется смесь этих минералов), а наименьшие (до 13.51 г/т) – для кристаллического пирита (табл. 1). Дендриты пирита-1 без видимых включений марказита-1 характеризуются промежуточными содержаниями Тl от 23.41 до 77.55 г/т.

На основе метода максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] для ИСП МС и ЛА ИСП МС содержаний элементов-примесей в рудах и дисульфидах Fe, соответственно, рассчитаны ассоциации химических элементов (табл. 2).

Ассоциация I в выборке валового состава руд отражает присутствие в рудах золото-галенит-сульфосольного парагенезиса. Это подтверждается находками включений галенита и самородного золота в пирите под электронным микроскопом. По данным ЭДС анализа

Таблица 1

Содержания некоторых элементов-примесей в дисульфидах железа Петербургского гидротермального поля (г/т)

	V ⁵¹	Mn ⁵⁵	Co ⁵⁹	Ni ⁶⁰	Cu ⁶⁵	Zn ⁶⁶	As ⁷⁵	Se ⁷⁷	Mo ⁹⁵	Ag ¹⁰⁷
Дендриты пирита-1 (n = 10)										
Мин	0.42	57.40	4.04	0.01	709	19.17	140	0.91	0.01	0.00
Макс	4.46	424	1227	43.28	107746	1782	1107	112	49.27	365
Ср	2.56	217	182	12.08	29252	378	349	33.13	33.12	103
Мед	2.55	180	70.22	7.93	21466	228	265	23.53	35.28	55.70
Дендриты пирита-1 в тонком сростании с марказитом (n = 6)										
Мин	0.12	23.75	1.48	0.02	17.61	82.01	101	0.90	0.80	0.18
Макс	1.80	111	109	2.14	1913	8594	608	3.79	60.25	144
Ср	1.10	69.93	27.86	1.32	830	3826	324	1.56	29.36	35.66
Мед	1.07	80.67	13.45	1.82	629	4260	358	1.16	30.96	18.15
Кристаллический пирит-3 (n = 16)										
Мин	0.00	0.02	0.07	0.22	0.90	0.28	11.40	0.60	0.08	0.03
Макс	2.09	440	483	19.42	24933	9234	1026	75.68	127	87.68
Ср	0.83	79.92	99.43	2.67	3371	1910	276	30.49	25.06	15.78
Мед	0.76	46.78	4.91	0.90	132	508	209	20.60	16.49	11.23
	Cd ¹¹¹	Sn ¹¹⁸	Sb ¹²¹	Te ¹²⁵	W ¹⁸²	Au ¹⁹⁷	Hg ^{202*}	Tl ²⁰⁵	Pb ²⁰⁸	U ²³⁸
Дендриты пирита-1 (n = 10)										
Мин	0.01	0.10	0.01	0.05	0.08	0.84	3.56	23.41	13.17	0.00
Макс	5.59	10.22	47.49	8.20	0.61	37.02	93.62	77.55	813	3.44
Ср	1.13	4.71	17.02	3.09	0.35	7.13	29.43	40.44	423	0.51
Мед	0.60	4.02	12.70	3.35	0.38	1.42	22.79	33.33	413	0.16
Дендриты пирита-1 в тонком сростании с марказитом (n = 6)										
Мин	0.00	0.08	0.05	0.01	0.03	0.33	9.31	127	4.48	0.00
Макс	6.35	0.52	2.23	0.12	0.68	1.61	39.05	273	484	0.30
Ср	2.11	0.18	1.13	0.05	0.19	1.03	19.49	176	277	0.07
Мед	1.26	0.12	1.03	0.04	0.09	1.05	14.07	139	306	0.02
Кристаллический пирит-3 (n = 16)										
Мин	0.01	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	2.42	0.00	0.83	0.00
Макс	31.78	4.56	16.01	5.67	0.04	4.32	20.10	13.51	1274	0.22
Ср	7.35	1.34	4.34	0.64	0.01	0.99	7.49	4.40	249	0.02
Мед	1.31	0.96	3.62	0.04	0.01	0.57	4.89	1.66	121	0.00

Примечание. Мин, макс, ср и мед – минимальное, максимальное, среднее и медианное значения, соответственно; * – поскольку содержания Hg в стандарте условно приняты как 1 г/т [Масленников и др., 2016], данные представлены в условных единицах.

Ассоциации химических элементов руд и сульфидов

Образцы	Ассоциации химических элементов
Руды	I (Ag-Au-Pb-Tl-Sb-Zn)–(As-Sn), II (Te-Bi), III (V-Sr)–(U-Ti-Mn), IV (Ge-Fe), V (Se-Co), VI (Cr-Ni)
Пирит-1 + марказит-1	I (Ni-Cu)–(Sn-Bi-In-Te)–(Se-Ga-Al-Cr)–(Mn-Sb)–(Ag-Au-Ba)–(Ca-Sr)–(Mg-V-Si), II (Hg-Pb), III (Ti-U), IV (Zn-Cd), V (W-Tl), VI (As-Mo)
Пирит-3	I (Te-Bi-Ni-Mg-U-Al)–(Cu-In-Co-Si-Ga-Sn)–(Ag-Sb-As)–(Au-Pb-W)–(Tl-Hg-V)–(Cr-Ba-Sr), II (Zn-Cd)

Примечание. Ассоциации элементов (римские цифры) основаны на корреляционных матрицах, полученных в программе Statistica v.10, и выстроены на основе убывающих корреляций. Элементы в скобках имеют большие коэффициенты корреляции между собой, чем с другими элементами в этой же ассоциации.

некоторые зерна галенита содержат As, Cu и Zn, вероятнее всего, из-за его тонких сростаний с теннантитом. Присутствие Tl в этой ассоциации указывает на то, что он, вероятно, входит в состав галенита и блеклых руд.

В смеси пирита-1 и марказита-1 Tl ассоциирует с W, а в пирите-3 – он имеет высокие значимые коэффициенты корреляции с Hg (0.93), V (0.82), W (0.74) и Pb (0.59). Корреляция Tl с Hg и Pb в пирите-3 однозначно указывает на присутствие Tl в галените, который содержит Hg. Связь с «водородным» V [Butler, Nesbitt, 1999] предполагает участие морской воды при формировании Hg- и Tl-содержащего галенита в более низкотемпературных условиях, способствующих вхождению Tl в решетку галенита [Xiong, 2007].

Корреляция Tl только с W в смеси пирита-1 и марказита-1, возможно, указывает на присутствие сорбированной формы на гидроксидах Fe, которые обильны в дендритах пирита и могут содержать значимые концентрации W [Мелекесцева и др., 2020]. Поскольку наибольшие содержания Tl характерны для смеси пирита-1 и марказита-1, марказит также является его концентратором, однако форма нахождения Tl в марказите пока не может быть установлена. Открытым остается вопрос об источнике Tl, поскольку его содержание в породах возрастает от ультраосновных (0.05 мг/т) к кислым (1.7 мг/т) [Xiong, 2007], а Петербургское гидротермальное поле ассоциирует с базальтами. Таким образом, руды Петербургского гидротермального поля содержат потенциально опасный Tl, поэтому его присутствие и связанные с этим экологические риски нужно учитывать при возможной отработке руд.

Авторы благодарны сотрудникам ФГУП «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция» (г. Санкт-Петербург–Ломоносов) за возможность участия в 34-м рейсе НИС «Профессор Логачев», а также Р. Ларжу и Л. Данюшевскому (центр CODES, г. Хобарт) за возможность проведения ЛА ИСПМС анализов.

Литература

- Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 3. М.: Недра, 1996. 352 с.
- Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова А.В. и др. Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. 300 с.
- Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Аюпова Н.Р. и др. Поведение элементов-примесей при окислении сфалерита Ириновского гидротермального сульфидного поля (13°20' с.ш., Срединно-Атлантический хребет) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 3. С. 278–284.
- Смирнов В.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981. 174 с.
- Butler I.B., Nesbitt R.V. Trace element distribution in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: insights from laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // Earth and Planetary Science Letters. 1999. 167. P. 335–345.

George L., Cook N.J., Ciobanu C.L., Wade B.P. Trace and minor elements in galena: a reconnaissance LA-ICP-MS study // *American Mineralogist*. 2015. Vol. 100. P. 548–569.

Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R. et al. 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.

mindat.org

Shilov V., Cherkashev G., Bel'tenev V. et al. New hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2011. Vol. 20. P. 40–41.

Xiong Y-L. Hydrothermal thallium mineralization up to 300 °C: A thermodynamic approach // *Ore Geology Reviews*. 2007. Vol. 32. P. 291–313.

И.А. Сергеева

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Soki123@list.ru

АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция»,

г. Санкт-Петербург–Ломоносов

Вещественный состав сульфидных руд рудных полей Коралловое и Молодежное, Срединно-Атлантический хребет
(научный руководитель к.г.-м.н. Е.Н. Перова)

I.A. Sergeeva

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Soki123@list.ru

Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg–Lomonosov, Russia

**Composition of ores of the Korallovoe and Molodezhnoe ore fields,
Mid-Atlantic Ridge**

Abstract. During the 41st cruise of the *R/V Professor Logachev* to the Mid-Atlantic Ridge, two ore fields were discovered: Molodezhnoe and Korallovoe. The mineral and chemical features of massive sulfides are described. The chimneys are zonal and consist of chalcopyrite, sphalerite, bornite, covellite and opal. The massive sulfides of the Korallovoe field belong to Zn-Cu-Fe geochemical type, whereas the massive sulfides of the Molodezhnoe belong to Cu-Fe type.

В ходе 41-го рейса НИС «Профессор Логачев» (АО «ПМГРЭ», АО «Росгеология») в 2019–2020 гг. в пределах Российского Разведочного района Срединно-Атлантического хребта открыты два новых рудных поля [Отчет..., 2021; Маковиз и др., 2022]. Поля Коралловое и Молодежное расположены в срединной части западного борта рифтовой долины. Поля приурочены к выходам массива габбро-перидотитов. Гидротермальное рудное поле Коралловое залегает на пологом участке склона в интервале глубин 2800–2850 м. За центр поля приняты координаты 13°07.2' с.ш. и 44°53.8' з.д. По результатам телепрофилирования в пределах поля установлены и околтурены три рудных тела. Гидротермальное рудное поле Молодежное расположено на расстоянии около 5 км к северо-востоку от поля Коралловое. Поле залегает в интервале глубин 3500–3550 м. За центр поля приняты координаты 13°09.4' с.ш. и 44°52.1' з.д. В пределах гидротермального поля по данным телевизионной съемки установлено одно рудное тело. Отбор проб проводился скальной драгой, на борту суд-

на проводилось макроскопическое описание. В камеральный период проведены химические, минералогические и электронно-микроскопические исследования. В работе представлены результаты изучения шести образцов поля Коралловое (станция 155, 15 аншлифов) и двух образцов поля Молодежное (станция 158, 2 аншлифа).

Аналитические исследования проводились в Институте геологии и геохимии УрО РАН РАН (г. Екатеринбург): РФА проведен на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой – на приборе NexION 300S (PerkinElmer, США). Микронзондовые исследования проведены в РЦ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа» с использованием системы со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D (аналитик С.Ю. Янсон) и РЦ «Геомодель» на СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС (аналитик Н.С. Власенко).

Рудное поле Коралловое. Поднятые в пределах поля сульфидные постройки представлены обломками труб преимущественно сфалерит-халькопиритового состава с борнитом и ковеллином. Трубные постройки концентрически-зональные, слабо трещиноватые, состоят из чередующихся зон разного минерального состава. Фрагменты построек, поднятых на рудном поле, состоят из пяти зон (рис. 1).

Внутренняя зона сложена рыхлыми сульфидами меди с вкрапленностью мелких зерен сфалерита и халькопирита, замещенного борнитом. Ширина зоны варьирует от 5 мм до 3 см. Размер зерен сульфидов меди увеличивается к границе с центральной зоной, где также возрастает содержание борнита и сфалерита. Внутренняя зона пористая, тонкозернистая. В аншлифах отчетливо наблюдаются реликтовые структуры – псевдоморфозы ковеллина и халькозина по борниту, вплоть до его полного замещения. Сульфиды меди образуют сплошные или нитевидные агрегаты, часто развиваются по трещинам в борните (рис. 2а). Текстура зоны кавернозная, пористая.

Следующая зона представлена борнитом со сфалеритом и халькопиритом. Ее мощность обычно составляет около 0.5–1.0 см. В ней отмечаются ксеноморфные зерна, реже – тетраэдрические кристаллы халькопирита размером до 0.1–0.2 мм, часто замещенные борнитом. Пористость руд варьирует от 10 до 40 %. Структура руд аллотриоморфнозернистая, ангедральная, реликтовая (рис. 2б). Отмечается решетчатая структура (предположительно, распада твердого раствора халькопирита с борнитом). Текстура пятнистая, обусловлена различным соотношением основных минералов.

Далее следует одна из наиболее массивных зон постройки – *халькопиритовая зона*. Она представлена практически сливным халькопиритом. Ширина зоны составляет 1–3 см. В подчиненном количестве присутствует сфалерит. Более крупнозернистый халькопирит рас-

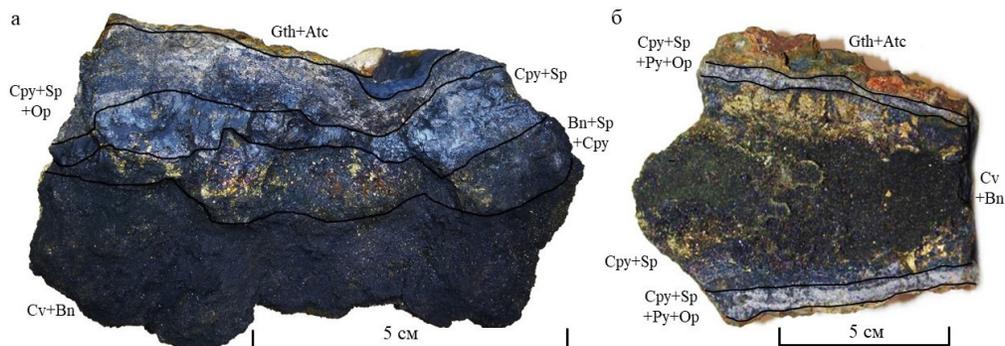


Рис. 1 Фрагмент стенок трубных построек рудных полей Коралловое (а) и Молодежное (б).

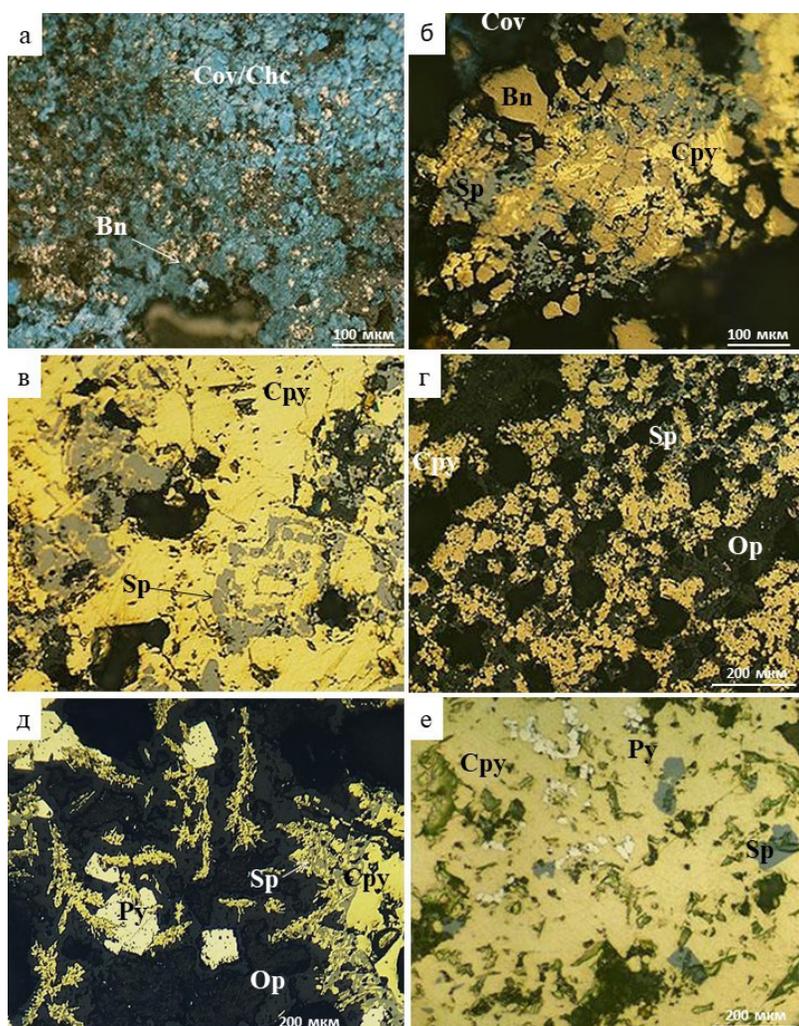


Рис. 2. Структуры трубных построек полей Коралловое (а-г) и Молодежное (д, е): а) внутренняя зона с пластинчатым ковеллином (Cov); б) борнитовая зона со сфалеритом (Sp) и замещение халькопирита (Cpy) борнитом (Bn); в) халькопиритовая зона с зональным халькопирит-сфалеритовым агрегатом; г) внешняя зона с пористым халькопиритом и сфалеритом, сцементированным опалом (Op); д) кристаллы пирита (Py), рассеченные дендритами халькопирита; е) включения пирита и сфалерита в халькопирите.

Отраженный свет. Chc – халькозин.

пространен ближе к внутренним частям постройки. Халькопирит сливного облика слагает более плотные прослои и тяготеет ближе к внешним частям. Структура зоны массивная, массивно-пористая, аллотриоморфнозернистая, скрытокристаллическая. Текстура пятнистая, местами кавернозная (рис. 2в).

Четвертая зона постройки сильно пористая, представлена сульфидами (халькопирит и сфалерит), сцементированными опалом. Во внешней части опаловой зоны (последние 5 мм) наблюдается большое количество пор, количество сульфидов резко сокращается. Внутри пор и полостей наблюдается глобулярный или нитевидный опал. Мощность этой зоны в разных постройках значительно варьирует от 5 мм до 4 см. Структура пористая, текстура пятнистая, цементная (рис. 2г).

Внешняя зона представлена коркой или тонким налетом гетита, иногда с примазками атакмита. Средний минеральный состав построек поля Кораллового: халькопирит с борнитом – 20–50 %, сфалерит – 25–60 %, ковеллин — 10–20 %, опал до 30 %.

В образцах поля идентифицированы халькопирит, борнит, сфалерит с различным содержанием Fe (до 6.5 мас. %) и Sn (до 2.9 мас. %), ковеллин, галенит, тетраэдрит, бертьерит, сульфиды Cu, Sn, Zn и Fe (вероятно, минералы ряда станнин-кестерит с недостатком Sn) и благороднометаллическая минерализация. Тетраэдрит и бертьерит встречаются в виде тонкой вкрапленности (5–10 мкм) в халькопирите на границе со сфалеритом. Там же нередко отмечаются мелкие зерна галенита. В единичных случаях галенит встречен также в виде крупных агрегатов (до 100 мкм) вблизи опаловой зоны. Сульфиды Cu, Sn, Zn и Fe встречены в зональных халькопирит-сфалеритовых агрегатах на границе этих двух минералов. Самородное золото имеет размер до 10 мкм. Отмечается две ассоциации: чаще самородное золото наблюдается в ассоциации с халькопиритом, и его пробность составляет около 950 %. В ряде образцов золото встречается в ассоциации со сфалеритом, а также тетраэдритом, станнином и кестеритом. Здесь пробность золота варьирует от 800 до 850 %.

Рудное поле Молодежное. Образцы построек поля Молодежное отличаются от построек поля Кораллового. В них выделяется три зоны: внешняя гетитовая, опал-сульфидная и внутренняя халькопиритовая. Зона землистых сульфидов меди, отмеченная в большинстве рудных образцов поля Кораллового, здесь чаще представлена тонким налетом ковеллина. Халькопирит во внутренних зонах образует крупные кристаллы (более 1 мм), иногда формирует натечные агрегаты. Сфалерит часто обрастает кристаллы халькопирита. Количество халькопирита к внешней зоне постепенно возрастает. Центральная часть представлена опал-сульфидными агрегатами. Опал глобулярный, цементирует сульфиды. По сравнению с рудами поля Кораллового здесь резко преобладает халькопирит над сфалеритом, а также отмечается до 10 % пирита. Средний минеральный состав поля Молодежное: халькопирит+борнит – 70 %, сфалерит – 10 %, опал – 10 %, пирит – 5 %, ковеллин – 5 %.

В аншлифах сфалерит и халькопирит образуют дендриты в опале. Дендриты отмечаются во внешней зоне постройки. Халькопирит представлен двумя генерациями. Первая – крупные клиновидные кристаллы, которые иногда обрастают каймами сфалерита. Вторая генерация представлена ксеноморфным халькопиритом, обрастающим дендриты сфалерита. Во внешней зоне постройки гипидиоморфный пирит пересекается халькопирит-сфалеритовыми дендритами (рис. 2д). Ближе к внутренним частям постройки пирит обрастает ксеноморфные выделения халькопирита, а также наблюдается пирит, представленный включениями в халькопирите (рис. 2е).

Геохимические особенности руд полей Кораллового и Молодежного. По классификации, предложенной ВНИИОкеангеология [Отчет..., 2014], постройки рудного поля Кораллового относятся к цинково-медно-колчеданному геохимическому типу и характеризуются высокими содержаниями Zn и Cu ($Zn_{cp} = 10.37\%$, $Cu_{cp} = 24.32\%$). Отмечается неравномерное распределение Zn в образцах, содержание которого варьирует от 2.61 до 21.2 %. В пробах отмечено повышенное содержание Pb (590 г/т) по сравнению с постройками поля Молодежное (45 г/т). Высокие концентрации золота в рудах ($Au_{cp} = 6.42$ г/т (0.5–22 г/т)) характерны для руд, связанных с перидотитами [Fouquet et al., 2010]. Сульфидные руды поля Молодежное характеризуются выраженной медно-колчеданной специализацией. Содержания Cu составляют 26.5–29.0 % ($Cu_{cp} = 27.8\%$), содержания Zn составляют 0.96–1.36 % ($Zn_{cp} = 1.16\%$). Среднее суммарное содержание Cu+Zn на поле Кораллового составляет 34.7 %, на поле Молодежное – 28.9 %. Средние концентрации Cu в рудных постройках полей Кораллового и Молодежного близки, а содержания Fe отличаются в два раза, что связано со значительным

распространением пирита в постройках поля Молодежное (Fe_{cp} составляет 22.05 % для поля Молодежное и 11.11 % для поля Коралловое).

Геохимические и минералогические результаты указывают на значительное отличие руд полей Молодежное и Коралловое. Изученные руды относятся к медно-колчеданному (поле Молодежное) и цинково-медно-колчеданному (поле Коралловое) геохимическим типам. Отличительной особенностью этих руд являются высокие суммарные содержания Cu и Zn (более 28 %).

41 рейс НИС «Профессор Логачев» выполнялся в рамках проекта «Поисковые работы на площади Российского разведочного района глубоководных полиметаллических сульфидов в Атлантическом океане в пределах блоков 75, 78, 81, 84-93, 95-97, 99, 100 с выделением перспективных блоков» (госконтракт № 82/2019-ЮЛ).

Литература

Маковиз А.М., Мусатов А.Е., Сергеева И.А. Открытие новых гидротермальных рудных полей «Коралловое» (13°17' с.ш.) и «Молодежное» (13°09' с.ш.) в пределах Срединно-Атлантического Хребта // Океанология. 2022 (в печати).

Отчет по объекту «Поисковые работы на площади Российского разведочного района глубоководных полиметаллических сульфидов в Атлантическом океане в пределах блоков 75, 78, 81, 84-93, 95-97, 99, 100 с выделением перспективных блоков». Ответственный исполнитель В.Л. Скаковский. СПб.: АО «ПМГРЭ» (АО «Росгеология»), 2021.

Отчет по объекту «Оценка особенностей геологического строения рудных скоплений ГПС и состояние среды Российского Разведочного Района САХ в соответствии с требованиями МОМД». Ответственный исполнитель С.Ф. Бабаева. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2014.

Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. 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 deposit // In: Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges, Geophysical Monograph Series. Eds. P. Rona, C. Devey, J. Dyment, B. Murton Amer. Geophys Un., Washington, D.C. 2010. Vol. 188. P. 321–367.

А.В. Корякина¹, Е.О. Грознова², О.Ю. Плотинская³

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

² – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

³ – Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва

Особенности минерального состава и условия образования на Тарутинском медном месторождении (Южный Урал): первые данные

A.V. Koryakina¹, E.O. Groznova², O.Yu. Plotinskaya³

¹ – Moscow State University, Moscow, Russia
anna8691koryakina@yandex.ru

² – Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

³ – Institute of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

Features of mineral composition and formation conditions of the Tarutino copper deposit (South Urals): first data

Abstract. The Tarutino copper skarn deposit is located 200 km south of Chelyabinsk. The chemical composition and formation conditions of typical skarn (garnets, amphiboles, pyroxenes, chlorites) and ores minerals are studied. Garnet is the most common skarn mineral with euhedral morphology and striking zoning. In chemical composition, it corresponds to andradite with a variable amount of the grossular component ($Gr_{s_{15}}$ to $Gr_{s_{33}}$). Amphibole of the actinolite–tremolite series (Act_{32} to Act_{49}) has an acicular morphology. Diopside exhibits variable compositions with a hedenbergite component (Hed_{23} to Hed_{51}). Chlorite corresponds to clinocllore–chamosite (Cm_{34} to Cm_{42}); its formation temperatures range from 235 to 270 °C. The skarn minerals are characterized by dominant Mg end-members. Garnet contains primary–secondary two-phase fluid inclusions of mostly NaCl composition, with salinity of 6.5–13.9 wt % NaCl-equiv. The homogenization temperatures of fluid inclusions vary from 258 to 271 °C, which is in agreement with the results of chlorite geothermometer. These temperatures correspond to later processes of hydration, carbonatization, epidotization and sulfidization of early skarn assemblages.

Тарутинское месторождение меди находится в 220 км к югу от г. Челябинска в зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной зоны и Зауральского микроконтинента. Месторождение расположено на южном контакте Южно-Карамысовского массива диоритов и плагиигранитов и вулканогенно-осадочной катенинской толщи силурийско-девонского возраста. Весь комплекс в той или иной степени подвергся пропилитизации и серицитизации. Скарновые зоны сформировались по останцам мраморов и вмещающих их гранитоидов и состоят из мелких скарновых тел мощностью от 1–28 м и длиной 50–100 м [Грабежев и др., 2002]. Среднее содержание меди при бортовом содержании 0.4 % составляет 1.33 %. К попутным ценным компонентам относится золото (0.11 г/т) и серебро (9.43 г/т), а также железо магнетитовое в медно-магнетитовых рудах (27.68 %). Утвержденные балансовые запасы медной руды – 4.583 млн т, Cu – 63.7 тыс. т [<https://www.rosnedra.gov.ru>].

Целью работы стало исследование особенностей минерального состава и условий образования метасоматитов и руд Тарутинского медно-скарнового месторождения. Несколько образцов из скв. 3712 были изучены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350

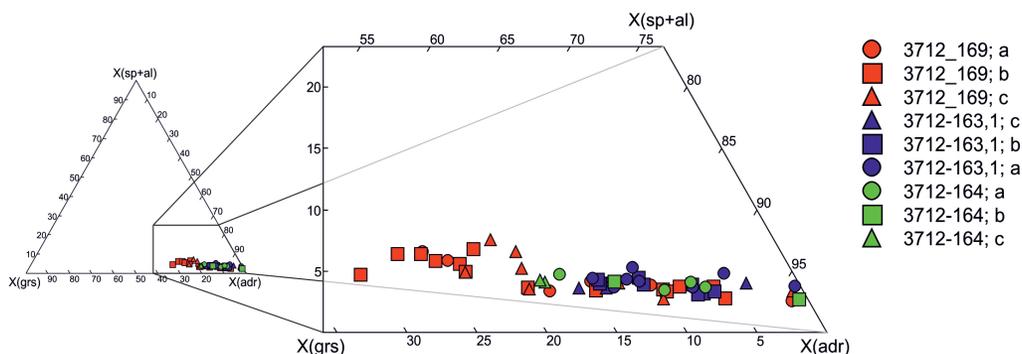


Рис. 1. Состав гранатов из образцов Т-3712/163.1, Т-3712/164 и Т-3712/169.9.

(Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Н.Н. Коротаева). Изучен состав основных минералов, слагающих скарновые тела: гранатов, амфиболов, хлоритов, карбонатов и пироксенов.

Гранат является главным минералом скарнов. Все гранаты идиоморфные и имеют ярко выраженную зональность с ксеноморфными ядрами и гидратированной периферией. По составу изученные гранаты отвечают андрадиту с варьирующей долей гроссулярового минала (от Grs_{15} до Grs_{35}) и пиральспитовой составляющей (2–5 %). Зональность характеризуется изменением состава от центра к периферии от Adr_{85} до Adr_{65} (рис. 1). Наиболее высокое содержание гроссулярового минала отмечено в образце Т-3712/169.9.

В гранатовых скарнах амфиболы развиваются вокруг зерен гранатов, их количество составляет от 5 до 20 %. Также амфиболы образуют собственно амфиболовые скарны, в которых подчиненное значение имеют гранат и клинопироксен. Амфиболы имеют игольчатую форму и принадлежат ряду актинолит-тремолит (от Act_{32} до Act_{49}).

Карбонаты присутствуют в виде включений в гранатах, ксеноморфных зерен, а также жил и прожилков, секущих остальные минералы скарнов. Состав карбонатов соответствует кальциту с примесями сидеритового и родохрозитового миналов до 1–2 %.

Пироксен найден только в одном шлифе. Его состав отвечает диопсиду. В обратно-рассеянных электронах пироксен имеет мозаичное строение, которое обусловлено вариациями содержания геденбергитового минала (от Hed_{25} до Hed_{51}) и примесью йохансенитового минала до 1–2 %.

Хлориты встречаются в виде мелких ксеноморфных зерен и включений в зернах гранатов, часто ассоциируют с сульфидами. Относятся к ряду клинохлор-шамозит (от Cm_{34} до Cm_{42}). По хлоритам были посчитаны температуры образования, которые варьируют от 235 до 270 °С [Котельников и др., 2012].

Рудные минералы представлены (в порядке убывания) пиритом, халькопиритом, магнетитом, гематитом и сфалеритом. Они встречаются в ассоциации в поздних карбонатных, кварцевых и эпидотовых жилах и прожилках, а также в виде включений в гранатах. Магнетит иногда образует массивные скопления совместно с сульфидами, но чаще наблюдается в виде мелкой вкрапленности и тонких прожилков. Пирит и халькопирит встречаются повсеместно, но неравномерно в виде просечек, прожилков и густой вкрапленности. Нередко пирит обрастает кристаллы магнетита. Таким образом, 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].

Результаты микротермометрических исследований

№ обр.	Кол-во замеров	Температуры эвтектики, °С	Соленость, мас. % NaCl-экв.	Температуры гомогенизации, °С
TAR-3712/164	10	-36.6...-32	6.5-13.9	260-271
TAR-3712/163.1	9	-37.2...-32.8	9.1-12.9	265-282
TAR-3712/169.9	9	-37.2...-32	7.6-11.6	258-271

Флюидные включения изучены с использованием термокриокамеры THMSG-600 фирмы Linkam, установленной на микроскопе ВХ-41 Olympus (Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка) с высокоразрешающим длиннофокусным объективом 50×. Исследования проводились в интервале температур от -196 до +600 °С, точность измерений составила ±0.2 °С. При интерпретации результатов было принято, что $T_{эвт}$ от -21.2 до -33.6 °С соответствует растворам Na-хлоридного состава, от -33.6 до -49.8 °С – Mg-хлоридного [Spenser, Moller, 1990; Davis et al., 1990]. Измеренные температуры эвтектики ($T_{эвт}$) ниже, чем $T_{эвт}$ химически чистых систем, что говорит о присутствии во флюидах небольшого количества других катионов.

В гранатах обнаружены двухфазные включения размером не более 50 мкм, содержащие раствор и газовый пузырек, который занимает около 30–40 % объема вакуоли. Изученные включения определены как первично-вторичные согласно критериям из [Реддер, 1987]. Включения приурочены к гидратированным каймам гранатов, то есть отвечают наложенным процессам гидратации. Температуры эвтектики от -32 до -38 °С указывают на то, что растворы изученных включений имеют преимущественно Na-хлоридный состав с небольшим количеством хлоридов других катионов [Spenser, Moller, 1990; Davis et al., 1990]. Соленость растворов варьирует от 6.5 до 13.9 мас. %, температуры гомогенизации составляют 258–271 °С (табл.). Поправка на давление не вводилась, поэтому приводимые температуры гомогенизации соответствуют минимальной температуре минералообразования. Параметры ФВ в гранатах изученных образцов близки (рис. 2). Температуры гомогенизации хорошо

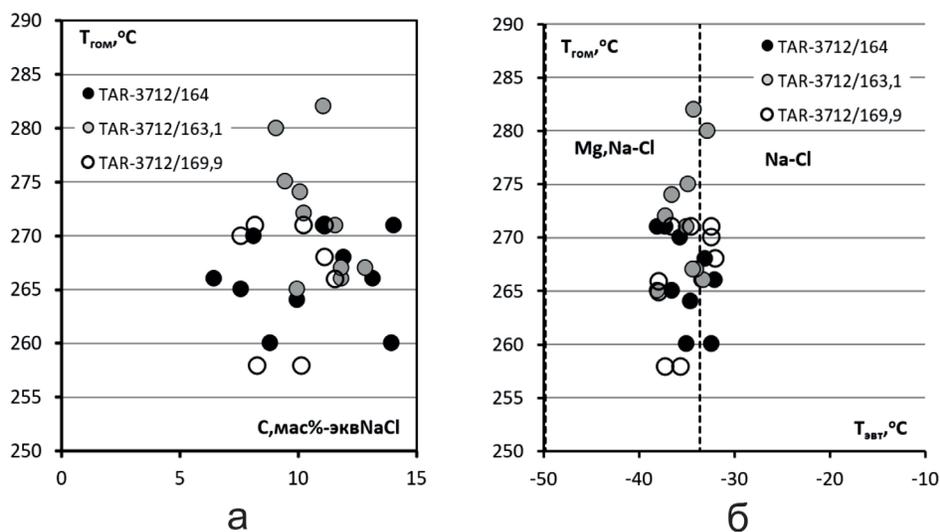


Рис. 2. Диаграммы температура гомогенизации/соленость (а) и температура гомогенизации/температура эвтектики (б) включений в гранатах Тарутинского месторождения. Пунктирная линия разделяет области с растворами Na-хлоридного и Mg-хлоридного состава по [Spenser, Moller, 1990; Davis et al., 1990].

согласуются с температурами, рассчитанными по хлоритам, а также близки значениям, полученным при изучении ФВ в жильном кварце [Грабежев, Гараева, 2013].

Таким образом, установлено, что гранаты, амфиболы и пироксены характеризуются преобладанием магнезиальных миналов. Результаты исследования флюидных включений в гранатах и температуры образования хлоритов соответствуют поздним наложенным процессам – гидратации, карбонатизации, эпидотизации и др. и, по-видимому, отражают процесс образования сульфидов.

Литература

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

Грабежев А.И., Гараева А.А. Флюидные включения в прожилковом кварце Тарутинского скарново-медно-порфинового месторождения (Южный Урал) // Ежегодник–2012. Тр. ИГГ УрО РАН, 2013. Вып. 160. С. 242–245.

Грабежев А.И., Гмыра В.Г., Вигорова В.Г., Пальгуева Г.В. Гранаты из скарнов Гумшевского и Тарутинского скарново-медно-порфиновых месторождений // Вестник Уральского отделения. 2005. Т. 4. С. 55–60.

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

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. Vol. 54. P. 591–601.

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

Spenser R.J., Moller N. The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ system at temperatures below 25 °C // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. Vol. 54. P. 575–602.

Д.А. Чистякова¹, О.Ю. Плотинская², Е.О. Грознова³

*¹ – Московский государственный университет, г. Москва
chistyakova_2000@list.ru*

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

³ – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

Условия образования хромсодержащих кварц-серицитовых метасоматитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал

D.A. Chistyakova¹, O.Yu. Plotinskaya², E.O. Groznova³

*¹ – Moscow State University, Moscow, Russia
chistyakova_2000@list.ru*

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

³ – Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

Formation conditions of Cr-bearing quartz-sericite metasomatites of the Mikheevskoe copper porphyry deposit, South Urals

Abstract. The fluid inclusions in quartz veinlets at the Mikheevskoe copper porphyry deposit in the South Urals were studied to determine the formation conditions of Cr-bearing quartz-sericite metasomatites. Primary two- and three-phase fluid inclusions were detected in quartz. Two-phase (vapor + liquid) fluid inclusions homogenize to liquid at temperatures from 235 to 241 °C; the salinity of two-phase fluid inclusions varies from 13.9 to 20.2 wt. % NaCl-equiv. Three-phase inclusions (vapor + liquid + CO₂) homogenize to liquid at 235 to 238 °C; the salinity of three-phase fluid inclusions ranges from 14.6 to 19.2 wt. % NaCl-equiv. Our data show that quartz-sericite metasomatites formed in low-temperature conditions from fluids of moderate salinity. These formation conditions are similar to the process of ore formation at the Mikheevskoe deposit.

Михеевское медно-порфировое месторождение находится в 200 км к югу от г. Челябинска. Вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочными образованиями позднедевонского возраста. Нижняя толща сложена порфировыми андезибазальтами, андезитами, базальтами, туфами, туфопесчаниками, аркозовыми песчаниками и алевролитами. Верхняя толща сложена афировыми базальтами, подушечными лавами, гялокластитами с прослоями алевролитов, силицитов, песчаников и углисто-кремнистых пород. Интрузивные породы подразделяются на два комплекса [Грабежев, Белгородский, 1992]: ульяновский и михеевский. Ульяновский комплекс имеет позднедевонский возраст (фаменский ярус) и представлен диоритовыми порфиритами и андезитами. Михеевский комплекс имеет близкий возраст (356 ± 6 млн лет) [Грабежев, Ронкин, 2011] и представлен диоритовыми порфиритами и плагиогранодиорит-порфирами.

Метасоматиты Михеевского месторождения, развивающиеся по интрузивным и вулканогенно-осадочным породам, описаны в работе [Грабежев, Белгородский, 1992]. Выделяется следующая метасоматическая зональность (от внутренней зоны к внешним): серицитизированные, серицитизированные и хлоритизированные, пропицитизированные породы. Ореолы имеют, в основном, линейный характер и соотносятся с рудными телами. Также на месторождении широко развиты серпентиниты, которые образуют небольшие послонные тела и мелкие лентообразные массивы. Метасоматиты по серпентинитам, а также связанное с ними оруденение до сих пор детально не изучались.

В данной работе на основании изучения флюидных включений в кварце исследованы условия образования метасоматитов, развивающихся по телам серпентинитов или в непосредственной близости от них.

Серпентиниты представлены породами с лизардитом, кальцитом, доломитом, пиритом, хлоритом, халькопиритом. Иногда встречается тальк. Из минералов метасоматитов преобладают кальцит, доломит и кварц. Встречаются прожилки хромсодержащего мусковита. Рудная минерализация представлена гнездами пирита и халькопирита, встречаются отдельные зерна магнетита, герсдорфита, миллерита, реликты хромита.

Микротермометрические исследования проводились в термокриокамере THMSG-600 фирмы Linkam, установленной на микроскопе Olympus VX-41 (Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка) с высокоразрешающим длиннофокусным объективом 50×. Исследования проводились в интервале температур от -196 до +600 °С, с точностью измерений ±0.2 °С в интервале температур от +60 до -60 °С и ±1.5 °С за его пределами. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) флюидных включений определялись по точке перехода газа в раствор. Поправка на давление не вводилась, поэтому приводимые $T_{\text{гом}}$ соответствуют минимальной температуре минералообразования. Полученные составы растворов флюидных включений отражают количественно преобладающую соль. При интерпретации результатов принято, что температуры эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) от -21.2 до -33.6 °С соответствуют растворам Na-хлоридного состава, от -33.6 до -49.8 °С – Mg-хлоридным [Spenser et al., 1990; Davis et al., 1990]. Измеренные температуры эвтектики имеют значения ниже, чем $T_{\text{эвт}}$ химически чистых систем, что говорит о присутствии во флюидах небольшого количества других катионов. По температуре плавления последнего кристалла льда ($T_{\text{пл}}$) рассчитывалась их концентрация [Bodnar, Vityk, 1994] в мас. % NaCl-экв.

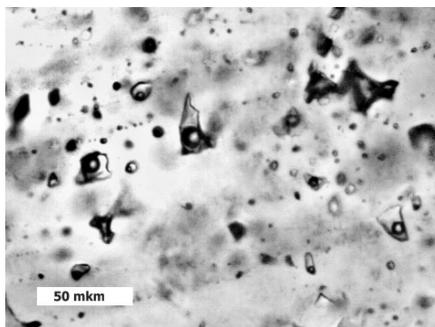


Рис. 1. Флюидные включения в кварце из метасоматитов с хромсодержащим мусковитом Михеевского месторождения, обр. М-11-1/19.

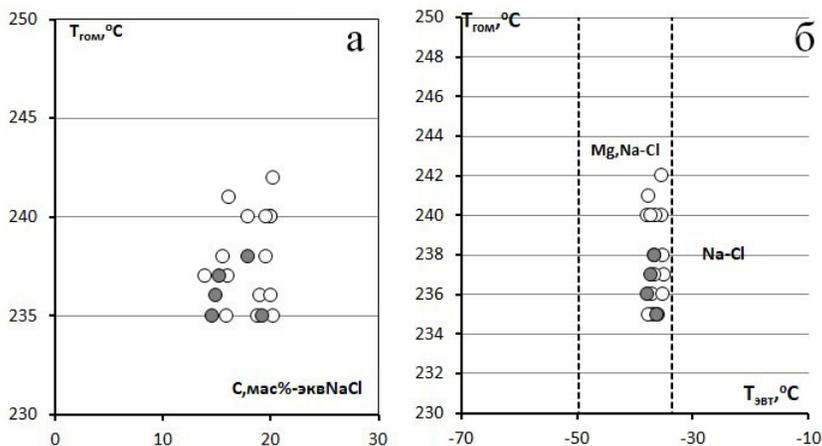


Рис. 2. Диаграммы температура гомогенизации/соленость (а) и температура гомогенизации/температура эвтектики (б) включений в кварце, обр. М-11-1/19 и М-5-21/4 (серые круги).

В двух образцах кварца (М-11-1/19, М-5-21/4) обнаружены двухфазные включения, содержащие газ+раствор, и трехфазные (газ+раствор+тонкая пленка CO_2) размером от 5 до 40 мкм. Изученные включения определены как первичные согласно критериям из [Реддер, 1987].

В кварце образца М-11-1/19 флюидные включения захватили преимущественно Mg-Na-хлоридный раствор, возможно, с примесью других катионов. Соленость варьирует в интервале от 13.9 до 20.2 мас. % NaCl-экв. ($T_{\text{пл}}$ от -10 до -17 °C). Полная гомогенизация включений в жидкую фазу происходила при температурах 235–241 °C.

В трехфазных включениях Mg-Na-хлоридный раствор ($T_{\text{эвт}}$ от -37.8 до -36 °C) с концентрацией 14.6–19.2 мас. % NaCl-экв. ($T_{\text{пл}}$ -16.1 до -17 °C) гомогенизируется при 235–238 °C. В этих включениях наблюдалось замерзание углекислоты, а ее плавление происходило в интервале температур от -57 до -56.8 °C. Гомогенизация CO_2 вероятно, происходила в газовую фазу, поскольку ее температуру зафиксировать не удалось.

Двухфазные включения размером до 30–40 мкм в кварце из образца М-5-21/4 также содержат хлоридный раствор с Mg ($T_{\text{эвт}}$ от -37.8 до -36 °C). Для этих включений характерна более низкая концентрация от 9.1 до 12.9 мас. % NaCl-экв. и сходные $T_{\text{гом}}$ (235–238 °C).

Таким образом, кварц-серицитовые метасоматиты образовались в низкотемпературных условиях из умеренно-соленых растворов. Флюидные включения в кварце из руд Михеевского месторождения в одном случае имеют $T_{\text{гом}}$ 150–350 °C при солености 10–35 мас. % NaCl-экв., в другом – $T_{\text{гом}}$ 185–205 °C при солености 8.9–10.5 мас. % NaCl-экв. [Грабежев и др., 2008; Грознова, Плотинская, 2021]. Из этого можно сделать вывод, что условия образования хромсодержащих метасоматитов аналогичны условиям рудообразования на месторождении.

Литература

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: Наука, Уральское отделение, 1992. 200 с.

Грабежев А.И., Боровиков А.А., Вигорова В.Г. Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфировых месторождений Урала // Ежегодник–2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 308–312.

Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. U-Pb Возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений южного Урала // Литосфера. 2011. № 3. С. 104–116.

Грознова Е.О., Плотинская О.Ю. Флюидные включения как инструмент для изучения рудообразующих процессов в порфирово-эпитермальных системах Урала // Уральская минералогическая школа–2021. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2021. С. 33–35.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 1192 с.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O –NaCl fluid inclusions // In: Fluid inclusions in minerals, methods and applications. De Vivo B., Frezzotti M.L. (eds.). Virginia Tech, Blacksburg, VA, 1994. P. 117–130.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl– H_2O , NaCl–KCl– H_2O , NaCl–MgCl₂– H_2O and CaCl₂–NaCl– H_2O // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. P. 591–601.

Spenser R.J., Moller N., Weare J. The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na–K–Ca–Mg–Cl– SO_4 system at temperatures below 25 °C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. P. 575–602.

Н.Р. Аюпова, В.В. Масленников, И.А. Блинов, И.Ю. Мелекестцева
Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
ayupova@mineralogy.ru

Редкоземельная минерализация в рудах Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения, Южный Урал

N.R. Ayupova, V.V. Maslennikov, I.A. Blinov, I.Yu. Melekestseva
Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia
ayupova@mineralogy.ru

REE minerals in ores of the Talgan massive sulfide deposit, South Urals

Abstract. Diagenetically altered thin-layered sulfide ores from the Talgan volcanic-hosted massive sulfide deposit (South Urals) represent an intercalation of thin sulfide and hyaloclastite layers up to 3 and 0.5 cm thick. The sulfide layers are mostly composed of authigenic pyrite, which forms zoned nodules, anhedral aggregates, euhedral crystals and pseudomorphs after pyrrhotite crystals. The pyrite nodules and anhedral aggregates host inclusions of authigenic chalcopyrite, sphalerite, galena, barite, cotunnite, native gold, stromeyerite, tellurobismutite and hessite. The trace element content of sulfide layers widely varies and depends on the amount of non-sulfide minerals (chlorite, illite, calcite, quartz, rutile, scheelite), which formed as a result of alteration of dacitic hyaloclastite components mixed with sulfide clasts. The sulfide layers are enriched in REEs (up to 561 ppm) due to the presence of REE-bearing minerals (bastnaesite, parisite, synchysite, galgenbergite, REE-bearing xenotime), which do not occur in massive sulfide ores. The source for the formation of REE minerals was seawater and carbonate-hyaloclastic material which mixed with fine ore clasts during the formation of layered sulfide ores.

В колчеданосных районах минералы редкоземельных элементов (РЗЭ) до сих пор слабо изучены из-за крайне низких содержаний РЗЭ в колчеданных рудах. Известны лишь единичные месторождения (например, Кидд-Крик и Брейсмак-МакЛеод в Канаде), руды которых обогащены РЗЭ и содержат их собственные минералы (монацит, алланит, ксенотим, паризит, синхизит, эвксенит), образованные в результате либо гидротермальных, либо метаморфических преобразований [Campbell et al., 1984; Pan et al., 1994]. В данной работе рассмотрены распределение и формы нахождения РЗЭ в тонкослоистых сульфидных рудах Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) с целью выявления особенностей поведения РЗЭ в процессах литогенеза кластогенных сульфидных отложений и определения источников вещества для образования минералов РЗЭ.

Для минералого-геохимических исследований использованы штучные образцы слоистых руд размером 7–12×20–26 см, отобранные в штольне месторождения. Оптико-микроскопическое изучение руд проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой Olympus DP12. Химический состав минералов исследован с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энерго-дисперсионным спектрометром (ЭДС) Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с). Пределы обнаружения содержаний химических элементов не превышают 0.2 мас. %. Содержания РЗЭ определены ИСП-МС анализом на масс-спектрометре Agilent 7700х с использованием In в качестве внутреннего стандарта, откалиброванного по USGS Basalt, Columbia River, BCR-2 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик К.А. Филиппова).

Талганское месторождение расположено в Верхнеуральском рудном районе в пределах Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги на Южном Урале. Рудная залежь линзовидной формы локализована в породах кислой толщи карамалыташской свиты живетского возраста [Медноколчеданные..., 1988]. Талганское месторождение относится к слабометаморфизованным колчеданным месторождениям, рудные тела которого по результатам рудно-фациального картирования реконструированы как рудокластическая линза с реликтами гидротермальной постройки [Масленников, 2006]. Балансовые запасы руд по категории C_1 составляют Cu 112.9 тыс. т и Zn 112 тыс. т при среднем содержании Cu 3.37 % и Zn 3.39 % [Материалы..., 1998].

Тонкослоистые сульфидные руды месторождения представляют собой преобразованные дистальные отложения рудокластических потоков мощностью от десятков сантиметров до первых метров в виде ритмичного чередования сульфидных слоев (мощностью до первых сантиметров) с тонкими слойками (до 0.5 мм) пелитового карбонатно-гиалокластического материала. Горизонтальные границы сульфидных слоев варьируют от четких до размытых. Тонкообломочный сульфидный материал в них преобразован и представлен: (1) зональными шаровидными (диаметр от 30 до 200 мкм) конкрециями с многочисленными включениями халькопирита, сфалерита, галенита, теннантита и с единичными находками гессита, теллурувисмутита и штроейерита и несulfидных минералов (хлорита, иллита, рутила); (2) зональными ан- и субгедральными кристаллами пирита (3–15 мкм, редко до 30 мкм) и их агрегатами, образованными в результате обрастания рудокластического материала более поздним пиритом; (3) незональными удлинёнными кристаллами пирита (до 30–60 мкм) [Аюпова и др., 2019]. Цементирующая масса сульфидных слоев представлена карбонатно-гиалокластическим материалом, который состоит из кварца, хлорита, кальцита и иллита, а также интерстициальных рутила, барита, шеелита и котуннита. Как в сульфидных, так и карбонатно-гиалокластических слоях установлены карбонаты и фторкарбонаты РЗЭ, среди которых диагностированы бастнезит и кальциево-РЗЭ разновидности с соотношением в атомных количествах Ca/РЗЭ, сходных с таковыми в паризите (0.39–0.46), синхизите (1.15) и галгенбергите (0.10–0.14), а также РЗЭ-содержащий ксенотим. РЗЭ минералы в карбонатно-гиалокластических слоях образуют крупные (до 150–200 мкм) изометричные выделения, а также встречаются в виде тончайших включений в хлоритизированных гиалокластах.

Паризит и бастнезит образуют параллельные сростки короткостолбчатых кристаллов размером до 20–30 мкм и содержат включения ксенотима. Сростки этих минералов встречаются в субгедральных агрегатах и наружной зоне конкреций пирита. Часто наблюдается замещение паризитом и бастнезитом пирита. Формульные единицы основных катионов паризита составляют от 1.03 до 1.10 для Ca и от 1.84 до 1.94 для РЗЭ, что близко к идеальной формуле паризита (Ca = 1; РЗЭ = 2). В отличие от паризита для бастнезита характерно повышенное содержание CaO (2.25–9.49 мас. %) и меньшее количество РЗЭ. Как в паризите, так и в бастнезите Ce является доминирующим катионом, РЗЭ представлены в последовательности Ce > La > Nd >> HREE.

Синхизит образует бесформенные массы размером до 100–150 мкм в нерудной матрице в ассоциации с паризитом. По составу синхизит отличается от бастнезита более высоким содержанием CaO (17.06–17.71 мас. %) и, соответственно, более низкими содержаниями РЗЭ. Формульные единицы главных катионов в синхизите колеблются от 0.97 до 0.98 для Ca и от 1.00 до 1.01 для РЗЭ, что близко к идеальному синхизиту (Ca = 1; РЗЭ = 1).

Галгенберgit выявлен в ядре деформированных конкреций пирита в ассоциации с хлоритом и кальцитом в виде (до 30–40 мкм) изометричных агрегатов зерен, замещающих пирит. В отличие от других минералов, содержащих РЗЭ, галгенберgit не содержит фтора.

Ксенотим в виде включений (до 20 мкм) присутствует в наружной зоне конкреций и субгедральных агрегатах пирита, а также в параллельно-шестоватых агрегатах бастнезита и паризита. В составе ксенотима-(Y) наблюдается переменное количество тяжелых РЗЭ от Gd до Ho.

Суммарное содержание РЗЭ в сульфидных слоях варьирует, резко возрастая в карбонатно-гиалокластитовых слоях с низким содержанием сульфидного материала: от 57.23 до 561.2 г/т (11 анализов). Спектры распределения содержаний РЗЭ в сульфидных слоях, нормированные на хондрит, характеризуются обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых, присутствием слабых отрицательной Ce ($Ce/Ce^* = 0.6-0.8$) и положительной Eu ($Eu/Eu^* = 1.0-1.2$) аномалий.

В сульфидно-гиалокластитовых отложениях, первоначально представляющих собой водонасыщенную смесь тонкозернистых сульфидных обломков и гиалокластов, обогащение трехвалентными РЗЭ происходило за счет их высвобождения при разложении гиалокластов, а также поступления РЗЭ из морской воды на границе раздела вода–осадок. Считается, что в процессах диагенеза большинство РЗЭ локально перераспределяются и сохраняются в глинистых или фосфатных минералах – продуктах разложения вулканического стекла [Utzmann et al., 2002]. При более высоких температуре (до 200 °С) и солёности позднедиагенетических флюидов [Yardley, Graham, 2002], вероятно, происходило отложение РЗЭ-содержащих минералов из обогащенных F и CO₂ позднедиагенетических флюидов. Известно, что фтор образует устойчивые комплексы, способные транспортировать РЗЭ, и этот эффект усиливается с повышением температуры (>150 °С) [Williams-Jones et al., 2012]. Параллельные сростки фтор-карбонатов РЗЭ, имеющие вид единых кристаллов, свидетельствуют об их адаптации к меняющимся в широком диапазоне температурным и рН условиям в процессах диагенеза сульфидно-гиалокластитовых отложений.

Исследования выполнены по бюджетной теме ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН 075-00880-22ПР (2022–2024 гг.).

Литература

- Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Артемьев Д.А., Блинов И.А.* Минералого-геохимические особенности конкреций пирита из сульфидных турбидитов Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 6. С. 518–519.
- Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Материалы к путеводителю по колчеданным месторождениям Урала / Зайков В.В., Масленников В.В., Новоселов К.А. и др.* Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 91 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др.* Свердловск: УрО РАН, 1988. 241 с.
- Campbell I.H., Leshner C.M., Coad P., Franklin J.M., Gorton M.P., Thurston P.C.* Rare earth element mobility in alteration pipes below massive Cu–Zn sulphide deposits // Chemical Geology. 1984. Vol. 45. P. 181–212.
- Pan Y.M., Fleet M.E., Barnett R.L.* Rare-earth mineralogy and geochemistry of the Mattagami Lake volcanogenic massive sulfide deposit, Quebec // Canadian Mineralogist. 1994. Vol. 32. P. 133–147.
- Utzmann A., Hansteen T., Schmincke H.-U.* Trace element mobility during sub-seafloor alteration of basaltic glass from Ocean Drilling Program site 953 (off Gran Canaria) // International Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 91. P. 661–679.
- Williams-Jones A.E., Migdisov A.A., Samson I.M.* Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements – a tale of “Ceria” and “Yttria” // Elements. 2012. Vol. 8. P. 355–360.
- Yardley B.W.D., Graham J.T.* The origins of salinity in metamorphic fluids // Geofluids. 2002. Vol. 2(4). P. 249–256.

Н.П. Сафина^{1,2}, И.А. Блинов^{1,2}

¹ – *Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
natali.safina2015@yandex.ru*

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

Сравнительный анализ флюорита Сафьяновского, Александринского и Гайского колчеданных месторождений на Урале

N.P. Safina^{1,2}, I.A. Blinov^{1,2}

¹ – *Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia
natali.safina2015@yandex.ru*

² – *South Urals State University, Miass Branch, Russia*

Comparative analysis of fluorite from the Saf'yanovka, Aleksandrinka and Gai VHMS deposits in the Urals

Abstract. The results of a comparative analysis of fluorite from several massive sulfide deposits of the Urals are presented. Fluorite of the Saf'yanovka deposit (Central Urals) is green due to the increased contents of Y (up to 160 ppm) and REEs (up to 280 ppm) in comparison with the violet and colorless fluorite of the Aleksandrinka and Gai deposits (South Urals), respectively. Violet fluorite from the Aleksandrinka deposit is characterized by high Mn content (521 ppm). The correlation between the element contents and the color of the mineral is similar to that established for the fluorite of stratiform barite-polymetallic deposits (Mississippi-Valley type, MVT) in North America, Spain, Great Britain, Turkey, Iran and other countries.

Введение. На месторождениях металлических полезных ископаемых флюорит в промышленных масштабах присутствует в рудах стратиформных барит-полиметаллических объектов (*Mississippi-Valley type, MVT*) в Северной Америке, Испании, Великобритании, Турции, Иране и других странах. На колчеданных месторождениях флюорит отмечается редко. На Урале флюорит установлен в околорудных метасоматитах колчеданных месторождений уральского типа (Учалинское, Гайское, Кабанское) [Медноколчеданные..., 1992]. Е.С. Контарь [2016] указывал на приуроченность флюорита к колчеданным месторождениям типа куроко (рудноалтайского), руды которых имеют медно-свинцово-цинковый (±барит и флюорит) состав. На Сафьяновском медно-цинково-колчеданном месторождении, которое в последнее время отнесено к рудноалтайскому типу в связи с его ассоциацией с черными сланцами [Масленников и др., 2014], обильный флюорит встречен как в колчеданных рудах, так и рудомещающих риодацитах.

Изучение флюорита в колчеданных рудах интересно с точки зрения накопления в них Y и РЗЭ. Эти металлы относятся к критическим, и их потребление увеличивается за счет развития высоких технологий. Целью настоящего исследования является установление минералого-геохимических особенностей флюорита из различных типов руд Сафьяновского месторождения на Среднем Урале и подрудных жил Александринского и метасоматитов Гайского колчеданных месторождений на Южном Урале.

Образцы для исследования отобраны на Сафьяновском месторождении в ходе полевых работ. Образцы флюорита Александринского месторождения любезно переданы для изучения Е.В. Белогуб (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс), Гайского – Е.И. Сорокой и М.Е. Притчиным (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Минералого-петрографические исследования проведены на микроскопе Olympus BX51 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Состав минералов

определен с помощью СЭМ Tescan Vega3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик И.А. Блинов). Микроэлементный состав проанализирован в монофракциях флюорита из различных типов руд и пород месторождений. Разложение проб и анализ на квадрупольном ИСП масс-спектрометре NexION300S (Perkin Elmer) проводился в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева).

Флюорит в рудах Сафьяновского месторождения обнаружен в сростаниях с баритом, кварцем и карбонатами в 1) колломорфных пиритовых, 2) массивных халькопирит-сфалерит-пиритовых и 3) прожилково-вкрапленных халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых рудах, и 4) в апориолитовых метасоматитах. Наибольшее количество флюорита обнаружено в колломорфных агрегатах пирита в ассоциации с баритом и кварцем. В гнездах размером 1–2 см кристаллы бутылочно-зеленого флюорита достигают в длину 5 мм. Окраска флюорита в пределах одного кристалла меняется от светло-зеленой до темной бутылочно-зеленой. В более крупных гнездах (до 5 см в диаметре) преобладает барит, а менее распространенные зерна флюорита от желто-зеленого до светло-зеленого цвета находятся между прозрачными светло-серыми (до молочно-белых) пластинчатыми кристаллами барита толщиной до 0.7 мм, нередко с изогнутыми участками. Флюорит-баритовые гнезда в руде оконтурены кварцевой каймой мощностью 2–3 мм. В зальбанде флюорит-баритовой жилы располагаются кристаллы сфалерита размером 3–4 мм, рост которых происходил от края трещины к центру.

В апориолитовых серицит-кварцевых метасоматитах желто-зеленый флюорит образует гнезда размером до 2–3 см и жилы мощностью до 1 см и находится в сростании с карбонатами, баритом и кварцем. Границы между минералами четкие без признаков коррозии. Барит и карбонаты присутствуют в виде прожилков. Прерывистые прожилки карбонатов мощностью 50–70 мкм рассекают флюорит-барит-кварцевые агрегаты.

На Александринском месторождении фиолетовый флюорит обнаружен в кварц-карбонат-баритовых жилах мощностью 3–10 см из халькопирит-пирит-сфалерит-кварцевых метасоматитов [Закис, Белогуб, 2000]. Он ассоциирует с сидеритом, образует ксеноморфные выделения в кварце, а также кубические кристаллы бледно-фиолетового цвета размером до 7 мм, нарастающие на кварц.

На Гайском месторождении жилы и гнезда флюорита в сростании с баритом обнаружены в околорудных метасоматитах (глубина отбора 1400 м). В основной прозрачно-бесцветной массе флюорита отмечаются включения кристаллов флюорита (до 1 см) светло-зеленого или светло-фиолетового оттенков.

Химический состав флюорита. Содержания Y во флюорите Сафьяновского месторождения варьирует от 4 до 160 г/т. Максимальные концентрации Y (160 г/т) отмечаются во флюорите из апориолитовых метасоматитов, промежуточные значения (40–130 г/т) установлены для флюорита из пиритовых руд и минимальные (4–9 г/т) – для флюорита халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд. Суммарные содержания P3Э составляют 80–150 г/т в зеленом флюорите из штокверковых халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд, 100–280 г/т – в желто-зеленом и бутылочно-зеленом флюорите из колломорфных пиритовых руд и 180 г/т – в желто-зеленом флюорите из апориолитовых метасоматитов. Общей чертой флюорита из всех типов минерализации месторождения является его обогащение легкими P3Э (70–200 г/т). Суммарные содержания P3Э в фиолетовом флюорите Александринского и бесцветном флюорите Гайского месторождений значительно ниже (18 и 1 г/т, соответственно).

Особенностью химического состава флюорита Александринского месторождения являются высокие содержания Mn (521 г/т), Zn (927 г/т) и повышенные – Y (18.45 г/т), Co (3.23 г/т) и Ni (12.7 г/т) относительно флюорита Гайского месторождения и флюорита из прожилково-вкрапленных сфалеритовых и халькопиритовых руд Сафьяновского месторождения. В бесц-

ветном флюорите Гайского месторождения фиксируется Ni (до 24.7 г/т), содержания Y не превышают 4 г/т.

Обсуждение результатов. Важной примесью в составе флюорита является Y, который определяет основные типоморфные особенности минерала – цвет и люминесценцию. Флюорит Сафьяновского месторождения характеризуется зеленым цветом с разными оттенками. Обычно зеленый цвет связан с примесями Y, Eu, Sm и Yb [Марфунин, 1975]. Эти элементы накапливаются в зелено-бело-желтом флюорите F-Ва месторождений Германии [Dill, Weber, 2010]. Зависимость между содержанием Y и цветом флюорита установлена на месторождениях флюорита Таджикистана, где интенсивно окрашенный флюорит содержит повышенные концентрации Y, а его минимальные количества характерны для прозрачных бесцветных разновидностей [Файзиев, 1989]. Зеленый флюорит содержит больше Y, чем фиолетовый. Фиолетовый цвет флюорита Александринского месторождения обусловлен примесью Mn подобно таковому из F-Ва месторождений Германии [Dill, Weber, 2010].

Несмотря на разный цвет, флюорит Сафьяновского, Александринского и Гайского месторождений имеет сходный тренд распределения P3Э с различным по интенсивности пиком Eu. Особенностью минерала Сафьяновского месторождения является высокая концентрация Eu, преобладание ЛР3Э над ТР3Э независимо от состава руды. Во флюорите Александринского месторождения содержания P3Э снижаются, а в бесцветном флюорите Гайского месторождения они минимальны. Сходная зависимость суммарных концентраций P3Э от окраски минерала установлена во флюорите флюорит-барит-полиметаллических месторождений рудного района Астуриас в Испании: в бесцветном флюорите суммарные содержания P3Э не превышают 1 г/т, в фиолетовом флюорите они повышаются до 4 г/т, а в желтом – до 11 г/т [Sanchez et al., 2010].

Смена окраски флюорита – результат многостадийного минералообразующего процесса. В работах [Dill, Weber, 2010; Coşaney et al., 2017] отражена последовательная кристаллизация флюорита разного цвета, приуроченного к различным типам минерализации. Изучение многочисленных флюоритовых жил на F-Ва месторождениях Германии показало, что первичный сине-черный флюорит осаждается из гидротермальных растворов на ранних стадиях и содержит низкие концентрации P3Э и Y. Поздний зеленый, белый и желтый флюорит образуется при ремобилизации ранних разновидностей флюорита и интенсивном взаимодействии растворов с вмещающими породами и оказывается обогащенным P3Э и Y.

Характер спектров P3Э флюорита Сафьяновского месторождения отличается от таковых для флюорита из MVT месторождений Испании, Турции, Ирана, Великобритании и Северной Америки [Bau et al., 2003; Sanchez et al., 2010; Alipour et al., 2014; Mao et al., 2016; Coşaney et al., 2017]. Для зеленого и желтого флюорита из месторождений Турции, Ирана и Северной Америки характерны невысокие содержания лантаноидов и пологий профиль спектра, осложненный слабой положительной аномалией Eu. Отличия связаны с разным составом вмещающих пород и источником поступления элементов. На месторождении Астуриас в Испании отмечается тенденция снижения концентраций элементов от желтого к фиолетовому и бесцветному флюориту, аналогичная установленной на колчеданных месторождениях Урала.

Заключение. Флюорит на колчеданных месторождениях Урала может быть сингенетичным рудам, формирующимся в устьях гидротермальных источников (Сафьяновское), и подрудным породам (штокверковая зона, Сафьяновское, Гайское, Александринское) или мог образовываться на поздних стадиях гидротермального процесса, о чем свидетельствуют заполнение им интерстиций и полостей в каналах руд и образование жил в подрудных частях залежи. Флюорит Сафьяновского месторождения характеризуется зеленым цветом, обусловленным повышенными содержаниями Y и P3Э по сравнению с фиолетовым флюоритом Александринского и бесцветным флюоритом Гайского колчеданных месторождений на

Урале, а также с флюоритом месторождений MVT в Северной Америке, Испании, Турции и других странах.

Отличием рудной минерализации южного фланга залежи Сафьяновского месторождения от Главной рудной залежи, вскрытой карьером, является присутствие обильного флюорита, что привело к формированию локальных участков с аномальными и повышенными содержаниями Y и PЗЭ. Таким образом, флюорит является потенциальным источником Y и PЗЭ не только в карбонатных породах с флюорит-барит-полиметаллической минерализацией, но и в колчеданных рудах, связанных с вулканогенно-осадочными породами.

Авторы благодарны главному геологу ОАО «Сафьянмедь» Н.В. Лецеву за содействие в проведении полевых работ, Е.В. Белогуб, М.Е. Притчину и Е.В. Сороке за предоставленные образцы для исследований и Д.В. Киселевой за выполнение ИСП-МС анализов флюорита.

Литература

Закис А.С., Белогуб Е.В. Необычная друзовая минерализация на Александринском медно-цинково-колчеданном месторождении (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 145–148.

Контарь Е.С. Месторождения свинца и цинка в истории формирования земной коры // Литосфера. 2016. № 3. С. 5–26.

Марфуни А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975. 327 с.

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

Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / Прокин В.А., Сервакин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 308 с.

Файзиев А.Р. Иттрий во флюорите из эндогенных проявлений СССР // Геохимия. 1989. № 7. С. 1037–1042.

Alipour S., Abedini A., Talei B. Geochemical characteristics of the Qahr-Abad fluorite deposit, southeast of Saqqez, western Iran // Arabian Journal of Geoscience. 2014. Vol. 8. P. 7309–7320.

Bau M., Romer R.L., Lüders V., Dulski P. Tracing element sources of hydrothermal mineral deposits: REE and Y distribution and Sr-Nd-Pb isotopes in fluorite from MVT deposits in the Pennine Orefield, England // Mineralium Deposita. 2003. Vol. 38. P. 992–1008.

Coşanay P., Kirat E., Çevik N., Kizilkanat C., Mutlu H., Koç S. Geochemical, microthermometric, and isotopic constraints on the origin of fluorite deposits in Central Anatolia, Turkey // Turkish Journal of Earth Science. 2017. Vol. 26. P. 206–226.

Dill H.G., Weber B. Variation of color, structure and morphology of fluorite and the origin of the hydrothermal F-Ba deposits at Nabburg Wölsendorf, SE Germany // Journal of Mineralogy and Geochemistry. 2010. Vol. 187. P. 113–132.

Mao M., Simandl G.J., Spence J., Neetz M., Marshall D. Trace element composition of fluorite and its potential use as an indicator in mineral exploration // Geological Fieldwork 2015. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2016-1. P. 181–206.

Sánchez V., Cardellach E., Corbella M., Vindel E., Martín-Crespo T., Boyce A.J. Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data // Ore Geology Reviews. 2010. Vol. 37. P. 87–100.

Е.В. Шепель
Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
liena-safina@mail.ru

**Минеральный состав медистых песчаников из верхнепермских отложений
Западного Предуралья (Кунгурский район)**
(научный руководитель к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова)

E.V. Shepel
*Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*
liena-safina@mail.ru

**Mineral composition of copper sandstones from the Upper Permian sedimentary
rocks of Western Urals (Kungur region)**

Abstract. The mineral composition of copper sandstones from the Upper Permian sedimentary rocks of the Western Urals is studied. The rocks consist of quartz, K-feldspar, calcite, chlorite, sericite, epidote, zircon, and apatite. Ore mineralization includes chalcopyrite, bornite, chalcocite, covellite, malachite, brochantite, barite, mottramite, and iron hydroxides. Chalcopyrite and bornite are primary minerals, which are replaced by supergene chalcocite and covellite. Malachite, brochantite, and iron hydroxides are products of late stages of supergenesis. The presence of mottramite in sandstones reflects a large amount of organic matter. The pyrite framboids most likely formed as a result of organic decomposition due to bacterial sulfate reduction. Pseudomorphic iron hydroxides after framboidal pyrite formed under oxidizing conditions due to decomposition of organic matter.

Медистые песчаники известны на всех континентах и характерны для всех геологических эпох – от протерозоя до кайнозоя. На территории России основным ареалом распространения медистых песчаников пермского возраста являются структуры Предуральяского прогиба [Лурье, 1988; Контарь, 2013]. В этом регионе медистые песчаники обрабатывались с древнейших времен, а их промышленная эксплуатация осуществлялась в XVIII–XIX вв. Известны три группы месторождений, протягивающихся вдоль западного склона Урала: Пермская (Верхнекамская), Вятско-Камская и Уфимско-Оренбургская [Харитонов, 2011]. Пермский разрез, вмещающий медную минерализацию, состоит, главным образом, из песчаников, гравелитов, известняков, глинистых сланцев, глин и конгломератов, которые относятся к шешминской свите шешминского горизонта уфимского яруса приуральяского отдела пермской системы [Ожигбесов, 2017]. По современным представлениям уфимский ярус как самостоятельное подразделение общей международной шкалы не существует, а является частью кунгурского яруса общей стратиграфической шкалы [International..., 2022].

В данной работе рассмотрен минеральный состав пород, содержащих медную минерализацию бассейна р. Бым в пределах площади распространения Пермской группы месторождений, с целью уточнения последовательности процессов минералообразования в шешминской свите медистых песчаников. Материал для исследований был собран в 1.7 км от с. Бым (координаты места отбора образцов 57°25'27" с.ш., 56°18'12" в.д.). В отвалах рудника были отобраны пластины (мощностью 5–10 см) песчаников размером 40×30 см.

Количественный минеральный состав пород определен рентгеноструктурным методом с помощью автоматизированного прибора ДРОН-2.0 (Cu-анод, графитовый монохроматор, аналитик П.В. Хворов). Содержания рассчитаны с помощью программного продук-

та SIROQUANT V4. Оптико-микроскопическое изучение шлифов и аншлифов песчаников проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой Olympus DP12. Химический состав минералов исследован с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с, аналитик И.А. Блинов). Пределы обнаружения содержаний химических элементов не превышают 0.2 мас. %.

Песчаники представляют собой породы зеленоватого, серовато-зеленоватого цвета от слабо- до сильноцементированных, с многочисленными остатками непрозрачных минерализованных тканей растений и характеризуются мелко-среднезернистой псаммитовой структурой, субгоризонтально- и косослоистой текстурами. Обломочный материал размером 40–200 мкм составляет 70–80 % объема породы. В его составе преобладают зерна полевого шпата и кварца, наблюдаются обломки хлоритизированных вулканитов. Цемент базальный, местами неполный поровый, глинисто-карбонатный, глинисто-кварцевый. Обломки часто имеют удлиненную форму и ориентированы длинной стороной параллельно напластованию.

Полевые шпаты присутствуют в виде слабоокатанных зерен размером 80–200 мкм и относятся к плагиоклазам и калиевым полевым шпатам. Зерна плагиоклазов часто тонко полисинтетически сдвойникованы и по углу максимального симметричного погасания двойников относятся к олигоклазу № 20–28. Зерна полевых шпатов неравномерно серицитизированы. Плохо- и среднеокатанные зерна *кварца* (по размерам аналогичны зернам полевых шпатов) имеют волнистое погасание, зачастую характеризуются наличием неполных регенерационных кайм, содержащих тонкие чешуйки хлорита и серицита. Кварцевые зерна катклазированы, что выражено в их мозаичном погасании и растрескивании с образованием многочисленных трещин, иногда отмечается их растворение и грануляция по трещинам. *Хлорит* обычно присутствует в составе обломков вулканитов размером 100–500 мкм, образует плотную массу в ассоциации с кальцитом и серицитом в цементирующей массе, а также замещает растительную ткань с сохранением структуры. Изредка наблюдаются отдельные тонкие чешуйки хлорита размером не более 20 мкм. *Кальцит* присутствует в основной массе; редко встречаются его отдельные зерна размером до 100–120 мкм с полисинтетическими двойниками. Карбонатный цемент замещает обломочный материал. Из редких минералов установлены обломочные *циркон* и *эпидот* размером не более 100 мкм. *Апатит* представлен единичными зернами таблитчатой формы размером до 30 мкм в виде включений в цирконе. *Титанит* образует тонкие удлиненные зерна размером не более 10–20 мкм в кальците. *Углеродистое вещество* встречается в виде удлиненных выделений толщиной до 100–200 мкм черного непрозрачного, либо просвечивающего бурого и темно-бурого цвета с частичным сохранением исходного рисунка растительной ткани.

Рудная минерализация в песчаниках составляет менее 2 % и представлена сульфидами (халькопирит, борнит, пирит, халькозин, ковеллин), карбонатами (малахит), сульфатами (брошантит $\text{Cu}_4\text{SO}_4(\text{OH})_6$, барит), ванадатами (моттрамит $\text{PbCuVO}_4(\text{OH})$) и гидроксидами железа. *Халькопирит* встречается в незначительном количестве и представлен ксеноморфными зернами размером до 90 мкм в тесном срастании с борнитом, иногда с признаками замещения халькопирита борнитом. Для *борнита* также характерны изолированные изометричные зерна размером до 170 мкм с неоднородным внутренним строением, изогнутые прожилки и сплошные массы в ассоциации с малахитом и ковеллином. *Халькозин* представлен колломорфными и ксеноморфными агрегатами размером от 20 до 60 мкм, в его составе отмечается небольшая примесь Fe (до 0.58 мас. %). *Ковеллин* замещает халькозин и образует ориентированные удлиненные субпараллельные агрегаты размером 5–70 мкм. Вокруг агрегатов халькозина и ковеллина наблюдаются каймы мощностью до 20–50 мкм *малахита*, изредка с примесью *брошантита*. В цементирующей массе присутствуют извилистые прожилки малахита мощностью

до 20 мкм и отдельные радиально-лучистые агрегаты размером до 100 мкм. В составе малахита отмечаются примеси CaO (0.19 мас. %) и FeO (до 2.52 мас. %). *Моттрамит* обнаружен в виде включений в агрегатах халькозина и ковеллина, редко встречаются изометричные включения размером 10 мкм в нерудной массе. *Барит* представлен таблитчатыми и игольчатыми кристаллами размером до 70–80 мкм в ассоциации с кальцитом в пустотах нерудной массы. *Гидроксиды железа* распространены в основной массе вокруг обломочного материала.

В песчаниках обнаружены отдельные фрамбоиды *пирита* диаметром 5–60 мкм (преобладающий размер 10–40 мкм), а также их скопления в тесной ассоциации с углеродистым веществом. Пространство между микрокристаллами во фрамбоидах сложено кремнисто-карбонатно-баритовым веществом с примесью Cu, Fe и небольшого количества Sr. В отдельных слоях песчаников фрамбоиды пирита замещены гидроксидами железа. С увеличением количества минералов меди в слоях наблюдаются фрамбоиды вторичных сульфидов меди (халькозин-ковеллин).

Последовательность минералообразования (табл.) в изученных медистых песчаниках шешминской свиты показывает, что первичная медная минерализация представлена халькопирит-борнитовым составом. Считается, что осаждение Cu происходило в сульфидной форме на сероводородных геохимических барьерах двух типов: сингенетических и эпигенетических [Лурье, 1988]. Халькозин-ковеллиновая минерализация является результатом окисления первичных медных минералов на начальной стадии гипергенеза. Малахит и гидроксиды Fe являются продуктами поздних стадий гипергенного процесса. Брошантит, который тесно ассоциирует с малахитом, также относится к широко распространенным вторичным минералам зоны окисления месторождений медистых песчаников [Замана, Усманов, 2007]. Наличие в песчаниках моттрамита связано с наличием органического вещества. Известно, что V активно концентрируется живыми организмами, восстанавливаясь до четырех-, или даже трехвалентного состояния [Michibata et al., 2002].

Фрамбоидальный пирит, вероятно всего, образовался в результате разложения органики вследствие бактериальной сульфатредукции на начальной стадии формирования сульфидной минерализации [Wilkin, Barnes, 1997; Butler, Rickard, 2000]. Предполагается, что сохранение органического вещества в этих породах в зоне гипергенеза препятствовало окислению фрамбоидального пирита [Rigby et al., 2006]. О полном псевдоморфном замещении пирита вторичными сульфидами меди в некоторых слоях песчаников свидетельствуют отсутствие существенных различий в размерах и распределении фрамбоидов пирита и вторичных сульфидов меди, отсутствие структур разрастания, перекристаллизации и растворения, а также широкая вариация состава вторичных сульфидов меди. В стратиформных медистых песчаниках известно о замещении фрамбоидального пирита халькопиритом, борнитом, дигенитом и халькозином [Oszczepalski, 1999; Wilson, Zentilli, 1999; Hu et al., 2015].

Таблица

Последовательность образования медной минерализации в песчаниках

Минералы	Седиментогенез	Диagenез	Гипергенез
Пирит	-----	-----	
Халькопирит		-----	
Борнит		-----	
Халькозин			-----
Ковеллин			-----
Моттрамит			-----
Малахит			-----
Брошантит			-----
Гидроксиды Fe			-----

Таким образом, седиментационно-диагенетические процессы являются основным этапом образования медной минерализации, в течение которого происходит формирование сульфидов. Гипергенный этап характеризуется набором своих специфических минеральных парагенезисов и последовательностью минералообразования.

Работа выполнена по бюджетной теме ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № 075-00880-22-00. Автор благодарен научному руководителю к.г.-м.н. Н.Р. Аюповой за консультации, студенту Геологического факультета ЮУрГУ Р.Р. Фаттахову за предоставленные материалы и сотрудникам ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН к.г.-м.н. И.А. Блинову и к.г.-м.н. П.В. Хворову за выполнение анализов.

Литература

Замана Л.В., Усманов М.Т. Термодинамические и гидрогеохимические условия образования кристаллогидратного брошантита (на примере Удоканского месторождения меди) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413. № 1. С. 82–85.

Контарь Е.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. М.: Наука, 1988. 182 с.

Ожгибесов В.П. Общая стратиграфическая шкала России для нового стратиграфического кодекса и учебных программ студентов // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: ПГНИУ, 2017. С. 21–25.

Харитонов Т.В. Медеплавильные заводы Пермского края. Пермь: 2011. 43 с. <http://docplayer.ru/26586940-Medepilavilnye-zavody-permskogo-kraja.html>

Butler I.B., Rickard D. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. Vol. 64. P. 2665–2672.

Hu S., Evans K., Craw D., Rempel K., Bourdet J., Dick J., Grice K. Raman characterization of carbonaceous material in the Macraes orogenic gold deposit and metasedimentary host rocks, New Zealand // *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 70. P. 80–95.

International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy v 2022/02 <https://stratigraphy.org/chart>.

Michibata H., Uyama T., Ueki T., Kanaomori K. The mechanism of accumulation and reduction of vanadium by ascidians // *The Biology of Ascidian*. 2002. P. 366–373.

Oszczepalski S. Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland // *Mineralium Deposita*. 1999. Vol. 34. P. 599–613.

Rigby P.A., Dobos S.K., Cook F.J., Goonetilleke A. Role of organic matter in framboidal pyrite oxidation // *Sci. Total Environ*. 2006. Vol. 367. P. 847–854.

Wilson N.F.S., Zentilli M. The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile // *Economic Geology*. 1999. Vol. 94. P. 1115–1136.

Wilkin R.T., Barnes H.L. Formation processes of framboidal pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61. P. 323–339.

В.Д. Бровченко
Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва
valeriabrovchenko@gmail.com

Морфологические признаки жидкостной несмесимости сульфидного расплава в Mss-Iss рудах горы Рудной, интрузив Норильск 1

V.D. Brovchenko
Institute of Geology of Ore Deposits Mineralogy, Petrography,
and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
valeriabrovchenko@gmail.com

Morphological signatures of liquid immiscibility of sulfide melt in Mss-Iss ores of Mt. Rudnaya, Norilsk 1 intrusive

Abstract. A possibility of natural sulfide-sulfide liquid immiscibility is discussed. The textural features of exceptionally Cu-Ni-PGE-rich Mss-Iss ores of Mt. Rudnaya (Norilsk 1 intrusive) most likely show the separation of Cu-richer and Cu-poorer sulfide liquids, which are immiscible at supraliquidus temperatures. The initial PGE partitioning into immiscible Cu-richer liquid results in the formation of large PGM grains in Iss globules that is observed at the X-ray computed microtomography scans.

Массивные Cu-Ni-ЭПГ сульфидные залежи, как правило, имеют зональное строение, где богатые железом пирротиновые руды образуют нижнюю и центральную части рудного тела, а богатые медью халькопиритовые руды встречаются в жилах и брекчиях ближе к контакту рудного тела и вмещающих пород [Дюжиков и др., 1988]. Подобная зональность наблюдается и во вкрапленных рудах, представляющих собой *in situ* кристаллизацию сульфидного расплава после отделения его от силикатной составляющей. Для большинства Cu-Ni-ЭПГ месторождений такое закономерное изменение состава руд связано с фракционной кристаллизацией [Li et al., 1996]. При фракционной кристаллизации в сульфидной системе при температурах ~950 °C [Helmy et al., 2021] происходит образование первой твердой кристаллической фазы (богатого железом моносульфидного твердого раствора (*monosulfide solid solution*) – Mss) и последовательное обогащение остаточного сульфидного расплава элементами, не входящими в Mss. Последующее понижение температуры приводит к кристаллизации богатого медью промежуточного твердого раствора (*intermediate solid solution* – Iss) при температурах ~750 °C [Helmy et al., 2021] из остаточного сульфидного расплава, а также обогащение остатков сульфидного расплава элементами, не входящими в Mss и Iss [Li et al., 1996]. При фракционной кристаллизации больших порций сульфидного расплава, последний остаточный сульфидный расплав будет наиболее богат Cu, Ni, ЭПГ, Te, As, Sb, Sn, Bi (TABS). При дальнейшем понижении до субсолидусной температуры Mss распадается на пирротин, пентландит и пирит, а Iss – на халькопирит, кубанит и другие минералы Cu [Helmy et al., 2021]. При температурах ~850 °C может также образоваться высокий пентландит при перитектической реакции между Mss и богатым Cu расплавом [Kitakaze et al., 2016].

Один из наиболее ярких примеров кристаллизации последних фракционатов сульфидного расплава представлен субвертикальными массивными жильными рудными телами г. Рудной в северо-восточном фланге интрузива Норильск 1 [Дистлер и др., 1996]. Жилы образовывались вдали от термального воздействия интрузива, рассекая осадочные породы тунгусской серии, что способствовало образованию Mss-Iss руд в нижних частях жил г. Руд-

ной. Концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах г. Рудной достигали 350 г/т, а сами ЭПГ были гетерогенно распределены в сульфидах и собственных минералах.

Особенностью Mss-Iss руд г. Рудной являются Iss, Mss и Iss-Mss глобулы, распространенные среди тонкой Iss-Mss матрицы. В глобулах и матрице Iss представлен тонкими ламеллярными сростаниями халькопиритового и кубанитового твердых растворов, нестехиометричных по отношению к халькопириту и кубаниту. На контакте таких Iss глобул встречаются наиболее крупные зерна пентландита размером до 100 мкм и следующие за ними внешние каймы из Mss. Минералы платиновой группы (МПГ) образуют зерна и сростания размером до 120 мкм и включают тетраферроплатину (PtFe), сплавы состава Pt_2Fe и Pt_3Fe_2 , куперит (PtS), обогащенный палладием рустенбургит (Pt_3Sn) и обогащенный платиной атоцит (Pd_3Sn). Результаты исследования образцов методом рентгеновской компьютерной микротомографии в сочетании с методами спектральной микротомографии и сканирующей электронной микроскопии позволяют утверждать, что большая часть МПГ расположена в Iss глобулах. МПГ в Mss-Iss рудах не имеют признаков гидротермального перераспределения ЭПГ, а минеральные ассоциации и форма сростаний свидетельствуют о первичном магматическом происхождении как МПГ, так и Mss-Iss руд в целом.

Модель формирования Mss-Iss руд г. Рудной включает в себя образование разных генераций Mss и Iss [Brovchenko et al., 2020]. Присутствие в нижних горизонтах жил руд с закаленными Mss-Iss рудами свидетельствует о том, что проникновение расплава с первыми генерациями Mss было быстрым одномоментным процессом, сопровождающимся особыми турбулентными движениями в частично закристаллизовавшемся расплаве, в результате чего Iss глобулы приобрели округлую форму. Данные рентгеновской компьютерной микротомографии свидетельствуют о сфероидальной форме Iss глобул, что подтолкнуло авторов к пересмотру наших взглядов относительно их формирования.

Согласно текущей гипотезе, глобулы представляли собой несмешиваемые в надликвидусных условиях отдельные обособления в виде капель сульфидного расплава среди сульфидного расплава иного состава. Разделение двух несмешиваемых сульфидных жидкостей в системе Cu-Fe-Ni-S до сих пор является предметом дискуссий. Впервые существование сульфид-сульфидной несмесимости обсуждалось в работе [Distler et al., 1986], где авторы предположили разделение сульфидной жидкости на богатую медью и железом составляющие для расслоенных сульфидных капель вкрапленных руд Норильского района. Сходное предположение выдвинуто в работе [Горбачев, Некрасов, 2004]. Серия экспериментов в системе Cu-Ni-Fe-S с добавлением Pt при температурах 1400–1250 °C и давлении 3.5 ГПа показала расслоение на высокосернистый богатый Fe и Ni расплав состава Mss и на обогащенный Cu и Pt расплав халькопиритового состава [Горбачев, Некрасов, 2004].

Несмесимость в системе Cu-Fe-Ni-S между богатым и бедным медью расплавами также предполагается по данным экспериментов [Ballhaus et al., 2001] при температурах 1275–900 °C. Результаты экспериментов в свое время открыли дискуссию о возможности существования сульфид-сульфидной несмесимости в природных сульфидных расплавах, но дальнейшие экспериментальные работы [Brenan et al., 2008] не выявили признаков несмесимости. Однако проявление признаков сульфид-сульфидной несмесимости порой становится более очевидным при рассмотрении распределения руд по месторождению в целом. Так, на примере распределения руд разного состава выявлены два тренда эволюции разных сульфидных расплавов для месторождения МакКриди-Уэст [Beswick et al., 2020].

Суммируя все вышесказанное, предлагается следующая модель образования Iss глобул (рис.). Сульфидный расплав разделялся на две несмешивающиеся жидкости при температурах выше ликвидуса. Богатый медью сульфидный расплав собирался в капли, которые концентрировали Pd, Pt и TABS (рис. а, б), тогда как бедный медью сульфидный расплав начинал

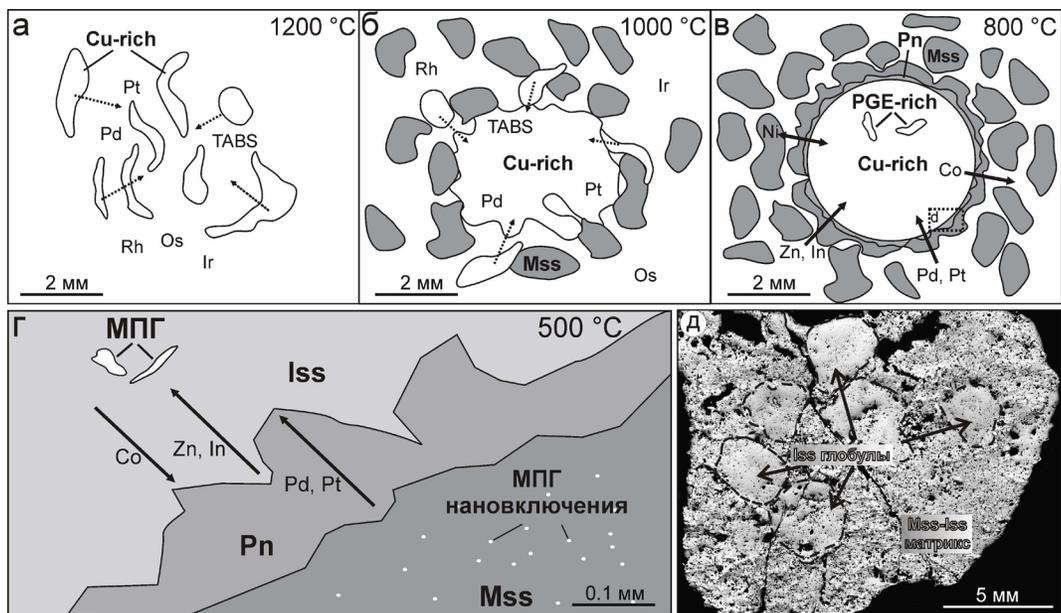


Рис. Схематическая модель образования ICS глобул из Mss-ISS руд горы Рудной, интрузив Норильск 1.

Рис. а–в: белым цветом обозначены расплавы (жидкие фазы), оттенками серого выделены твердые фазы, стрелками показано фракционирование элементов. Рис. г: стрелками показаны направления увеличения концентраций элементов в фазах, согласно ЛА ИСП МС картированию. Рис. д: фото Mss-ISS руд с ICS глобулами, погруженными в ICS-Mss матрикс. Cu-rich – богатый медью расплав, PGE-rich – богатый ЭПГ расплав, Mss – моносulfидный твердый раствор, ICS – промежуточный твердый раствор, Pn – пентландит, МПГ – минералы платиновой группы.

кристаллизовать Mss при 1000–950 °C (рис. б). Область высокомедистого расплава возле каплей обеднялась медью, что привело к образованию каймы из зерен Mss на контакте глобул и матрикса (рис. б). Никель, не вошедший ни в Mss, ни в богатые медью глобулы, концентрировался на контакте между Mss и ICS глобулами, что в конечном итоге привело к образованию перитектического пентландита (рис. в). Закалочная кристаллизация при 650–500 °C привела к формированию нановключений МПГ, свидетельства которых наблюдаются на ЛА ИСП МС спектрах [Brovchenko et al., 2020]. Зональное направленное увеличение концентраций Zn и In и уменьшение содержаний Co от центра к краю глобул, продемонстрированное на ЛА ИСП МС картах, возникло в результате sulfидной несмесимости до начала кристаллизации глобул (рис. г). При остывании Pt и Pd, захваченные богатым медью sulfидным расплавом на первых этапах эволюции расплава при 1200–1000 °C (рис. а, б), концентрировались в остаточных низкотемпературных жидкостях. Последующее затвердевание привело к формированию крупных зерен МПГ в ICS глобулах по механизму локальной фракционной кристаллизации, происходившей внутри глобул [Li et al., 1996].

Автор выражает благодарность С.Ф. Служеникину, М.А. Юдовской, А.Д. Ренно и Н.С. Горбачеву за консультации, а также Дж. Ситтнер и А. Сиддик за подготовку данных компьютерной микротомографии. Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 21-17-00119).

Литература

- Горбачев И.С., Некрасов А.И. Расслоение сульфидных расплавов Fe-Ni-Cu: экспериментальное изучение и геологические приложения // Доклады Академии наук. 2004. Т. 399. №. 4. С. 520–523.
- Дистлер В.В., Кулагов Э.А., Служеникин С.Ф., Лапутина И.П. Закаленные сульфидные твердые растворы в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 41–53.
- Дюжигов О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.А., Служеникин С.Ф., Лурье А.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
- Ballhaus C., Tredoux M., Späth A. Phase relations in the Fe-Ni-Cu-PGE-S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury igneous complex // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. P. 1911–1926.
- Beswick A.E. Component element ratio analysis of the McCreedy West Fe-Ni-Cu sulfide deposit, North Range of the Sudbury igneous complex // SN Applied Sciences. 2020. Vol. 2. P. 1–9.
- Brenan J.M., Haider N., Andrews D. Experimental evaluation of liquid immiscibility in a portion of the system Fe-Ni-Cu-S using high gravitational acceleration // Economic Geology. 2008. Vol. 103. P. 1563–1570.
- Brovchenko V.D., Sluzhenikin S.F., Kovalchuk E.V., Kovrigina S.V., Abramova V.D., Yudovskaya M.A. Platinum group element enrichment of natural quenched sulfide solid solutions, the Norilsk 1 deposit, Russia // Economic Geology. 2020. Vol. 115. P. 1343–1361.
- Distler V.V., Genkin A.D., Dyuzhikov O.A. Sulfide petrology and genesis of copper-nickel ore deposits // Geology and Metallogeny of Copper Deposits. Berlin, Heidelberg: Springer, 1986. P. 111–123.
- Helmy H.M., Botcharnikov R., Ballhaus C., Deutsch-Zemlitskaya A., Wirth R., Schreiber, A., et al. Evolution of magmatic sulfide liquids: how and when base metal sulfides crystallize? // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2021. Vol. 176. P. 1–15.
- Kitakaze A., Machida T., Komatsu R. Phase relations in the Fe-Ni-S system from 875 to 650 °C // The Canadian Mineralogist. 2016. Vol. 54. P. 1175–1186.
- Li C., Barnes S.J., Makovicky E., Rose-Hansen J., Makovicky M. Partitioning of nickel, copper, iridium, rhenium, platinum, and palladium between monosulfide solid solution and sulfide liquid: effects of composition and temperature // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60. P. 1231–1238.

И.А. Кириллина

*Институт геологии рудных месторождений, минералогии,
петрографии и геохимии РАН, Москва,
Ioanna.kirillina@yandex.ru*

Петрогенезис оливина и сульфидов в дайке Рудная, Имандинский рудный узел, Тунгусская синеклиза

(научные руководители к.г.-м.н. М.А. Юдовская, к.г.-м.н. Ю.Д. Гриценко)

I.A. Kirillina

*Institute of Geology of Ore Deposits,
Petrography and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
Ioanna.kirillina@yandex.ru*

Petrogenesis of olivine and sulfides in the Rudnaya dike, Imangda ore cluster, Tunguska Syncline

Abstract. The highly Mg olivine with 88–90 mol. % Fo in a nuclear part was found for the first time in Norilsk region. The morphology of olivine grains with evidence of core resorption and their large size suggest

that they are probably xenocrysts (crystals captured by magma from surrounding rocks). This part of the trap province was characterized by the presence of high-Mg melts with primary MgO contents of >12 wt. %, which were responsible for the crystallization of igneous olivine of composition up to Fo₉₀. The Rudnaya dike also contains sulfides atypical of dikes of the Norilsk region. The presence of olivine xenocrysts indicates a dynamic explosive emplacement of the dike and possible capturing xenomelts, which are the products of partial melting of sulfide bodies associated with the buried Norilsk-type intrusion.

Целью работы стало определение условий образования высокомагнезиального оливина и сосуществующих с ним сульфидов дайки Рудная, находящейся в пределах Имангдинского рудного узла в Норильском рудном районе. Для секущих даек этого района нетипично проявление сульфидного оруденения, которое обнаружено в дайке Рудная. Результаты исследований помогут решить вопрос о том, могут ли сульфидные ассоциации дайковых тел иметь прогнозное значение при поисках залежей богатой минерализации магматического генезиса.

Было изучено 24 образца из дайки Рудная, отобранных в ходе полевых работ на Имангдинской площади в августе 2019 г. Были выполнены петрографическое описание пород, микрорентгеноспектральный анализ на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV в лаборатории локальных методов исследования вещества Московского государственного университета (г. Москва), а также получены карты распределения элементов в оливине в лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL [Кириллина, 2021].

Имангдинский рудный узел располагается на северо-западе Сибирской платформы, в зоне сочленения Хантайско-Рыбнинского вала и Тунгусской синеклизы. В структурном плане рудный узел охватывает западную часть одноименной брахисинклинали, которая сложена ордовик-силурийскими осадочными породами, девонскими эвапоритами с ангидритом, угленосными толщами тунгусской серии (C₂-P₃) и мощными толщами пермо-триасовых трапповых базальтов. Дайка Рудная вскрывается в обнажениях по водоразделу рек Имангда и Нералах в туфолоавовой толще в гудчихинской-туклонской и надеждинской (T₁) свитах. Мощность дайки 7–10 м, в верховьях р. Нералах уменьшается до 4–5 м, протяженность – около 6 км.

Изучением дайки Рудная занимались Л.М. Шадрин, В.А. Федоренко (1986), В.В. Золотухин, Н.Ф. Щедрин (1980), В.А. Радько, С.Ф. Служеникин, но по ней имеются только фрагментарные данные в производственных отчетах. Л.М. Шадрин считает дайку интрузивом, принадлежащим норильскому комплексу, из-за присутствия сульфидной минерализации и развития характерного значительного по мощности контактово-метаморфического ореола [Шадрин и др., 1986]. Субвертикальная форма дайки и характер резких закалочных контактов со стеклом свидетельствуют о том, что внедрение происходило в холодные базальты по трещинам разрыва. Дайка считается одним из наиболее поздних магматических образований в регионе [Бровченко и др., 2021], что позволяет соотнести время ее образования с последней фазой интрузивного магматизма условно далдыканского времени. Однако в дайке Рудная проявлено нетипичное для даек региона сульфидное оруденение, т. к. дайки далдыканского комплекса, как правило, не несут сульфидной минерализации и не сопровождаются аномалиями элементов платиновой группы (ЭПГ).

Породы дайки Рудная представлены оливинсодержащими габбродолеритами, оливиновыми габбродолеритами и микродолеритами. В изученных образцах оливин имеет зональное строение, что редко наблюдается в оливине интрузивов Норильского района [Krivolutskaya et al., 2014]. Магнезиальность центральных частей исследуемых зерен оливина составляет 70–88 мол. % Fo, краевых – 35–56 мол. % Fo. Такая контрастная зональность в зернах оливинов указывает на высокую скорость остывания и отсутствие диффузии Fe и Mg внутри

кристаллизовавшихся зерен, что свидетельствует, скорее всего, об одноактном внедрении. Высокомагнезиальный оливин (оливин-1) в виде крупных (до 1.5 мм) субидиоморфных вкрапленников с содержанием 88–90 мол. % Fo в ядерной части встречен впервые в Норильском районе. Зерна оливина-2 характеризуются субидиоморфным до ксеноморфного габитусом, их размеры не превышают 0.4 мм, а ядерная часть имеет магнезиальность до 75 мол. % Fo. С помощью картирования и микрорентгеноспектрального анализа в зернах оливина-2 выявлены включения магнетита-1 с различными содержаниями Cr_2O_3 : от высоко- до низкохромистых, расположенных как в ядрах, так и в краевых частях зерен. Большинство включений магнетита в оливине-1 также характеризуются повышенными содержаниями Cr_2O_3 (до 0.2 мас. %). Этим они отличаются от более крупных интерстициальных зерен магматического титаномагнетита, распавшегося на богатый Ti-магнетит-2 и ильменит. Морфология зерен оливина-1 с признаками резорбции ядра и их крупный размер предполагает, что они, вероятно, являются ксенокристами или антекристами, кристаллизовавшимися из той же родительской магмы, но на ранних стадиях ее дифференциации, когда ее состав был более обогащен магнием.

Альтернативно, высокомагнизиальный оливин может быть следствием ассимиляции доломита. Форстерит из эндоскарнов и ксенолитов магнизиальных скарнов в габбродолеритах широко встречается во всех рудоносных интрузивах и их контактовых ореолах. В минерализованных такситовых габбродолеритах интрузива Норильск-1 описаны разнообразные безводные бораты в виде включений в оливине Fo_{89-99} в типично скарновой ассоциации со шпинелью [Shevko et al., 2019]. Высокомагнезиальный оливин Fo_{89} обнаружен в минерализованных такситовых габбродолеритах верхнего эндоконтакта Хараелахского интрузива [Sluzhenikin et al., 2020]. Гранулированные агрегаты оливина Fo_{86-91} , алюмошпинели и хромита также задокументированы в верхних такситовых габбродолеритах Талнахского интрузива [Рябов и др., 1992; Туровцев, 2002]. В экзоконтактных породах южного выхода Талнахского интрузива на поверхность, а также в составе так называемых «магматогенных брекчий» описаны минеральные ассоциации магнизиальных скарнов с оливином Fo_{96-97} , фассаитом, высокохромистым хромитом, алюмошпинелью и гранатом, более редко с монтичеллитом и ангидритом [Рябов и др., 1992; Туровцев, 2002]. Таким образом, минералы магнизиальных скарнов встречаются не только в экзоконтакте, но и в магматических породах внутри норильских интрузивов. Скарновый оливин имеет состав до чистого форстерита, характеризуется отсутствием зональности и крайне низкими содержаниями NiO (<0.02 мас. %).

Высокие содержания NiO (0.4 мас. %) в оливине-1 дайки Рудная, характер его зональности, а также присутствие включений высокохромистого магнетита свидетельствуют в пользу неконтаминированного магматического источника, которыми предположительно являлись пикритовые расплавы. Известно, что рудоносные пикритовые габбродолериты норильского комплекса формировались из пикритовых расплавов, содержащих <12 мас. % MgO с оливином максимальной магнизиальности Fo_{82} [Krivolutskaya et al., 2001; Barnes et al., 2020; Sluzhenikin et al., 2020]. Дайки далдыканского комплекса, с которыми может быть сопоставлена дайка Рудная, исходя из ее структурного положения, содержат оливин с широко варьирующей магнизиальностью в пределах Fo_{11-70} в мощных дифференцированных телах. Составы оливина-2 дайки Рудная соответствуют наиболее распространенным составам оливина далдыканских даек.

По результатам моделирования в программах КОМАГМАТ и MELTS [Бровченко и др., 2021], показано, что высокомагнизиальные зерна оливина-1 не могли кристаллизоваться из расплава, родительского для габбродолеритов дайки Рудная, и являются ксенокристами. Таким образом, наши данные свидетельствуют, что в этой части трапповой провинции существовали высокомагнизиальные расплавы с первичными содержаниями MgO >12 мас. %, из которых кристаллизовался магматический оливин состава до Fo_{90} .

В габбродолеритах дайки Рудная можно выделить сульфидные агрегаты двух типов: сульфидные глобулы размером до 5–8 мм и ксеноморфные интерстициальные сульфидные сростания размером от 50 мкм до 4 мм, в составе которых чаще всего встречаются кубанит и халькопирит, реже троилит, гексагональный пирротин и высокожелезистый пентландит.

Сульфидные глобулы можно разделить на 1) расслоенные с титаномagnetитовой оторочкой, 2) глобулы в миндалинах и с ореолом вторичных силикатов, 3) глобулы с ореолом импрегнаций халькопирита. При детальном изучении структурно-текстурных отношений в сульфидных каплях установлено, что они образованы в ходе «просачивания и склеивания» сульфидной жидкости с силикатами [Barnes et al., 2017], а также в результате флюидного транспорта. О последнем свидетельствует наличие так называемых «флюидных шапочек» в верхней части глобул, сложенных вторичными минералами. В таких ореолах также нередко встречаются мелкие зерна халькопирита.

Вариации морфологических типов сульфидной минерализации в габбродолеритах дайки Рудная свидетельствуют о неравновесности рудообразующего процесса вследствие относительно быстрой кристаллизации.

Важной особенностью пород дайки Рудная является то, что в сульфидах преобладают промежуточные, а не моносульфидные твердые растворы. Предполагается три варианта образования медистой сульфидной минерализации: 1) напрямую из расплава габбродолеритов, если произошла отсадка богатых железом сульфидов на более ранних стадиях; 2) при ассимиляции расплавом осадочных пород, обогащенных серой и медью или 3) при захвате сульфидов из пресекаемого дайкой интрузива. Неравномерное распределение сульфидной минерализации в дайке и низкие содержания серы и металлов в контактовых породах и вне ореолов минерализации свидетельствуют о том, что сульфидное насыщение не было достигнуто во всей массе расплава (а только лишь в отдельных ее частях). Значение $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах дайки Рудная (данные ЛА-ИСП-МС анализа, проведенного в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН, г. Владивосток) варьирует от 12 до 15.9 ‰, что свидетельствует в пользу последних двух гипотез.

Мы предполагаем, что первично высокомагнезиальный расплав дайки Рудная был контаминирован осадочным материалом в период стагнации в промежуточном верхнекоровом очаге. Результирующий контаминированный расплав был поднят к поверхности и подвергнут относительно быстрой кристаллизации после внедрения в холодные базальты. Высокомагнезиальный оливин, вероятно, представляет собой ксенокристы, захваченные при разрушении внутрикамерных кумулатов первичного высокомагнезиального расплава, т. к. характеристики габбродолеритов дайки и ее закаленных контактов говорят скорее об отсутствии в них фенокристов [Бровченко и др., 2021].

Работа поддержана грантом РФФИ № 21-17-00119.

Литература

Бровченко В.Д., Кириллина И.А., Пшеницын И.В., Гриценко Ю.Д., Ковальчук Е.В. Происхождение сульфидной минерализации в малых дайковых телах: дайка Рудная Имангдинского рудного района, с-з Сибирской платформы // Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН, 2021. С. 59–62.

Кириллина И.А. Минеральные ассоциации дайки Рудная в Имангдинском рудном узле (Полярная Сибирь). Выпускная квалификационная работа. М.: МГУ, 2021, 129 с.

Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2014. 305 с.

Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показатели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1992. 117 с.

Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.

Шадрин Л.М., Федоренко В.А., Сухарева М.С., Макеева Л.В., Симонов О.Н., Туровцев Д.М. и др. Выявление и геолого-петрологическое исследование апофиз дифференцированных интрузий Норильского района с целью поисков никеленосных массивов и их ветвей, перспективных на богатые руды. Норильск: Фонды НКГРЭ, 1986. 294 с.

Barnes S.J., Malitch K.N., Yudovskaya M.A. Introduction to a Special Issue on the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-Platinum Group Element Deposits // *Economic Geology*. 2020. Vol. 115. P. 1157–1172.

Barnes S.J., Mungall J.E., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C.M., Holwell D., Lightfoot P.C., Krivolutsкая N., Wei B. Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // *American Mineralogist*. 2017. Vol. 102. P. 473–506.

Krivolutsкая N.A., Ariskin A.A., Sluzhenikin S.F., Turovtsev D.M. Geochemical thermometry of rocks of the Talnakh intrusion: assessment of the melt composition and the crystallinity of the parental magma // *Petrology*. 2001. Vol. 9. P. 389–414.

Shevko A.Y., Kalugina V.M., Goraa M.P., Karmanova N.S. The first find of oxyborates in rocks of the Norilsk-1 intrusion // *Doklady Earth Sciences*. 2019. Vol. 488. P. 1100–1102.

Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Vaillant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D. Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Economic Geology*. 2020. Vol. 115. P. 1267–1303.

У.А. Ятимов^{1,2}, Д.А. Артемьев¹

¹ – Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
umed1990@list.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск

Висмут и серебро в галените руд Pb-Zn-Fe месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан)

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

U.A. Yatimov^{1,2}, D.A. Artemyev¹

¹ – Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia
umed1990@list.ru

² – South Urals State University, Chelyabinsk, Russia

Bismuth and silver in galena of ores from the Pb-Zn-Fe Aktash deposit (Western Karamazar, Tajikistan)

Abstract. Galena occurs in sulfide-magnetite and polymetallic ores of the Aktash deposit, which is located at the contact of carbonate and intrusive rocks of the Kansai ore field (Northern Tajikistan). Sulfide-magnetite and polymetallic ores of the deposit contain abundant galena with high Bi and Ag contents. According to LA ICP MS study, the Bi contents of galena from sulfide-magnetite and polymetallic ores are 19520–22241 and 680–1375 ppm, respectively. Galena from sulfide-magnetite ores has higher Ag contents (7907–8786 ppm) than that from polymetallic ores (481–680 ppm). Bismuth and Ag in galena may occur as isomorphic substitutions or mineral inclusions. The overwhelming majority is present due to the solid solution of α -matildite in galena according to the scheme: $(\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Tl})^{1+} + (\text{Bi}, \text{Sb})^{3+} \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$. At the Bi content of 2.0–2.5 wt %, the smallest ingrowths of Bi minerals were found in galena of sulfide-magnetite ores.

Галенит – один из наиболее распространенных рудных минералов, он почти постоянно содержит примеси Bi и Ag, количество которых иногда составляет свыше 1 мас. %. Повышенные содержания этих элементов задокументированы в галените из месторождений рудного района Карамазара [Еникеева, 1959; Болдырева, Чернышева, 1965; Дуброва, Кашинцев, 1965]. На месторождении Акташ нами впервые определены содержания элементов-примесей в галените методом ЛА ИСП МС. Задача данной работы – установить особенности концентрации Bi и Ag в галените сульфидно-магнетитовых и полиметаллических руд.

Скарновое месторождение Акташ расположено в Кансайском рудном поле Западно-Карамазарского рудного района в северной части Республики Таджикистан. Вмещающие породы представлены известняками и доломитами верхнего девона – нижнего карбона, гранодиоритами и гранодиорит-порфирами среднего карбона – нижней перми, а также скарнами [Вольфсон, Титов, 1965; Шихин и др., 1972]. По характерным минеральным ассоциациям на месторождении выделены сульфидно-магнетитовые, полиметаллические и сульфидные (халькопирит-пирротин-пиритовые) минеральные типы руд. Оптические исследования руд проводились на микроскопе Olympus BX51. Содержания элементов-примесей в галените определялись методом ЛА ИСП МС, анализы выполнялись на приборе New Wave Research UP213 YAG Laser Ablation System (ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев).

Галенит из сульфидно-магнетитовых и полиметаллических руд существенно отличается по содержаниям Bi и Ag. Концентрации Bi в галените сульфидно-магнетитовых руд (19520–22241 г/т) гораздо выше, чем в галените полиметаллических руд (680–1375 г/т). В галените из сульфидно-магнетитовых руд наблюдаются включения минералов Bi: самородного висмута, висмутитина, галеновисмутитина, виттихенита, эмплектита, айкинита, фридрихита, зальцбургита, бисмита и заварицкита [Ятимов и др., 2019]. Скорее всего, включения минералов Bi в галените повлияли на высокие содержания Bi, т. к. в галените полиметаллических руд с более низкими содержаниями Bi не обнаружены висмутовые минералы.

Содержания Ag в галените сульфидно-магнетитовых руд значительно выше (7907–8786 г/т), чем в галените полиметаллических руд (481–680 г/т). Небольшое стандартное отклонение от среднего значения в образцах обеих генераций руд и сглаженные тренды ЛА-ИСП-МС свидетельствуют о том, что Ag находится в твердом растворе. Вполне вероятно, что Bi и Ag присутствуют в галените в виде твердого раствора α -матильдита [Болдырева, Чернышева, 1965; Годовиков, 1966; Ненашева, 1975; George et al., 2015]. Замещение осуществляется по схеме гетеровалентного изоморфизма: $(Ag, Cu, Tl)^{1+} + (Bi, Sb)^{3+} \leftrightarrow 2Pb^{2+}$, т. е. также с участием трехвалентной сурьмы и других одновалентных катионов. Когда концентрации Bi или Sb высокие (>2000 г/т), вакансии на местах могут играть роль дополнительной замены: $2(Bi, Sb)^{3+} + \square \leftrightarrow 3Pb^{2+}$ [George et al., 2015].

Таким образом, существующая форма нахождения Bi и Ag в галените: изоморфная и минеральная. Подавляющая часть присутствует за счет твердого раствора α -матильдита в галените. Только в галените сульфидно-магнетитовых руд с содержаниями Bi 2.0–2.5 % обнаружены вроски висмутовых минералов. В связи с этим, рекомендуется получение галенитового концентрата из еще не отработанных сульфидно-магнетитовых руд методом магнитной сепарации с последующим извлечением Bi и Ag как из галенита, так и из собственных минералов.

Авторы выражают благодарность В.В. Масленникову за консультации и замечания в ходе исследований. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ 122031600292-6).

Литература

- Болдырева М.М., Чернышева В.Ф.* Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное (Западный Карамазар) // Вестник ЛГУ. 1965. № 12. С. 34–38.
- Вольфсон Ф.И., Титов В.Н.* Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М.: Наука, 1965. С. 21–29.
- Годовиков А.А.* О примесях серебра, висмута и сурьмы в галените // Геология рудных месторождений. 1966. № 2. С. 59–66.
- Дуброва И.В., Кашицев Е.Н.* Распределение элементов-примесей в некоторых главнейших минералах руд месторождений Кансайского рудного поля // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М.: Наука, 1965. С. 115–126.
- Еникеева М.В.* Галениты из Юго-Западного Карамазара // Записки Узбекского отделения ВМО. 1959. Вып. 13. С. 51–57.
- Ненашева С.Н.* Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. 124 с.
- Шихин Ю.С., Байков В.Н., Ищенко Е.Н., Кузнецов Ж.Н., Михайлов В.В., Починок А.А., Шехтман П.А.* Общая характеристика рудоносности. Кансайское рудное поле // Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972. С. 95–97.
- Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Блинов И.А., Котляров В.А.* Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) // Минералогия. 2019. № 5 (4). С. 39–51.
- George L., Cook N.J., Ciobanu C.L.* Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study // American Mineralogist. 2015. Vol. 100. P. 548–569.

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

О.Ю. Плотинская

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

Эпитермальные Au-Ag месторождения: современные представления

O. Yu. Plotinskaya

*Institute of Geology of Ore Deposits, Mineralogy,
Petrography, and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
plotin@igem.ru*

Epithermal Au-Ag deposits: contemporary conceptions

Abstract. The paper presents contemporary conceptions and classification of epithermal Au-Ag deposits. Three major types, i.e. high-, intermediate-, and low-sulfidation types are described based on published data.

Эпитермальные месторождения являются одним из важнейших генетических типов эндогенных месторождений благородных металлов. На их долю приходится около 8 % мировых запасов Au [Frimmel, 2008] и значительная доля – Ag. Они также содержат высокие концентрации Pb, Zn, Cu, реже Hg, Te, Se, As, Sb, Ba, Bi, F, Mo, Tl и Sn [John et al., 2018].

Впервые эпитермальные золото-серебряные месторождения были выделены и охарактеризованы В. Линдгреном [Lindgren, 1933]. В настоящее время под эпитермальными месторождениями понимают гидротермальные магматогенные месторождения, образовавшиеся на небольшой глубине (до 1.5 км) при невысоких (до 300 °С, реже выше) температурах [Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005]. В отечественной геологической литературе им соответствует термин «вулканогенные золото-серебряные» [Смирнов, 1982].

Основой международной классификации эпитермальных месторождений является термин *sulfidation* (сульфидизация), который обозначает степень окисления и активность серы во флюиде [White, Hedenquist, 1990; Einaudi et al., 2003]. Выделяют высоко-, промежуточно- и низкосульфидизированные типы месторождений (соответственно *high-*, *intermediate-* и *low-sulfidation*), которые отличаются физико-химическими обстановками минералообразования и, как следствие, набором рудных и жильных минералов [Sillitoe, Hedenquist, 2003].

Высокосульфидизированные эпитермальные месторождения (BC тип). Для него характерны высокоокислительные условия, высокая кислотность флюида и температуры от 155 до 330 °С (преобладают 220–270 °С). Из жильных минералов характерны кавернозный (*vuggy*) кварц, алунит, пиррофиллит, диккит, барит. В отечественной литературе этому типу метасоматитов соответствует формация вторичных кварцитов [Жариков и др., 1998 и цитируемая литература]. В рудах обычно высокое содержание сульфидов (5–90 %), главным образом, это пирит, а наиболее характерны энаргит (реже люционит-фаматинит), ковеллин, дигенит, т. е. те минералы, в которых элементы находятся в наивысших степенях окисления (например, As⁵⁺ в энаргите). Геохимический профиль руд – Au+Ag+Cu+As(±Sb±Sn±In), нередко Au

преобладает над Ag. Месторождения ВС типа приурочены к областям развития известково-щелочного андезит-дацитового островодужного вулканизма, т. е. к надсубдукционным обстановкам. Примеры месторождений – Голдфилд (США), Янакоча (Перу), Эль Индио (Чили), Березняковское (Ю. Урал, Россия) и др.

Промежуточносульфидизированные эпитеральные месторождения (ПС тип). Рудообразование на месторождениях этого типа происходит при температурах от 135 до 380 °С (чаще 220–310 °С) из флюида с близонейтральным рН. Из метасоматических минералов преобладает иллит, из жильных – кварц (нередко халцедоновидный), также характерны Mn-содержащие карбонаты. Из рудных минералов (общее содержание 5–20 %) преобладают галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, пирит; геохимический профиль руд – Ag-Au-Zn-Pb-Cu [Sillitoe, Hedenquist, 2003; John et al., 2018]. Геотектонические обстановки формирования – те же, что и для ВС типа, и они нередко расположены в пределах единой гидротермальной системы [Sillitoe, 2010]. Примеры месторождений: объекты региона Бая-Маре (Румыния), Комсток (США) и др.

Месторождения низкосульфидизированного типа (НС тип) формируются из нейтральных или слабощелочных восстановленных флюидов при температурах 130–290 °С, иногда до 390 °С. Основной жильный минерал – халцедоновидный кварц, который образует полосчатые, брекчиевые, кокардовые текстуры, также характерным минералом является адуляр. Общее количество рудных минералов (арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, пирит) не превышает первые проценты, геохимический профиль руд – Ag-Au, обычно Ag преобладает над Au. Месторождения НС типа приурочены к тыловодужным или постколлизионным рифтам и связаны с субщелочным, щелочным или бимодальным вулканизмом [Hedenquist et al., 2000]. Примеры месторождений НС типа – Хишикари (Япония), Балей (Забайкалье, Россия), Ладолам (Папуа Новая Гвинея) и др.

Литература

- Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др.* Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 489 с.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Наука, 1982. 669 с.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E.* Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments // Society of Economic Geologists Special Publication. 2003. Vol. 10. P. 285–313.
- Frimmel H.E.* Earth's continental crust gold endowment // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 267. P. 45–55.
- Hedenquist J. W., Arribas A., Jr., Gonzalez-Urien E.* Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Economic Geology. 2000. Vol. 13. P. 245–277.
- John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A., Blakely R.J., Fey D.L., Rockwell B.W., Mauk J.L., Anderson E.D., Graybeal F.T.* Descriptive models for epithermal gold-silver deposits. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q, 2018. 247 p.
- Lindgren W.* Mineral deposits. 4th ed. New York: McGraw-Hill, 1933. 930 p.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Society of Economic Geologists Special Publication. 2003. Vol. 10. P. 315–343.
- Simmons S.F., White N.C., John D.A.* Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 485–522.
- White N.C., Hedenquist J.W.* Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration // Journal of Geochemical Exploration. 1990. Vol. 36. P. 445–474.

В.В. Мурзин¹, Г.А. Пальянова², С.К. Кузнецов³, Т.В. Беляева², А.А. Боровиков²

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

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

³ – Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар

Обзор особенностей состава самородного золота, его минеральных ассоциаций и генезиса основных типов золото-палладиевого оруденения на Урале

V.V. Murzin¹, G.A. Palyanova², S.K. Kuznetsov³, T.V. Beliaeva², A.A. Borovikov²

¹ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
murzin@igg.uran.ru

² – Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ – Institute of Geology KSC UB RAS, Syktyvkar, Russia

Peculiarities of composition of native gold, its mineral assemblages, and genesis of main types of Au–Pd mineralization in the Urals: a review

Abstract. The compositional features of native gold and its assemblages with Pd minerals in Maldinsky (Chudnoye, Nesterovskoye deposits), Volkovskoe (Volkovskoe, Serebryanskoe), and Baronsky (Baronskoe and Ozernoe) types are considered using published and original data. In these objects, native gold contains various trace elements yielding the Au–Ag, Au–Pd–Cu, Au–Ag–Pd, and Au–Ag–Cu–Pd solid solutions, in which the Pd content reaches 17 wt.%. The mineral assemblages with native gold contain Pd-bearing intermetallides (AuCu and AuCu₂) and Pd sulfides, tellurides, arsenides, antimonides, and arsenoantimonides. All types of gold–palladium mineralization are classified as hydrothermal–metasomatic associated with OH-bearing minerals. The local changes in S, Te, Se, As, Sb, Bi, Au, Pd, Cu and Ag contents in postmagmatic hydrothermal fluids together with changes in pH, redox conditions, chloride concentrations, and temperature are responsible for the formation of native gold in the same objects with and without Pd and in assemblage with Pd minerals.

В результате анализа имеющихся в литературе данных и проведенных нами в последнее время исследований на Урале выделены три основных типа золото-палладиевого оруденения – малдинский, волковский и баронский.

Оруденение малдинского типа специфично и известно только на Приполярном Урале [Тарбаев и др., 1996; Кузнецов и др., 2007 и др.]. Типовые объекты этого типа – месторождения Чудное и Нестеровское – приурочены к зоне межформационного контакта уралитид (терригенные и осадочные отложения O₁₋₂) и доуралитид (вулканогенные породы эффузивной и субвулканической фаций кислого и основного состава R₃–V). Золото-палладиевое оруденение имеет верхнепалеозойский возраст и, локализуясь в зоне тектонических нарушений, сильно оторвано по времени образования от вмещающих пород.

Золото-палладиевое оруденение месторождений изучалось М.Б. Тарбаевым, Г.В. Моралевым, С.А. Онищенко, С.К. Кузнецовым, О.Л. Галанкиной, И.Х. Шумиловым, А.В. Борисовым и другими исследователями. Они обозначили наиболее характерные черты месторождений малдинского типа: 1) проявление окolorудного слабоуглекислотного метасоматоза вмещающих вулканогенных и терригенных пород; 2) высокие содержания во вмещающих породах и рудах хрома и РЗЭ и их минералов-носителей (фуксит, ортит, монацит, флоренсит и др.); 3) практически полное отсутствие сульфидов.

Самородное золото на месторождениях малдинского типа представлено Au–Ag и Au–Ag–Cu–Pd твердыми растворами переменного состава (пробность 650–930 ‰) с Cu (до

12.7 мас. %) и Pd (до 2.9 мас. %). Оно ассоциирует с тетра-аурикупридом AuCu, минералами Pd, преимущественно арсеноантимонидами (мертиит, изомертиит, стибипалладинит) и арсенидами (стиллуотерит, атенеит).

На месторождении Чудное Au-Ag твердые растворы отлагались в связи с ранними процессами фукситизации, алланитизации, окварцевания и альбитизации. Методами термодинамики установлено, что эти процессы происходили в относительно низкотемпературных условиях (менее 250 °C) при участии флюидов разной солености (от 0.2 до 23 мас. % экв. NaCl). В солевом составе флюидов присутствовали Na-K хлориды, карбонаты, гидрокарбонаты, а также хлориды Ca [Palyanova et al., 2021].

Оруденение волковского медно-золото-палладиевого и баронского золото-палладиевого типов выделены на Среднем Урале. К характерным чертам оруденения волковского типа относятся: 1) приуроченность к породам габбрового состава; 2) совмещенность с вкрапленными медно-сульфидными рудами (борнит, халькопирит, дигенит); 3) наличие тел титаномагнетитовых руд, часто совмещенных с медно-сульфидными; 4) благороднометалльная специализация, описываемая рядом $Ag > Pd > Au > Pt$.

Типовой объект – Волковское месторождение – расположено в северной части одноименного массива и локализуется в такситовых оливинсодержащих габбро. В медно-сульфидных рудах этого месторождения присутствует самородное золото ($Pd \leq 0.3$ мас. %, Cu 0.2–0.4 мас. %, пробность 800–914 ‰), теллуриды Pd, Au и Ag (меренскиит, сильванит, гессит), а также арсенид Pt (сперрилит). В титаномагнетитовых рудах выявлены две генерации самородного золота с пробностью 1000 и 850–860 ‰ и теллурид Pd кейтконнит ($Pd_{3-x}Te$) [Мурзин и др., 2021]. Самородное золото с пробностью 1000 ‰ в виде включений в титаномагнетите можно отнести к магматической стадии. Сульфиды меди (борнит, халькопирит, дигенит) и минералы благородных металлов ассоциируют с поздними гидроксилсодержащими минералами: амфиболом, эпидотом, хлоритом.

Значительное разнообразие минеральных видов Pd выявлено в медно-сульфидных рудах из габбро Серебрянского массива [Михайлов и др., 2021]. Палладий присутствует в этих рудах в самородной (Pd-Pt-Cu интерметаллиды), сульфидной (высоцкит PdS), теллуридной (меренскиит, Pd-мелонит, Cu-Bi-котульскит), теллуридовисмутидной (майченерит), арсеноантимонидной (арсенопалладинит, мертиит) и антимонидной (стибипалладинит) формах. Самородное золото образует включения в борните и халькопирите и часто находится в сростании с сульфидами, арсенидами и теллуридами Pd. Оно неоднородно по химическому составу и отвечает твердым растворам Au-Ag (пробность 780 ‰) и Au-Cu-Pd-Ag (7.5 мас. % Cu, 12.1 мас. % Pd, 2.1 мас. % Ag, пробность 780 ‰) [Михайлов и др., 2021]. Медно-сульфидное оруденение и благороднометалльная минерализация волковского типа, по мнению ряда исследователей, сформирована при участии магматогенного флюида в позднемагматическую [Полтавец и др., 2011; Михайлов и др., 2021 и др.] или постмагматическую стадию [Мурзин и др., 2007; Аникина, Алексеев, 2010].

Типовой объект баронского типа золото-палладиевого оруденения – Баронское проявление в оливинитах, клинопироксенитах и оливин-анортитовых габбро южной части Волковского массива. К этому типу относится также минерализация в пироксенитах Качканарского массива на Среднем Урале и проявление Озерное в Дзелятышорском клинопироксенитовом массиве на Приполярном Урале.

Характерными чертами золото-палладиевой минерализации баронского типа являются: 1) приуроченность к дифференцированным магматическим породам ферроклинопироксенит-габброноритовой серии с проявлениями титаномагнетитового оруденения; 2) неравномерная рассеянная вкрапленность минералов благородных металлов в породах при низком содержании в них сульфидов (обычно менее 0.1 мас. %, редко до 1.5 мас. % S) и 3) отсутствие

видимых изменений во внешнем облике или составе пород рудных зон, которые оконтуриваются только по результатам опробования.

На Баронском проявлении обнаружено 28 минералов благородных металлов, относящихся к системам Pd-(Au)-(Hg)-As-Te-Sb, Pd-Pt-S-Se, Pd-Ni-Te, Pt-As, Au-Ag-Pd [Zaccarini et al., 2004; Аникина, Алексеев, 2010]. Они сгруппированы в две минеральные ассоциации: I – сульфидную с преобладанием висоцкита и II – арсенидно-антимонидную с преобладанием мергита. Зерна самородного золота присутствуют в обеих ассоциациях и представлены твердыми растворами Au-Ag, Au-Ag-Pd и Au-Pd-Cu. Они присутствуют в виде включений в халькопирите, борните, висоцките, теллуридах и арсенидах Pd, а также заключены во вторичных силикатах – серпентине, амфиболе, хлорите. Зерна твердых растворов Au-Ag находятся во вторичных силикатах. Твердые растворы Au-Ag-Pd (до 10 мас. % Ag, 3.5–9.0 мас. % Pd) образуют включения в халькопирите, висоцките, борните, теллуридах и арсенидах Pd. Твердый раствор Au-Pd-Cu ($Au_{0.90}Pd_{0.06}Cu_{0.03}$) установлен в сростании с палладсеитом.

На Озерном рудопроявлении самородное золото выявлено в составе кубанит-пентландит-пирротин-халькопиритовой и борнит-халькопиритовой ассоциаций [Пыстин и др., 2011]. Оно представлено твердым раствором Au-Ag разной пробы (150–560 ‰). Присутствуют также самородное серебро с примесями Pd и Au-Cu интерметаллиды (тетра-аурикуприд, аурикуприд). В этих ассоциациях установлены минералы Pt (самородная платина, железистая платина, бреггит, сперрилит, мончеит) и Pd (палладистая медь, висоцкит, арсенопалладинит, котульскит, атенеит, изомергит, стибипалладинит, майченерит, меренскит и др.).

Частицы золота, как правило, микронного размера, встречаются в виде самостоятельных зерен или, реже, в сростании со стибипалладинитом, арсенопалладинитом, висоцкитом в трещинах в диопсиде вместе с серпентином или сульфидами (борнит-халькопиритовых агрегатах) [Пыстин и др., 2011]. Оно представлено твердым раствором Au-Ag-Cu (Cu до 6.5 мас. %, Ag 17–69 мас. ‰). Установлены также Au-Cu интерметаллиды (тетра-аурикуприд, аурикуприд).

Золото-палладиевая минерализация баронского типа имеет гидротермально-метасоматический генезис и связывается с наложенными процессами метаморфизма и метасоматоза (появление амфибола, серпентина, хлорита) на оливиновые клинопироксениты [Кузнецов и др., 2007; Пыстин и др., 2011].

По мнению большинства исследователей золото-палладиевого оруденения минералого-геохимическая дифференциация состава руд и состава самородного золота связана с активностью в гидротермальных растворах таких элементов как S, Te, Se, As, Sb, Bi [Zaccarini et al., 2004; Аникина, Алексеев, 2010; Мурзин и др., 2021]. Локальные флуктуации количеств S, Te, Se, As, Sb, Bi, Au, Pd, Cu, Ag в постмагматических гидротермальных растворах, происходящие с изменением pH, редокс-условий, концентраций хлоридов, температуры, могут обусловить нахождение в одном и том же объекте самородного золота как с различным содержанием палладия, так и не содержащего его, в парагенезисах с палладиевыми минералами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00393а.

Литература

Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.

Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г., Филиппов В.Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. С. 71–81.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Абрамова В.Д., Корнеев А.В. Новое медно-благороднометалльное рудопроявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал) // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 6. С. 520–550.

Мурзин В.В., Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Викентьев И.В. Изотопный состав флюида при формировании золото-палладиевого оруденения Волковского массива в Платиноносном поясе Урала // Труды ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. № 153. С. 239–244.

Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П. Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал, Россия) // Литосфера. 2021. № 5. С. 643–659.

Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 143–157.

Пыстин А.М., Потапов И.Л., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Онищенко С.А., Филиппов В.Н., Шлома А.А., Терешко В.В. Малосульфидное платинометалльное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 150 с.

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

Palyanova G.A., Murzin V.V., Kuznetsov S.K., Karmanov N.S. Native gold of the Au-Pd-REE Chudnoe Deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, Minerals in Intergrowth and Genesis // Minerals. 2021. No. 11. 451.

Zaccarini F., Anikina E.V., Pushkarev E.V. Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 82. No. 1–2. P. 137–156.

Д.Л. Конопелько

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

d.konopelko@spbu.ru

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Кошрабадский массив гранитов рапакиви в Узбекистане и связанные с ним месторождения золота

D.L. Konopelko

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

d.konopelko@spbu.ru

Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The Koshrabad pluton of rapakivi granites in Uzbekistan and related Au deposits

Abstract. The Koshrabad pluton is composed of two rock series: (1) mafic rocks and quartz monzonites and (2) granites of the main phase. Porphyritic granitoids of the main phase are characterized by the rapakivi texture and contain ovoids of alkali feldspar, often rimmed by plagioclase. Mafic rocks, locally, occurred in the core of the pluton originated from injections of mafic magma into unconsolidated rocks of the main phase, which produced hybrid rocks and various dike series. All rocks of the pluton are characterized by high Fe/(Fe + Mg) values and contain fayalite, which indicate reducing conditions of crystallization. The mafic rocks are the products of fractional crystallization of alkali-basaltic mantle melt and granitoids of the main phase show signatures of crustal contamination. The high Fe/(Fe + Mg) values and HFSE contents make the granitoids of

the Koshrabad pluton similar to A-type granites. Data on geochemical evolution of the pluton confirm a genetic relationship of gold deposits of the pluton with magmatic processes and suggest the accumulation of gold in residual acid melts and rapid formation of ore quartz veins in the same structures that controlled the intrusion of late dikes.

Кошрабадский массив, расположенный в западном Узбекистане, представляет собой одну из интереснейших герцинских интрузий Тянь-Шаня. Массив известен как один из немногих фанерозойских комплексов гранитов рапакиви [Юдалевич и др., 1973], а также благодаря связанному с ним месторождению золота, крупнейшему из подобных месторождений в Тянь-Шане [Abzalov, 2007]. Кроме того, Кошрабадский массив расположен в Северо-Нуратинской структуре, формирование которой связано с региональным растяжением на постколлизиионном этапе [Конопелько и др., 2011]. Гранитоидные интрузии в этой структуре весьма разнообразны по составу и являются интересным примером гранитообразования в этой геодинамической обстановке [Конопелько, 2020]. Кошрабадский массив сложен двумя сериями пород: мафическими породами и кварцевыми сиенитами и гранитами главной фазы. Порфиroidные гранитоиды главной фазы содержат овоиды щелочного полевого шпата и представляют собой серию полевошпатовых кумулатов. Мафические породы, развитые локально в центральной части массива, образовались в результате инъекций мафической магмы в еще неконсолидированные гранитоиды главной фазы. Этот процесс был связан с образованием гибридных пород и различных дайковых серий. Все породы массива отличаются очень высокой железистостью и присутствием файялита, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования. Мафические породы являются результатом фракционной кристаллизации щелочно-базальтового мантийного расплава, а граниты главной фазы демонстрируют признаки контаминации коровым веществом. Высокая железистость и повышенные содержания высокозарядных катионов сближают породы массива с гранитами А-типа. Данные о геохимической эволюции пород массива подтверждают генетическую связь месторождений золота в пределах массива с магматическим процессом и указывают на возможность накопления золота в остаточных кислых расплавах и на относительно быстрое формирование золоторудных кварцевых жил в тех же структурах, которые контролировали внедрение поздних даек. Одновременное внедрение различных по составу постколлизиионных гранитоидных интрузий Северо-Нуратинского хребта, включая Кошрабадские гранитоиды, объясняется синхронным плавлением различных коровых протолитов в зоне трансформации в результате подъема горячего астеносферного вещества в обстановке растяжения. Циркуляция флюидов, вызванная этим процессом, обусловила мобилизацию рудных элементов из пород коры и формирование их промышленных концентраций.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ № 21-77-20022.

Литература

Конопелько Д.Л. Палеозойский гранитоидный магматизм западного Тянь-Шаня. СПб: СПбГУ, 2020. 196 с.

Конопелько Д.Л., Бискэ Г.С., Куллеруд К., Зельтманн Р., Диваев Ф.К. Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1987–2000.

Юдалевич З.А., Сандомирский Г.Т., Ляшенко Г.К. Кошрабадский массив – пример формации рапакиви в Южном Тянь-Шане // Доклады АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 452–455.

Abzalov M. Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan // Economic Geology. 2007. Vol. 102. P. 519–532.

**Россыпь Террасовая-II Уразовского рудного узла, Южный Урал:
состав самородного золота и его коренные источники**

А.В. Сначев
Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre RAS, Ufa, Russia
SAVant@rambler.ru

**The Terrasovaya-II placer of the Urazovo placer field, South Urals:
the composition of native gold and its primary sources**

Abstract. The Terrasovaya-II placer is located within the Main Uralian Fault in a junction zone of the northern end of the Uraltau Meganticlinorium and Magnitogorsk Megasyntinorium. Native gold from the placer mostly includes weakly rounded lumpy-angular and lamellar aggregates, with less common dendritic and skeletal aggregates. The main sources of gold are apparently related to gold-sulfide and gold-quartz objects abundant in volcanosedimentary complexes of the Main Uralian Fault and metamorphic rocks of the northern end of the Uraltau Meganticlinorium. The presence of platinum group elements (PGE) in chemical composition of native gold, as well as the findings of PGE minerals in heavy concentrates, indicates their probable placer origin during drainage of gabbro-dunite-harzburgite massifs of the Sakmara complex. The fineness of native gold is 775–830 ‰. The trace elements are typical of gold of medium-deep orogenic deposits.

Россыпь золота Террасовая-II расположена в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения северного замыкания Уралтауского мегантиклинория и Магнитогорского мегасинклинория в 0.6 км к западу от с. Уразово (рис.). В геоморфологическом отношении россыпь располагается на правобережье р. Урал в пределах Миндяжской эрозионно-структурной депрессии, наследующей зону Главного Уральского разлома. Она прослежена на 1240 м в длину при ширине от 60 до 320 м и мощности горной массы от 4.5 до 15.5 м (средняя – 9.4 м). Произведен подсчет балансовых запасов по категории C₁, которые составили 2962 тыс. м³ горной массы и 335 кг золота [Казаков, Салихов, 2006].

Основным объектом изучения данной работы стало самородное золото, полученное в ходе поисково-оценочных работ из россыпи. Среднее содержание Au в промышленном контуре запасов колеблется от 61 до 402 мг/м³ [Казаков, Салихов, 2006]. Максимальные концентрации приурочены к нижней части разреза аллювия, но значительная часть золота рассеяна по вертикали в интервале 4–6 м.

Золото слабоокатанное, преобладают комковато-угловатые и пластинчатые формы, реже дендритовидные и скелетные, также встречаются агрегаты с включениями вмещающих минералов (кварца, лимонита). Поверхность ямчатая, ноздреватая с многочисленными разнонаправленными царапинами и бороздами, отмечаются крупницы и проволоковидные образования «новообразованного» золота, свидетельствующие о специфических условиях накопления и продолжающемся процессе вторичного минералообразования [Осовецкий, 2016].

По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть зерен имеет размеры от 0.8 до 1.5 мм. Вес расситованного золота по фракциям (мм) представлен (среднее по трем профилям): +2.5 = 20 %, +1.6 = 12 %, +1.0 = 17 %, +0.6 = 21 %, +0.3 = 25 %, +0.1 = 7 %. В россыпи отмечаются крупные зерна и мелкие самородки до 934 и 1412 мг, а также единичные мелкие зерна платиноидов. Элементный состав золота россыпи Террасовая-II однороден и сопоставим с таковым расположенных рядом россыпей Террасовая-I и III (табл.).

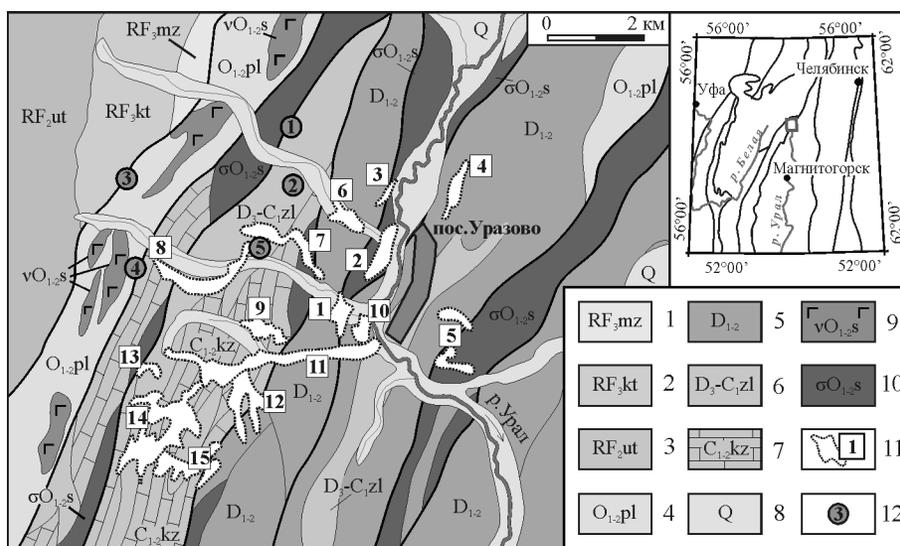


Рис. Геологическое строение Уразовского россыпного поля [Казаков, Салихов, 2006; Жданов и др., 2018].

1 – утальская свита (RF_{ut}); 2 – курташская свита (RF_{kt}); 3 – мазаринская свита (RF_{mz}); 4 – поляковская толща (O₁₋₂pl); 5 – вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего девона, нерасчлененные (D₁₋₂); 6 – зилаирская свита (D₃-C₁zl); 7 – кизильская свита (C₁₋₂kz); 8 – четвертичные аллювиальные отложения пойменных террас (Q): пески, галечники, глины; 9, 10 – сакмарский комплекс (σO₁₋₂s); 11 – коренные месторождения и проявления золота: 1 – Кызылташское, 2 – Батмакайское, 3, 4 – Березовая Роща I и II, 5 – Пучковское; 12 – россыпи золота и их номера: 1 – Террасовая-I, 2 – Террасовая-II, 3 – Террасовая-III, 4 – Уразовская, 5 – Жуковская I и II, 6 – Кызыл-Таш, 7 – Афонинская, 8 – Николаевская, 9 – Алексеевская, 10 – Низовая, 11 – Куру-Елга, 12 – Машагырская, 13 – Арсентьевская, 14 – Казенная Березовая Роща, Шанаханская, Непряхинская, Федуловская объединенные, 15 – Ново- и Старо-Марининская.

Таблица

Химический состав и пробность самородного золота из россыпей Террасовая-I, II и III (мас. %)

Россыпи	№ золотины	Au	Ag	As	Se	Hg	Bi	Cu	Os	Ir	Pt	Pd	Пробность, ‰
I	22ц	79.88	18.79		0.88	0.27	0.03		0.02	0.13		0.02	810
	22к	80.13	18.79	0.09	0.82	0.17		0.08					810
	23ц	78.33	20.24	0.03	1.13				0.20	0.09			795
	23к	78.16	20.30	0.02	0.86	0.46		0.04		0.20			794
II	24ц	76.25	21.68		1.28	0.69	0.04	0.02		0.06			779
	24к	76.76	22.23		0.85	0.16							775
	25ц	79.06	19.24		1.26	0.12		0.03	0.14	0.18			804
	25к	78.56	19.19	0.06	1.32	0.61	0.17	0.05	0.08				804
III	26ц	80.51	17.44		1.32		0.36	0.02	0.12	0.15	0.09		822
	26к	80.48	17.55		1.21	0.39	0.06		0.15		0.16		821
	27ц	81.57	16.78	0.07	1.04	0.21		0.02	0.22	0.02	0.09		829
	27к	81.18	17.28	0.03	1.06	0.04	0.09	0.02	0.27	0.02	0.03		825

Примечание. Анализ состава самородного золота выполнен в лаборатории «Физических методов исследования минералов» кафедры «Минералогии» МГУ на рентгеноспектральном микроанализаторе САМЕВАХ SX50 фирмы САМЕСА (аналитик И.А. Брызгалов); ц – центр зерна, к – край зерна. Сумма элементов приведена к 100 мас. %.

Из таблицы видно, что проанализированное самородное золото – однотипное с пробностью 775–830 ‰. Отсутствие высокопробной каймы и близкий состав центральной и краевой части зерен свидетельствуют о незначительном времени нахождения в зоне гипергенеза. Элементы-примеси характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений [Петровская, 1973; Горячев, 2019].

Учитывая морфологические особенности золота и развитие современной гидросети, можно предположить, что коренными источниками россыпной золотоносности Уразовского россыпного поля и, в частности, россыпи Террасовая-II являлись месторождения и проявления золота, расположенные в зоне Главного Уральского разлома (Кызылташское, Пучковское, Батмакайское, Березовая Роща I и II). В них широко развита золото-сульфидная минерализация в березитизованных и окварцованных карбонатных отложениях кизильской свиты, граувакках зилаирской свиты и углеродистых сланцах поляковской толщи. Последняя протягивается на десятки километров на север и практически на всем своем протяжении является рудовмещающей для целого ряда золотых объектов (Сиратурское, Фельдшерское, Голенькие Горки, Широтная жила, Черноозерское) [Сначев и др., 2020] и генерирует протяженные и богатые россыпи золота (Уйскую, Балбуковскую, Шардатма и др.).

Дополнительным источником золота могли служить метаморфические комплексы северного замыкания Уралтауского мегантиклинория. К северу от рассматриваемой площади в верховьях ручьев М. Тусту и Кургаш нами отмечены выходы углеродисто-кремнистых отложений уткальской свиты, содержащих кварцево-жильную минерализацию и вкрапленность пирита и гематита. Кварцевые прожилки и жилы концентрируются на участках повышенного рассланцевания и смятия углеродистых пород. Опробование таких окварцованных и ожелезненных черных сланцев показало стабильное обогащение их Au (0.10–0.66 г/т) и Ag (до 2.6 г/т) [Сначев, Рыкус, 2016]. В русловом аллювии ручьев встречаются шлиховые знаки самородного золота, а в приустьевой части р. Кургаш ранее отрабатывалась россыпь, из которой добыто около 35.5 кг металла [Казаков, Салихов, 2006].

Присутствие зерен платины в объектах Уразовского россыпного поля и большинства россыпей Главного Уральского разлома связывается с широким развитием здесь габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса. Повышенные содержания элементов платиновой группы и золота отмечались ранее в близрасположенных медных месторождениях габброидных массивов (Кириябинском, Вознесенском) [Знаменский, Знаменская, 2016], а также хромитовых проявлений Миндякского, Нуралинского и Таловского массивов [Зайков и др., 2016].

Таким образом, изучение самородного золота россыпи Террасовая-II показало, что оно представлено слабоокатанными агрегатами комковато-угловатой и пластинчатой формы, реже встречаются дендритовидные и скелетные образования. Отмечаются крупницы и проволоковидные образования новообразованного золота. По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть веса приходится на зерна размерами от 0.8 до 1.5 мм. Комплекс морфологических особенностей позволяет отнести Террасовую-II к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины. В россыпи присутствует один тип среднепробных золотин (775–830 ‰). Элементы-примеси в них характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений.

Основными источниками золота, по-видимому, служили золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, широко развитые в вулканогенно-осадочных комплексах Главного Уральского разлома и метаморфических породах северного замыкания Уралтауского мегантиклинория. Присутствие в химическом составе золотин элементов платиновой группы, а также находки их самостоятельных минеральных фаз в шлихах указывает на их вероятный привнос при дренировании массивов габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса.

Работа выполнена в рамках Государственного заказа по теме № FMRS-2022-0011.

Литература

- Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 6. С. 3–18.
- Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б., Матюшков А.Д., Молчанова Е.В., Стромов В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (издание второе). Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVIII (Учалы). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2018. 386 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Крайнев Ю.Д. Сротски минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31–46.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурный контроль и перспективы поисков золотого оруднения в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал) // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 1. С. 14–18.
- Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.
- Осовецкий Б.М. «Новое» золото. Пермь: ПГНИУ, 2016. 115 с.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
- Сначев А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначев В.И., Рассомахин М.А., Коцуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология. 2020. № 5. С. 64–70.
- Сначев А.В., Рыкус М.В. Состав и возможные коренные источники золота россыпей северной части зоны Уралтау (Южный Урал) // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2016. № 2. С. 85–104.

М.Е. Притчин¹, А.Ю. Кисин^{1,2}, Д.А. Озорнин¹

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
mpritch@gmail.com*

² – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Оползневые структуры в карьере Светлинского месторождения золота на Южном Урале и их геотектоническая интерпретация

М.Е. Pritchinn¹, A. Yu. Kisin^{1,2}, D.A. Ozornin¹

*¹ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
mpritchinn@gmail.com*

² – Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia

Landslide structures in a quarry of the Svetlinskoe gold deposit (South Urals) and their geotectonic interpretation

Abstract. Landslide structures are revealed in the Early Carboniferous terrigenous-carbonate rocks of the Svetlinskoe gold deposit, South Urals. The deposit is confined to a west-dipping thrust zone within the Late Devonian rocks. The formation of the Early Carboniferous deposit in a footwall of the thrust is explained by crustal warping under the weight of a thrust block and the formation of a shallow marine basin, which was closed in the post-Viséan period due to the growth of dome structures to the east of the thrust.

Светлинское месторождение золота в настоящее время является самым крупным на Южном Урале. Оно расположено в 100 км к югу от г. Челябинска и в 25 км к юго-западу от г. Пласт. Месторождение открыто и разведывалось в 70-80-х гг. прошлого столетия, и с 1989 г. обрабатывается карьерным способом. В настоящее время глубина карьера около 240 м; проектная – 530 м.

Месторождение приурочено к тектонической границе Заураловского синклинория (на западе) и Кочкарского антиклинория (на востоке). Для антиклинория характерны гранитоидные купола с зональным метаморфизмом. Наиболее молодые породы, испытавшие зональный метаморфизм – фаунистически охарактеризованные терригенно-карбонатные породы визейского возраста. В синклинории распространены силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы, смятые в линейные складки субмеридианального простирания. Граница между синклинорием и антиклинорием представлена Светлинским надвигом западного падения, заложенным в позднем девоне [Кейльман и др., 1973] в связи с позднепалеозойской уральской коллизией. Скважинами колонкового бурения в зоне надвига вскрыты небольшие тела серпентинитов и тальцитов, что говорит о большой глубине его заложения. Отсюда следует, что вулканогенно-осадочные толщи девон-силурийского возраста надвинуты на раннекаменноугольные терригенно-карбонатные породы.

Светлинским карьером вскрыт контакт терригенно-карбонатных пород Кочкарского антиклинория с сильно измененными и деформированными породами вулканогенно-осадочной толщи Заураловского синклинория, т. е. зона надвига. На верхних горизонтах в карьере развит карст и линейные коры выветривания. Ниже вскрыты мраморы и сильно деформированные метасоматически измененные породы. В нескольких десятках метров к западу от мраморов наблюдается тело серпентинитов с талькитами и актинолитовыми породами суммарной мощностью до 30 м, падающее на запад под углом около 45° (согласно слоистости пород). Также имеется много секущих мелких тел тальцитов и серпентинитов мощностью до 1–2 м субвертикального или крутого западного падения.

Контакты мраморов с метасоматически измененными вулканогенно-осадочными породами неровные крутопадающие. В составе карбонатной толщи выделяются:

- 1) темные битуминозные мраморизованные известняки, встреченные на верхнем уступе в восточном борту карьера среди поля мраморов;
- 2) светлые сильно кливажированные мелкозернистые доломиты. Контакт с мраморизованными известняками неясный, постепенный в коротком (0.1–0.2 м) интервале. Кливаж падает на запад под углом 45–60°. Вблизи контакта с вулканогенно-осадочной толщей доломитовый мрамор обычно массивный, перекристаллизованный;
- 3) массивный, светлый, среднезернистый Mg-кальцитовый мрамор;
- 4) полигональнозернистый, массивный или кливажированный, среднезернистый кальцитовый мрамор.

В мраморизованных известняках и доломитовых мраморах иногда встречается позднепалеозойская (визейская) фауна (криноидеи, аммониты, одиночные кораллы, наutilusы). Фаунистические остатки в доломитах сложены кальцитом и сохранность их выше, что можно объяснить дометаморфическим избирательным Mg-метасоматозом. В кальцитовом и Mg-кальцитовом мраморе наблюдаются реликты доломитового мрамора, в т. ч. кливажированного. Контакты постепенные в коротком (1–2 см) интервале. Такая картина возможна только в случае раздоломичивания пород при метаморфизме. В доломите наблюдаются субпараллельные слепые зияющие трещины, инкрустированные кальцитом. Ориентировка трещин преимущественно субгоризонтальная. Природа их не установлена: это могут быть трещины растяжения в компетентном слое, возникшие при пластичном течении кальцитовых

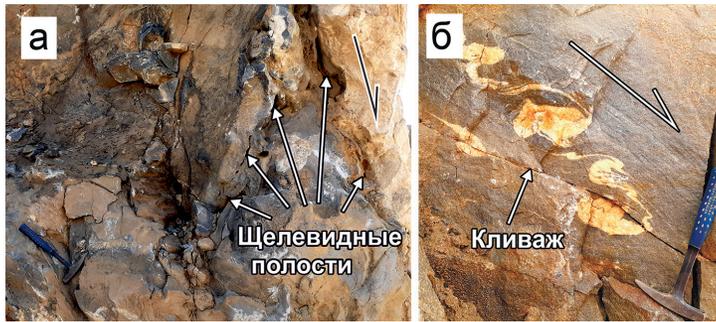


Рис. 1. Оползневые структуры в мраморизованном известняке (а) и в мраморе (б). Стрелками показано направление движения оползня.

мраморов, или трещины скалывания-растяжения в компетентном слое, возникшие при сдвиговых (надвиговых) деформациях. Кальцитовый мрамор имеет постепенные переходы с Mg-кальцитовым мрамором и темными мраморизованными известняками. Mg-кальцит в породе обычно деформирован, а кальцит, напротив, часто не деформирован. Можно предположить, что кальцитовый мрамор образован по Mg-кальцитовому мрамору в результате дедоломитизации, пластического течения и рекристаллизации на позднем прогрессивном этапе динамотермального метаморфизма. Эти факты свидетельствуют о том, что субстратом доломитовых, Mg-кальцитовых и кальцитовых мраморов послужили визейские битуминозные известняки.

Оползневые структуры первоначально выявлены в темных битуминозных мраморизованных известняках. Они выражены в резких изменениях мощности слоев, их простирания и угла падения, в подворотах, вращениях и резких выклиниваниях, многочисленных полостях от обособлений водно-газовых фаз (рис. 1). Темные мраморизованные известняки имеют непосредственный контакт с белым среднезернистым мрамором (рис. 1а). Контакт неровный, оползневый, с многочисленными полостями отслоения и газовыми кавернами, что указывает на участие в оползне осадков разного состава. На нижних горизонтах карьера оползневые структуры наблюдаются в Mg-кальцитовом мраморе (рис. 1б).

В одних случаях оползневые структуры наблюдаются в породах только карбонатного состава (рис. 1), в других случаях в мраморе наблюдаются фрагменты слоев кварцито-песчаников с признаками оползневых структур (рис. 2). Общий наклон слоев крутой ($60-70^\circ$) на запад. Слои будинированы и смяты в мелкие замысловато скрученные складки, характерные для оползней. Иногда в мраморах отмечаются фрагменты параллельной полосчатости, секущей оползневые структуры. Происхождение полосчатости нами объясняется гравитационным уплотнением сползших вниз осадков. Примечательно, что эта полосчатость (псевдослоистость) также падает на запад под углом $10-50^\circ$. Это может означать, что наклон дна бассейна осадконакопления непрерывно изменялся, но характер тектонических движений сохранялся.

На более глубоких горизонтах, 30–40 м ниже мраморизованных известняков наблюдаются «слабосцементированные кальцитовые пески» с многочисленными трещинами скалывания, выполненными глинистым материалом, и карбонатными конкрециями, локализованными вдоль трещин. На поверхности конкреций часто наблюдаются скопления кристаллов флогопита. Исследования показали, что это тоже оползневые структуры, возникшие при сползании сильно обводненных глинисто-карбонатных осадков.

Таким образом, оползневые структуры в восточном борту карьера прослежены на глубину не менее 100 м от мраморизованных известняков до Mg-кальцитового мрамора. Наблюдаются они и в доломитовом мраморе. Обнаружение оползневых структур в терригенно-кар-



Рис. 2. Оползневые структуры в терригенно-карбонатных породах: обрывки слоев кварцито-песчаника на закарстованной поверхности мрамора.

бонатных отложениях визейского возраста ставит ряд принципиальных вопросов не только в геологии месторождения, но и в имеющихся геотектонических реконструкциях. Предварительно можно наметить следующую схему развития геологической (геотектонической) ситуации на данной площади.

К позднему девону верхняя кора была представлена вулканогенно-осадочной толщей, лежащей на сиалической континентальной коре. В позднем девоне начались коллизионные процессы. На изучаемом участке образовался надвиг западного падения с разнонаправленными изгибающими. Под тяжестью надвинутого блока и изгибающих моментов участок коры в лежачем боку надвига опустился и образовался мелководный морской бассейн, быстро заполнявшийся терригенно-карбонатными осадочными породами. Продолжающееся погружение участка, изменение наклона дна бассейна и, вероятно, землетрясения, периодически вызывали подводные оползни. Далее ситуация могла развиваться по модели блоковой складчатости [Кисин, Коротеев, 2017]: дестабилизация геологической среды, мобилизация и перемещение вещества, метаморфизм и метасоматоз, формирование промышленных скоплений рудных минералов.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

Литература

Кейльман А.Г., Болтыров В.Б., Бурьян Ю.И., Горожанкин В.Т. К вопросу о структурной эволюции Кочкарского антиклинория // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. СГИ. Вып. 91. 1973. С. 38–45.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 346 с.

A.V. Korneev¹, S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk²

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
geol_korf@mail.ru*

*² – Ильменский государственный заповедник, Южно-Уральский федеральный
научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс*

Структурные предпосылки выявления золоторудной минерализации на Елкинском участке, Средний Урал

A.V. Korneev¹, S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk²

*¹ – Institute of Geology and Geochemistry of the UB RAS, Yekaterinburg, Russia
geol_korf@mail.ru*

*² – Ilmeny State Reserve, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

Structural features for identification of gold mineralization at the Elkinsky area, Central Urals

Abstract. The work shows the results of interpretation and analysis of geological data for local prediction of gold deposits within the Urals using new concepts and genetic models. As an example, the structure of Elkinsky area in the Central Urals is examined. Five stratigraphic units are identified in the geological section. The fold pattern of the central block is accompanied by normal faults. The iron, copper and mercury mineralization are known within the studied area. The position of secondary quartzites is controlled by a fold-fault pattern of the area. The fields of secondary quartzites are associated with complex (As, Sb, Cu, Zn, Bi, Mo) soil anomalies. The central block of the Elkinsky area is promising for the discovery of economic gold mineralization.

Несмотря на многочисленные золоторудные месторождения на Урале, основные усилия при проведении поисковых работ на протяжении практически двух столетий с момента открытия первых коренных месторождений золота были направлены на выявление золото-сульфидно-кварцевых объектов. Только в последние десятилетия обнаружены новые месторождения золота, представляющие собой крупные минерализованные зоны с золото-сульфидной минерализацией, например, Воронцовское [Murzin et al., 2017] и Пещерное [Несис и др., 2020] в пределах Ауэрбаховского рудного узла. Таким образом, перспективы выявления новых золоторудных объектов на Урале остаются высокими. В то же время, Уральская складчатая область с высокой степенью детальности изучена на различных стадиях государственного геологического картографирования. Одной из главных задач современной геологии является анализ ранее собранного материала с применением новых концепций и геолого-генетических моделей. На стадии анализа результатов геолого-съёмочных работ целесообразно уделить особое внимание структурному контролю потенциальных минерализованных зон. Результатам анализа потенциальной рудоносности одной из геологических структур Среднего Урала посвящено данное исследование.

В качестве примера рассмотрен Елкинский участок, расположенный в западной части Тагильской мегазоны на восточной окраине Исовского карбонатного массива (рис. 1). Последний представляет собой линзу известняков протяженностью 15 км, шириной 6 км и мощностью 1000–2000 м. Массив является остатками крупной долгоживущей рифовой постройки, заложенной на базальтах и андезибазальтах. К западу и востоку от Исовского массива развиты силурийские вулканиты, с которыми карбонатные образования связаны фациальными переходами [Государственная..., 2001].

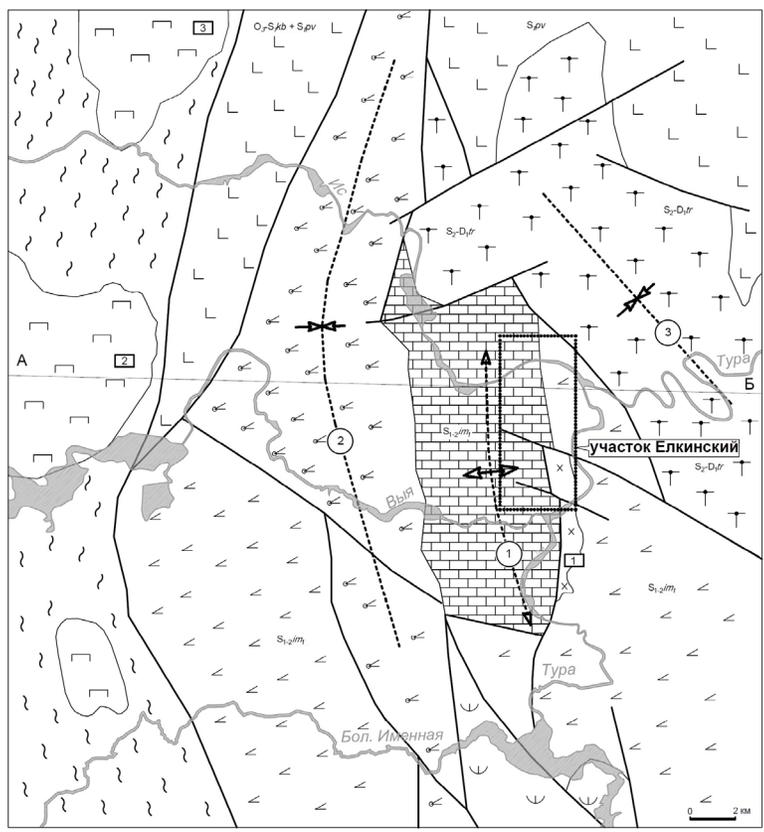


Рис. 1. Обзорная геологическая схема по [Государственная, 2001] с изменениями.

Силурийские вулканогенные и карбонатные образования, слагающие основную часть участка, формируют нижний структурный ярус площади. Верхний структурный этаж – Маломальская грабен-синклиналь, наложенная на структуры нижнего этажа, ориентирована в юго-восточном направлении и выполнена вулканитами возраста S₂-D₁.

В разрезе участка (рис. 2) выделены пять стратиграфических пачек (нумерация соответствует цифрам на геологической схеме участка): (1) *туринская свита* (S_2-D_1tr) с вулканогенно-обломочными породами трахитового и трахиандезитового состава; *именновская свита* ($S_{1,2}im$) с (2) серыми слабо мраморизованными брекчиевидными известняками, (3) вулканогенно-обломочными породами андезибазальтового состава и (4) буровато-серыми брекчиевидными известняками *именновской свиты/верхов павдинской свиты*; и (5) *павдинская свита* (S_1pv) с лавами базальтов.

В структурном отношении участок расположен на восточном крыле Елkinской антиклинали первого порядка в зоне фациального перехода между карбонатным и вулканогенным разрезами. Южную часть участка занимает Елkinский граносиенитовый массив. Восточный экзоконтакт массива подвергся термальному метаморфизму и представлен ореолом амфибол-хлорит-кварц-полевошпатовых роговиков мощностью до 300 м. Лежащий контакт граносиенитов тектонический, падающий на восток под углом 30–50°.

Меридиональный Елkinский взброс, а также Южный и Северный сбросы разбивают участок на блоки: северный, центральный, юго-восточный и юго-западный. Зоны разломов сложены глиной, обломками кварц-каолининовых метасоматитов, брекчиями с обломками окружающих пород. Северо-западный блок сложен породами туринской свиты; центральный – образованиями нижнего структурного этажа; юго-восточный – граносиенитами Елkinского массива; юго-западный – известняками нижнего структурного этажа. Породы центрального блока смяты в открытые складки второго порядка – две синформы, выполненные образованиями пачек 2 и 3, разделенные антиклиналью, в ядре которой вскрываются известняки горизонта 4.

Гидротермально-метасоматические образования развиты по лавам и туфам *именновской свиты*, образуя непрерывный ряд от альбит-кварцевых до кварц-серицит-каолиновых пород и полнопроявленных вторичных кварцитов, вплоть до уничтожения первичных структур. Предшественниками также фиксировалось образование кварцитов по известнякам (джаспероидизация). Степень и места проявления джаспероидов на участке не очевидны и требуют уточнения. Вторичные кварциты развиты, главным образом, в южной половине центрального блока и, незначительно, в юго-западном блоке. Их положение контролируется сбросом Южный и антиклинальным сводом. Состав метасоматитов: кварц, серицит, каолинит, гематит, пирит, хлорит, рутил, лейкоксен, пренит, пирофиллит.

Участок примечателен распространением киновари в россыпях, коренными источниками для которой послужила прожилково-вкрапленная минерализация в известняках. Мощности последних 5–12 м. Брекчирование сопровождается гематитизацией, глинами перетиранья, каолинизацией. Выделяются как крутопадающие тектонические зоны, контролируемые сбросами, так и пологопадающие, представленные внутриформационными срывами в известняках, параллельными контактам пород. Минерализация характеризуется крайне неравномерным, гнездовым распределением и крайней невыдержанностью. Собственно киноварь образует мелкую относительно равномерную вкрапленность, прожилки в трещинах, гнездообразные выделения в ассоциации с бурым кальцитом.

Медная минерализация участка представлена зонами окварцевания и амфиболизации по вулканитам с прожилково-вкрапленным пиритом и халькопиритом. Железное оруденение развито в восточном контакте Елkinского интрузива (проявления находятся южнее р. Тура и на геологической схеме участка не показаны). Оруденение представлено относительно мало-мощными и непротяженными прожилковыми сульфидно-мушкетовит-магнетитовыми телами, локализованными в роговиках экзоконтакта (зона 1) и зоной объемной магнетит-халькопиритовой прожилково-вкрапленной минерализации (зона 2) внутри интрузии, субсогласной простиранию контакта.

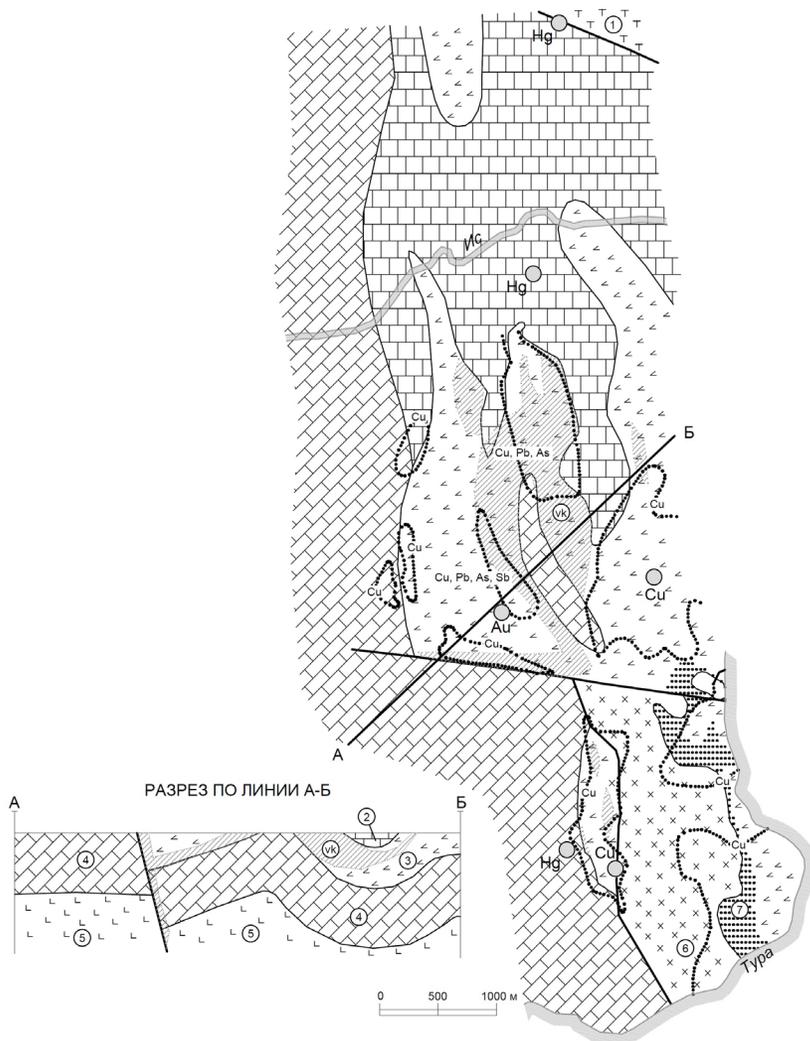


Рис. 2. Геологическая схема участка.

1 – породы туринской свиты; 2, 4 – мраморизованные брекчиевидные известняки; 3 – лавы и туфы андезитов; 5 – лавы базальтов; 6 – граносиениты Елкинского интрузива; 7 – роговики. Точечные линии – литохимические аномалии во вторичных ореолах с указанием соответствующих элементов; кружки с подписями – проявления соответствующей минерализации.

Выявленная Hg, Cu и Cu-Fe минерализация по результатам работ предшественников не представляет промышленного интереса. Вместе с тем, совокупность косвенных поисковых признаков предполагает перспективы выявления на участке золотой минерализации. Целенаправленные поиски золота на участке не проводились.

Вещественные предпосылки обнаружения золотой минерализации обусловлены наличием во вторичных ореолах рассеяния комплексных аномалий As, Sb, Cu, Zn, Bi, Mo, соответствующих набору элементов-спутников в околорудных ореолах месторождений зо-

лото-сульфидного типа. В отдельных случаях концентрации элементов (As до 0.1 %, Sb до 0.03 %, Ag до 30 г/т, Вi до 0.001 %) сопоставимы с уровнями содержаний этих элементов в рудах золото-сульфидных месторождений. Комплексные аномалии в значительной степени совпадают с полем развития вторичных кварцитов, что предполагает потенциальную рудоносность последних.

Структурные предпосылки определяются характером локальной тектоники. Давно отмечено [Красников, 1965], что «в пределах складчатых поясов наиболее благоприятны для локализации оруденения антиклинальные структуры...». По подсчетам «свыше 90 % рудных поясов, контролируемых складчатыми структурами, тяготеет к антиклинориям и антиклиналям и лишь ничтожное количество – к синклиналям» [Крейтер, 1956]. Горизонты проницаемых пород, перекрытых экранами, служат наиболее вероятными участками циркуляции гидротермальных растворов. Замковые и призамковые части антиклиналей, как правило, являются основными рудораспределяющими структурами. Питающая роль, как правило, принадлежит крутопадающим сбросам, секущим ранее сформированные складчатые структуры [Rhys, 2015].

Елкинский участок является одним из примеров удачного сочетания различных факторов, однозначно свидетельствующих о проявлении мощного гидротермально-метасоматического процесса в весьма благоприятных для формирования рудных (в том числе золоторудных) объектов. Тем не менее, целенаправленные работы по выявлению золоторудных объектов в пределах этого участка и структуры, в которой он находится, не проводились. Таким образом, центральный блок Елкинского участка, в южной части которого реконструируется комбинация «сброс-антиклиналь», является перспективным для обнаружения промышленного золотого оруденения. Одна из ключевых задач ближайших лет – это проведение комплекса специализированных вещественных исследований для уточнения природы аномалий элементов, сопутствующих золоторудной минерализации, и выявлению закономерностей проявления собственно золотого оруденения.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХII. Объяснительная записка под редакцией В.В. Шалагинова, Екатеринбург, 2001.

Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1965. 400 с.

Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолиздат, 1956. 271 с.

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.

Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 271–298.

Rhys D. Controls of fault and fold geometry on the distribution of gold mineralization on the Carlin trend // Geological Society of Nevada Symposium 2015: New Concepts and Discoveries. 2015. P. 333–389.

А.К. Козин^{1,2}, С.Ю. Степанов¹, В.В. Шиловских³

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
kozin.00@bk.ru*

² – *Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург*

³ – *Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

**Типоморфные характеристики киновари из россыпей золота
Среднего и Северного Урала**
(научный руководитель д.г.-м.н. А.В. Козлов)

А.К. Kozin^{1,2}, S.Yu. Stepanov¹, V.V. Shilovskikh³

¹ – *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
kozin.00@bk.ru*

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

³ – *St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

**Morphological and chemical features of cinnabar from gold placers of
Central and Northern Urals**

Abstract. The features of morphology, composition and internal structure of cinnabar from gold-bearing alluvial and deluvial sediments of the Central and Northern Urals are studied. The morphology of cinnabar grains indicates a short transportation distance from the lode. Quartz, calcite, albite and epidote are the most common inclusions in cinnabar. A number of mineral inclusions of Zn-Cd metacinnabar, mercurian sphalerite and polhemusite (minerals of Zn-Hg-Cd-S system) is a distinctive characteristic of cinnabar from Izvestka gold-platinum placer. The same minerals are found in the gold-arsenic-mercury ores of the Vorontsovskoe gold deposit in the Northern Urals. The mineral inclusions in cinnabar from the Izvestka placer together with morphological features of cinnabar suggests an undiscovered lode source with a mineralization similar to the Vorontsovskoe gold deposit.

Введение. Киноварь является типичным минералом, сформированным в результате близповерхностных низкотемпературных гидротермальных процессов, и нередко сопровождается сульфидную и арсенидную минерализацию полиметаллических месторождений [Бетехтин, 1950]. Киноварь часто обнаруживается в месторождениях золота различных типов: эпитептермальных, порфириновых, месторождениях карлинского типа [Борисенко и др., 2006]. Собственные месторождения и проявления киновари в пределах Уральской складчатой области весьма немногочисленны.

Химическая устойчивость и повышенная относительно породообразующих минералов плотность киновари способствуют ее накоплению в элювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях и делают этот минерал распространенным в шлиховых ассоциациях россыпей. С другой стороны, киноварь обладает малой абразивной прочностью и легко подвергается разрушению при переносе [Кухаренко, 1961]. Например, в золотых россыпях р. Нокомай в Новой Зеландии установлено уменьшение размера зерен киновари от 1 см до 0.25 мм при их переносе менее чем на 3 км [Youngson et al., 2002]. Низкая физическая устойчивость делает невозможным транспортировку киновари на большие расстояния и обуславливает расположение россыпей киновари в непосредственной близости от коренных источников.

Сочетание физико-химических свойств киновари, а также ее тесная связь с золотым оруденением в гидротермальных процессах обуславливают прогнозно-поисковую значимость находок этого минерала в элювиальных, делювиальных и аллювиальных отложениях. Исходя из этого сформулирована цель исследований – выявление типоморфных особенностей состава

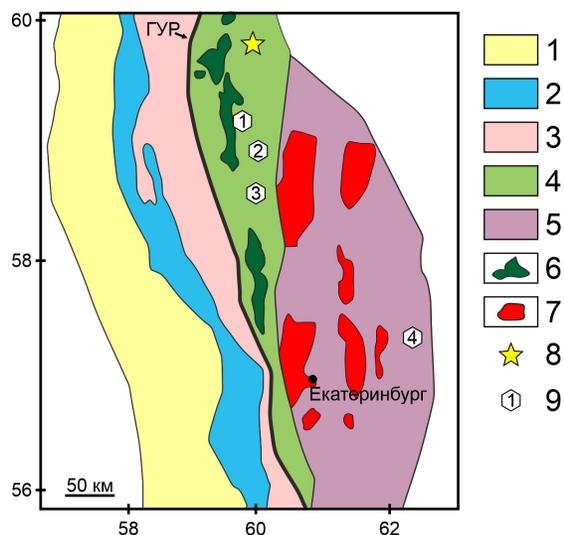


Рис. 1. Расположение точек шлихового опробования на тектонической схеме Среднего и Северного Урала [Пучков, 2010].

1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Западно-Уральская зона; 3 – Центрально-Уральская зона; 4 – Тагило-Магнитогорская зона; 5 – Восточно-Уральская зона; 6 – массивы Платиноносного Пояса; 7 – массивы Главной Гранитной Оси; 8 – Воронцовское золоторудное месторождение; 9 – объекты шлихового опробования (1 – Мурзинская россыпная система, 2 – Елкинское рудопроявление ртути, 3 – россыпь р. Известка, 4 – р. Рефт).

ва и строения киновари из аллювиальных и делювиальных отложений как индикаторов связи россыпных проявлений киновари с коренными источниками определенного типа.

Основой для проведения исследования стали пробы золотоносных аллювиальных и делювиальных отложений Среднего и Северного Урала. В ходе полевых работ 2021 г. отобраны шлиховые пробы водотоков Мурзинской россыпной системы (приток р. Ляля), делювиальных отложений Елкинское рудопроявление ртути, золото-платиновой россыпи р. Известка и аллювиальных отложений р. Рефт (рис. 1). Морфологические особенности индивидов киновари, извлеченных из шлихов, изучены с использованием бинокулярного микроскопа. Внутреннее строение и состав киновари исследованы с применением сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N со спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 (РЦ «Геомодель» СПбГУ).

Результаты исследований. Зерна киновари из шлихов Мурзинской россыпной системы, аллювия р. Рефт и делювия Елкинское рудопроявление ртути характеризуются сходной субизометричной угловатой морфологией со сложной огранкой. Максимальный размер зерен не превышает 200 мкм, их большая часть характеризуется размером 100–150 мкм и, возможно, они являются поликристаллическими агрегатами. Резко отличается по морфологическим особенностям киноварь из россыпи р. Известка, для которой характерны хорошо окатанные изометричные слабо удлиненные зерна размером от 0.5 до 2.5 мм при преобладающем размере 1–2 мм. На ярко красной поверхности индивидов наблюдаются многочисленные пленки и включения черного цвета, вероятно, являющиеся метациннабаритом. Внутреннее строение всех изученных зерен киновари однородное, без проявленной ярко выраженной зональности, и их химический состав близок стехиометрическому.

Значительные отличия обнаружены при изучении минеральных ассоциаций микровключений в индивидах киновари. Для зерен киновари россыпей Мурзинской системы, р. Рефт и делювия Елкинское рудопроявление ртути характерен одинаковый набор вклю-

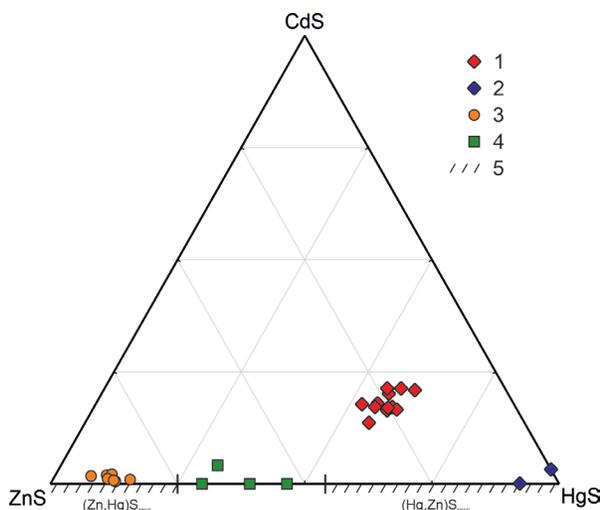


Рис. 2. Диаграмма составов включений минералов системы Zn–Hg–Cd–S в киновари из россыпи реки Известка.

1 – Zn–Cd метациннабарит; 2 – метациннабарит; 3 – ртутистый сфалерит; 4 – полхемусит; 5 – пределы смесимости системы сфалерит-метациннабарит [Васильев, 2011].

чений: в них распространены кварц, кальцит, альбит и эпидот, в подчиненном количестве – титанит и апатит, редко отмечаются магнетит, пирит и халькопирит. В киновари из россыпи р. Известка к описанным выше минералам добавляется ассоциация редких минералов системы Zn–Hg–Cd–S, среди которых установлены метациннабарит, Zn–Cd метациннабарит, ртутистый сфалерит и полхемусит (рис. 2).

Zn–Cd метациннабарит является широко распространенным включением в киновари из россыпи р. Известка. Его индивиды размером от 5 до 50 мкм обладают сложной огранкой и отчетливыми неровными границами с киноварью. Реже встречаются овальные удлиненные включения со сглаженными краями размером 10–20 мкм, вокруг которых образуется кайма шириной в первые микрометры, сложенная метациннабаритом с небольшой (до 5 мас. %) примесью Zn или Cd. Минерал характеризуется постоянным химическим составом с небольшими вариациями содержания элементов. Содержание Hg варьирует от 25.74 до 29.62 мас. % (среднее 27.72 мас. %), Zn – от 8.67 до 14.89 мас. % (среднее 12.05 мас. %), Cd – 6.66 до 10.31 мас. % (среднее 8.76 мас. %).

Включения ртутистого сфалерита в киновари россыпи р. Известка представлены двумя разновидностями: 1) округлые и слабоудлиненные зерна размером 2–10 мкм, редко имеющие частичную огранку, рассеянные в матрице и зачастую образующие скопления, и 2) мелкими (1–2 мкм) округлыми зернами, слагающими каймы средней шириной 5 мкм на границе Zn–Cd метациннабарита и киновари. Образование кайм является результатом распада Zn–Cd метациннабарита на ртутистый сфалерит и киноварь: сходные структуры распада описаны для цинк-содержащей киновари ртутных залежей Южного Китая [Liu et al., 2017]. Химический состав ртутистого сфалерита первого типа характеризуется содержанием Hg 3.53–7.62 мас. % (среднее 5.46 мас. %) и небольшой примесью Cd 0.30–1.03 мас. % (среднее 0.65 мас. %). Ввиду малого размера включений ртутистого сфалерита второго типа получить достоверные составы данного минерала не удалось, однако можно отметить присутствие в составе Hg и примеси Cd.

Полхемусит $(\text{Zn,Hg})\text{S}_{\text{тетр}}$ обнаружен в виде эмульсионной вкрапленности размером 0.1–2 мкм в киновари. Химический состав полхемусита характеризуется содержанием Hg 13.00–23.14 мас. %, в одном зерне обнаружена примесь Cd 2.04 мас. %.

Обсуждение результатов. Все содержащие киноварь исследованные геологические объекты, за исключением аллювиальных отложений р. Рефт, располагаются в пределах Тагильской мегазоны. В пределах этой структуры в 140 км к северу от места проведения исследования расположено крупное Воронцовское золоторудное месторождение, формирование которого связывают с внедрением Ауэрбаховского габбро-диорит-гранодиоритового интрузива в среднем девоне [Краснобаев и др., 2007]. На этом месторождении среди многочисленных типов минеральных ассоциаций важное место занимает золото-мышьяковистая с большим содержанием ртутных минералов [Касаткин и др., 2021]. Эта особенность позволяет предположить, что эндогенная активность девонских островодужных комплексов характеризовалась благоприятными условиями для формирования относительно низкотемпературных золотых руд, сопровождающихся ртутной минерализацией. Таким образом, среди коренных источников киновари в россыпях вполне могли быть золоторудные объекты, и детальный анализ морфологических особенностей киновари, ее химического состава и включений в ней могут быть положены в основу прогноза новых месторождений золота на Урале.

Не окатанный облик киновари из шлихов Мурзинской россыпной системы, аллювия р. Рефт и делювия Елкинского рудопроявления ртути свидетельствует о нахождении коренных источников в непосредственной близости. Киноварь россыпи р. Известка отличается окатанным обликом, что свидетельствует о ее переносе водными потоками, однако дистанция транспортировки киновари от коренного источника является незначительной, о чем свидетельствует крупный размер зерен киновари.

Zn-Cd метациннабарит, обнаруженный в киновари из россыпи р. Известка, является редким минералом. Известно о шести его местонахождениях на Алтае, в Таджикистане и Кыргызстане [Васильев, 2011]. На Урале описан метациннабарит с примесями Zn и Mn, обнаруженный на Воронцовском месторождении, однако содержащий одновременно Zn и Cd метациннабарит описан не был. Важной особенностью химического состава обнаруженного Zn-Cd метациннабарита является относительно высокое содержание изоморфных примесей Zn и Cd: сумма атомов (Zn+Cd) составляет от 36.3 до 50.0 ат. % (среднее 41.1 ат. %). Наиболее близкий химический состав (средняя сумма атомов Zn+Cd – 50.3 ат. %) имеет Zn-Cd-метациннабарит Мурзинского золоторудного месторождения на Рудном Алтае, для метациннабарита других известных месторождений и проявлений сумма атомов (Zn + Cd) обычно меньше 30 ат. % [Васильев, 2011].

Ртутистый сфалерит и полхемусит описаны в составе золото-мышьяково-ртутной минерализации Воронцовского золоторудного месторождения [Степанов и др., 2015; Касаткин и др., 2021]. Нахождение этих минералов в качестве микровключений в киновари из россыпи р. Известка может указывать на сходство состава руд предполагаемого коренного источника киновари в россыпи р. Известка и Воронцовского месторождения золота.

Выводы. Особенности морфологии изученных индивидов киновари из аллювиальных и делювиальных отложений свидетельствуют о расположении ее коренного источника либо в непосредственной близости, либо на незначительном удалении. Для россыпей рр. Рефт и Мурзинка, а также делювиальных отложений Елкинского рудопроявления, судя по набору включений, коренным источником киновари могут быть коренные месторождения амагматического типа, низкоперспективные на обнаружение золота. Минеральная ассоциация микровключений в киновари из золото-платиновой россыпи р. Известка с широким распространением редких минералов системы Zn–Hg–Cd–S позволяет предположить присутствие коренного источника киновари, близкого по особенностям рудной минерализации к Воронцовскому золоторудному месторождению. Однако данный объект не является единственным источником золота в россыпи р. Известка, о чем свидетельствует наличие в ее аллювии хорошо окатанных индивидов золота, испытавших значительное перемещение.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590032-6.

Литература

- Бетехтин А.Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат. 1950. 957 с.
- Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А.* Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 342–354.
- Васильев В.И.* Новые данные о составе метациннабарита и ртутистого сфалерита с изоморфной примесью кадмия // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 896–905.
- Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С.* Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 2: простые вещества, сульфиды, арсениды, теллуриды // Минералогия. 2021. Т. 7. № 1. С. 5–22.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Богомолов Е.С., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г.* Ауэрбаховский массив: цирконы, возраст, полихронность // Ежегодник–2006 ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 191–196.
- Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Степанов С.Ю., Кетров А.А., Антонов А.В., Федоров П.Е.* Воронцовское месторождение золота, как пример флюидогенных рудных объектов Уральской складчатой области // Уральская минералогическая школа–2015. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 94–98.
- Liu J., Rong Y., Zhang S.* Mineralogy of Zn–Hg–S and Hg–Se–S series minerals in carbonate-hosted mercury deposits in Western Hunan, South China // Minerals. 2017. Vol. 7. 101.
- Youngson J.H., Wopereis P., Kerr L.C., Craw D.* Au–Ag–Hg and Au–Ag alloys in Nokomai and Nevis valley placers, northern Southland and Central Otago, New Zealand, and their implications for placer–source relationships // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 2002. Vol. 45. P. 53–69.

С.И. Брюхов¹

¹ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
simeonbryukhov@gmail.com

Золото-сульфидная минерализация кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал) (научный руководитель член-корр. РАН В.В. Масленников)

S.I. Bryukhov¹

¹ – South Urals State University, Miass Branch, Miass, Russia
simeonbryukhov@gmail.com

Gold-sulfide mineralization of quartz veins of the South Sukhtelya area, South Urals

Abstract. Gold-sulfide mineralization was found in quartz veins of the South Sukhtelya gold-bearing area in the South Urals. The sulfide mineralization in quartz veins includes pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, minerals of the chalcocite group, and pyrrhotite. Native gold is associated with pyrite and Fe hydroxides after pyrite. The fineness of native gold is lower compared to native gold from tourmaline-quartz veins in granites of this area.

Южно-Сухтелинский участок входит в состав Арамильско-Сухтелинской зоны, которая находится в пределах восточного склона Южного Урала, и по особенностям глубинного строения вместе с зонами, расположенными к востоку и западу, принадлежит Восточно-Уральской мегазоне [Сначев и др., 2003]. Примечательным объектом на участке является линзовидное тело пермских гранитов с золотоносными кварцевыми жилами, внедренное в каменноугольные тефрогенно-кремнистые углеродистые отложения сосновской толщи [Тевелев и др., 2018].

Практически на всей площади работ присутствуют горные выработки, оставленные старателями после поисков золотых самородков в корях выветривания. В полевой период 2021 г. ООО «Лондогора» на площади было пройдено четыре канавы с целью изучения распределения золото-сульфидной минерализации в коренных породах и корях выветривания. Ранее на данной территории самородное золото было обнаружено в разноориентированных турмалин-кварцевых жилах мощностью 5–10 см в выветрелых гранитах [Собиров, 2021]. В результате документации новых канав выявлены участки в гранитах с маломощными (2–30 см) кварцевыми жилами с золото-сульфидной минерализацией.

Целью работы является определение вещественного состава золото-сульфидной минерализации и сопоставление состава самородного золота с таковым из турмалин-кварцевых жил. Материал для исследования представлен образцами кварцевых жил (6 образцов размером 15×15×15 см), содержащих золото-сульфидную минерализацию с медной зеленью.

Оптико-микроскопическое изучение аншлифов (27 шт.) проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой DP12. Химический состав самородного золота (15 ан.) определен на СЭМ Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с) в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс (аналитик И.А. Блинов). Пределы обнаружения содержаний химических элементов не превышают 0.2 мас. %.

Сульфидная минерализация в кварцевых жилах представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, минералами группы халькозина и пирротинном. Пирит представлен эвгедральными, реже субгедральными, часто трещиноватыми агрегатами (размером до 0.4 мм), по которым развиваются гидроксиды железа. С пиритом и гидроксидами Fe связана большая часть находок самородного золота. Гнезда и прожилки халькопирита частично замещены минералами группы халькозина-дигенита, образующими пластинчатые и лучистые агрегаты. В халькозин-дигенитовых массах распространены мелкие включения галенита, зачастую отсутствующие в замещаемом халькопирите. В агрегатах халькопирита обнаруживаются включения пирротина. Сфалерит образует субгедральные агрегаты в кварцевой массе и часто встречается в ассоциации с галенитом.

Самородное золото обнаружено в аншлифах, где рудные минералы представлены как гидроксидами железа (обр. юс-21-к2-6), так и частично окисленными агрегатами пирита (обр. юс-21-к2-3).

Золото в ассоциации с сульфидами и развивающимися по ним гидроксидами железа встречается в виде прожилков, мелкой вкрапленности и ангедральных агрегатов размером от 0.001 до 0.05 мм в пирите и в агрегатах гидроксидов железа в кварцевой массе. Вероятно, можно выделить две разновидности золота. Первая представлена мелкими угловатыми прожилковидными выделениями размером 0.001–0.05 мм (рис. 1а). Его состав (мас. %): Au 64–83, Ag 16–35 (табл., ан. 1, 3–14); средняя пробность 738 ‰ (стандартное отклонение 54 ‰). Вторая разновидность представлена губчатыми агрегатами размером от 0.001 до 0.005 мм (рис. 1б) с крайне высоким содержанием золота (Au 99.3 мас. %) и, соответственно, пробностью 1000 ‰ (табл., ан. 2). В гидроксидах железа обнаружены ангедральные агрегаты размером до 0.03 мм и сростки с самородным золотом (размер менее 0.01 мм) селенида Au и

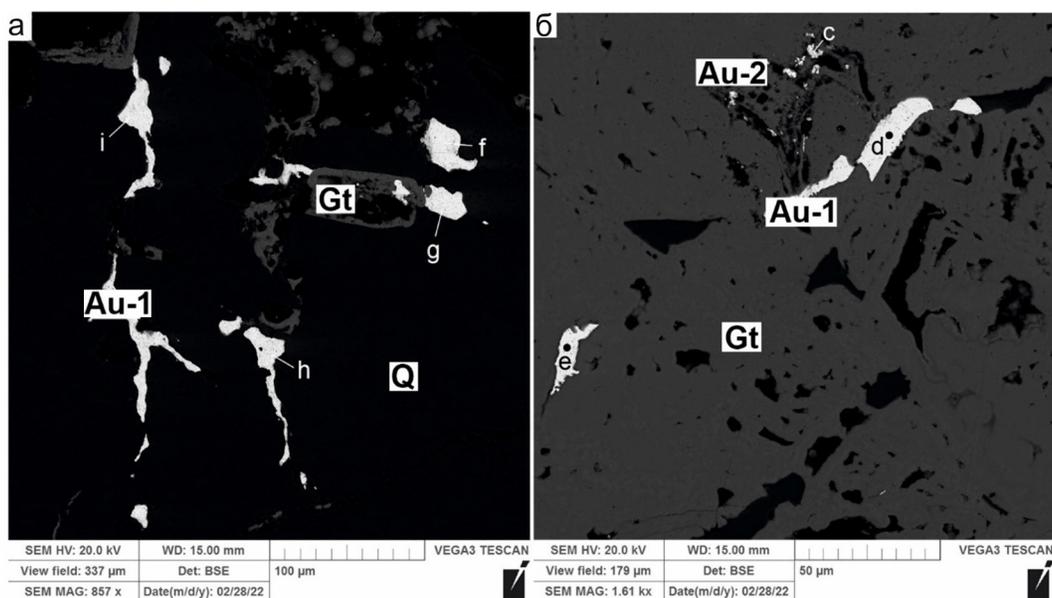


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения и точки анализа самородного золота из кварцевых жил с сульфидной минерализацией Южно-Сухтелинского участка: а) агрегаты относительно низкопробного самородного золота (Au-1) в сростании с гидроксидами железа (Gt) в кварце (Q); б) агрегаты низкопробного самородного золота (Au-1) и тонкая вкрапленность высокопробного губчатого самородного золота (Au-2) в гидроксидах железа (Gt).

Таблица

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

№ п/п	№ ан.	Ag	Au	Сумма	Формула	Пробность
1	22113a	19.44	80.56	100.00	$Au_{0.69}Ag_{0.31}$	806
2	22113c	–	99.30	99.30	$Au_{1.00}$	993
3	22113b	29.42	70.16	99.58	$Au_{0.57}Ag_{0.43}$	705
4	22113d	30.41	69.59	100.00	$Au_{0.56}Ag_{0.44}$	696
5	22113e	29.97	69.29	99.26	$Au_{0.56}Ag_{0.44}$	698
6	22113f	32.71	67.79	100.50	$Au_{0.53}Ag_{0.47}$	675
7	22113g	35.11	64.89	100.00	$Au_{0.50}Ag_{0.50}$	649
8	22112a	20.84	79.37	100.22	$Au_{0.68}Ag_{0.32}$	792
9	22112b	16.95	83.02	99.98	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$	830
10	22112c	27.73	72.27	100.00	$Au_{0.59}Ag_{0.41}$	723
11	22112f	25.22	74.88	99.55	$Au_{0.62}Ag_{0.38}$	748
12	22112g	24.05	75.50	100.10	$Au_{0.63}Ag_{0.37}$	758
13	22112h	24.23	75.55	99.78	$Au_{0.63}Ag_{0.37}$	757
14	22112i	24.27	76.60	100.87	$Au_{0.63}Ag_{0.37}$	759

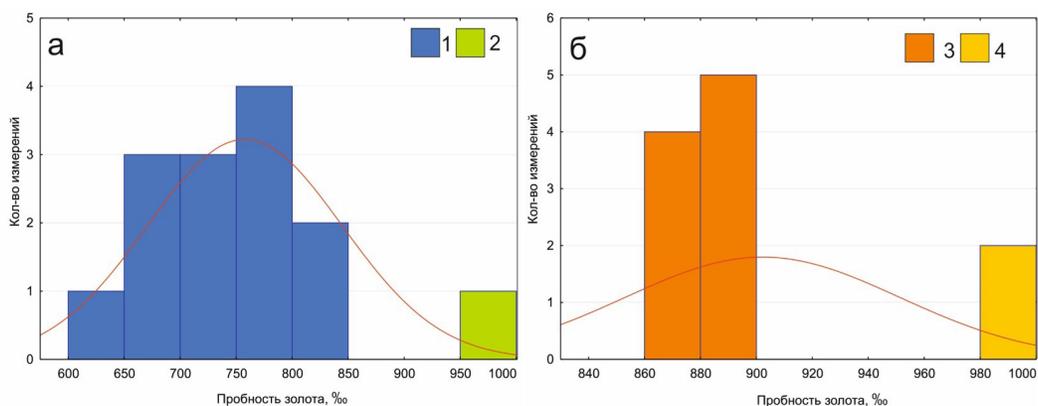


Рис. 2. Гистограмма распределения пробности золота Южно-Сухтелинского участка в ассоциации: а) сульфидной с гидроксидами железа, б) кварц-турмалиновой [Собилов, 2021].

1 – первая разновидность средне-низкопробного золота; 2 – высокопробное губчатое золото; 3 – золото в кварц-турмалиновой ассоциации; 4 – тонковкрапленное золото в гидроксидах железа.

Ag, ближе всего соответствующего по составу фишессериту (мас. %): Se 22.42, Ag 51.84, Au 26.75 ($Ag_{3.39}Au_{0.96}Se_{2.00}$).

Таким образом, в кварцевых жилах, образовавшихся на контакте гранитов и черных сланцев Южно-Сухтелинского участка, самородное золото, ассоциирующее с сульфидами и гидроксидами железа, представлено двумя разновидностями: 1) прожилковидными ангедральными агрегатами средней-низкой пробности (в среднем, 738 ‰) и 2) губчатыми зёрнами с высокой пробностью (1000 ‰) (рис. 2а). Вероятно, высокопробное губчатое золото – новообразованное, скорее всего, за счет химического переотложения. Для гипергенного золота отмечается тенденция повышения пробности по сравнению с гипогенным золотом [Зайков, 1997].

Основная часть золота – низкопробная по сравнению с ранее изученным высокопробным самородным золотом из турмалин-кварцевых жил (872–887 ‰) этого же участка [Собилов, 2021] (рис. 2б). Отличается золото и по размеру: в кварц-турмалиновых агрегатах размер зёрен золота достигает 0.9 см, а в сульфидной ассоциации – 0.05 мм. Известно, что самородное золото на Южно-Сухтелинском участке, также, как и на близлежащих проявлениях (Эльдорадо, Змеиное и Астафьевское), относится к золото-сульфидно-кварцевой формации и сосредоточено преимущественно в кварцевых жилах в гранитах [Сазонов и др., 2001]. Формирование прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации связывается с различными стадиями и уровнями по вертикали единого гидротермального процесса [Сазонов и др., 2001].

Авторы благодарны научному руководителю чл.-корр. РАН В.В. Масленникову, м.н.с. А.С. Целуйко и редакторам сборника за помощь в работе, к.г.-м.н. И.А. Блинову – за выполненные электронно-микроскопические анализы.

Литература

Зайков В.В. Минералы золота и серебра в зонах субмаринного и континентального гипергенеза мезоколчеданных месторождений Южного Урала // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 33–52.

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

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

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А., Месторождения золота Урала: Научное издание (второе и дополненное). – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. 622 с.

Собиров А.Ф., Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2021. С. 86–89.

В.А. Ванин¹, А.М. Мазукабзов¹, Д.С. Юдин²

¹ – *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Vanin_geo@mail.ru

² – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Расшифровка рудоконтролирующих складчато-надвиговых дислокаций в структуре Мараканского золоторудного узла (Северное Забайкалье): геолого-структурные и ⁴⁰Ar/³⁹Ar данные

V.A. Vanin¹, A.M. Mazukabzov¹, D.S. Yudin²

¹ – *Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

Vanin_geo@mail.ru

² – *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Decoding of ore-controlling fold-thrust dislocations in structure of the Marakan gold cluster (Northern Transbaikalia): geological-structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar data

Abstract. The structural position of the Marakan gold cluster and related Ykan and Ozherel'e gold deposits is described. The Ykan deposit with disseminated gold ores is localized in a hanging limb of partly eroded Vacha Anticline. The Ozherel'e deposit with veined gold ores is localized in a footwall limb and partly in an axial fold of the Verninskaya Syncline. The thrust zone is an ore-controlling structure. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of mica from host rocks and the ore zone of the Ykan deposit is 290–297 Ma. On the basis of geological and structural studies, it is established that the territory of the Marakan gold cluster formed during three main tectonic events. The young ages of mica are explained by the fact that part of the territory of the Marakan gold cluster was heated by granitoids of the Konkudera-Mamakan complex located at the territory of the Mama structural zone.

Введение. На территории Северного Забайкалья расположены многочисленные золоторудные месторождения различного масштаба. Крупные золоторудные объекты представлены такими месторождениями как Сухой Лог, Вернинское, Голец Высочайший и др. При длительном изучении упомянутых и других более мелких месторождений в Северном Забайкалье их структура все еще слабо изучена, а вопросы структуры Мараканского золоторудного узла в опубликованных источниках до сих пор не рассматривались.

Настоящая работа направлена на геолого-структурное выявление и изотопное ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование основных рубежей формирования складчато-надвиговых зон на территории Мараканского золоторудного узла, контролирующих процессы образования коренных место-

рождений золота. В основу работы положен материал, собранный авторами при проведении полевых работ: геолого-структурные исследования складчатых дислокаций и разрывных нарушений, данные расшифровки плоскостных тектурных элементов, морфологии и взаимоотношений золоторудных зон с вмещающими породами. Для проведения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа проводился отбор слюдястых минералов, приуроченных к различным тектурным элементам.

Методика работ. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования проводились в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) в комплексе с геолого-структурными работами. Большое внимание уделялось изучению малых структурных элементов, размерность которых варьирует от наблюдаемых в образцах до крупных структур, картируемых в пределах групп обнажений.

Структурно-тектоническая позиция Мараканского золоторудного узла. Мараканский рудный узел, включающий месторождения Ыканское и Ожерелье, расположен в зоне торцового сочленения Мамской и Бодайбинской структурных зон, которые формировались в различных геолого-структурных обстановках. Проявленные на территории рудного узла складчатые дислокации, линейные и плоскостные структурные элементы свидетельствуют о его сложном строении и длительной истории формирования. Главными структурами территории являются надвиги и складки разных порядков и деформационных этапов. Основные плоскостные тектурные элементы включают слоистость (S_0), кливаж осевой поверхности (ОП) (сланцеватость S_1), сланцеватость (S_2), кренуляционный кливаж (S_3) и линейность первого деформационного этапа (D_1), кренуляционный кливаж (S_4) и линейность второго деформационного этапа (D_2) [Ванин, Мазукабзов, 2021].

Формирование кливажа ОП и его трансформация в сланцеватость (S_1) происходили во время первого деформационного этапа (D_1). Сланцеватость (S_2) была сформирована в результате тектонической активности надвиговой зоны, контролирующей оруденение на территории месторождения Ожерелье. Сланцеватость (S_2) наложена на сланцеватость (S_1). Кренуляционный кливаж имеет две генерации и ориентировку ортогонально деформационным напряжениям.

Линейность также имеет две генерации и представлена а- и b-типами. Первая генерация линейности сформирована в результате деформационного этапа (D_1): а-линейность, представленная линейностью (минеральной ориентировкой) и бороздчатостью, отражает ориентировку сил напряжения этапа (D_1); b-линейность представлена пloyчатостью, совпадает с шарнирами складок этапа (D_1) и простирается кренуляционного кливажа (S_3). Вторая генерация линейности сформирована в результате деформационного этапа (D_2) и также представлена а- и b-типами: а-линейность отражает ориентировку сил напряжения этапа (D_2); b-линейность представлена пloyчатостью, совпадает с шарнирами складок этапа (D_2) и простирается кренуляционного кливажа (S_4).

Месторождение Ыканское в структурном плане приурочено к висячему крылу частично эродированной Вачской антиклинали 4-го порядка (рис.), которая осложняет юго-западное крыло Маракано-Тунгусской мегасинклинали. Рудовмещающими породами являются породы второй пачки верхнеаунакитской свиты. Золоторудные зоны относятся к рудам вкрапленного типа, залегают послойно и представлены углеродистыми кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами с золотоносными прожилками кварц-пирит-пирротинового состава [Иванов, 2009]. Помимо послойных золоторудных зон на месторождении присутствуют малосульфидные кварцевые прожилки. Наиболее мощные из них (от 15 см, реже до 1 м) секут слоистость (S_0) и сланцеватость (S_1).

Месторождение Ожерелье тяготеет к перевернутому крылу и частично к осевой части Вернинской синклинали 4-го порядка (рис.), осложняющей северо-восточное крыло Маракано-Тунгусской мегасинклинали 3-го порядка. Рудовмещающими являются песчаники и

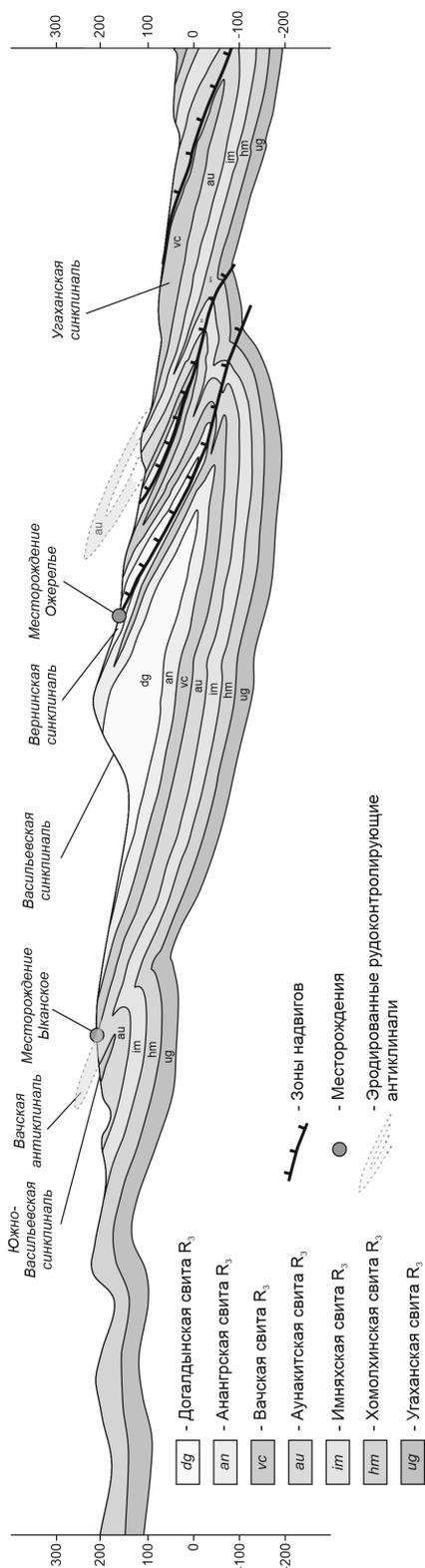


Рис. Схематический разрез Мараканского золоторудного узла.

алевролиты с прослоями углеродистых сланцев догаалдынской свиты [Иванов, 2008]. Золоторудные зоны относятся к рудам жильного типа и представлены кварцевыми прожилками и жилами мощностью до 1 м (редко более). Рудоконтролирующей структурой является зона надвига чешуйчатого строения, мощность чешуй которой может достигать 110 м. Надвиг ориентирован в север-северо-западном направлении с падением сместителя (10–30°) на северо-восток. Внутренняя структура характеризуется развитием складок, будинажа и сланцеватости (S₂), часто заполненных золотоносным кварцем. Рудоконтролирующая зона надвига рассекает слоистость и сланцеватость (S₁) (кливажу ОП).

Из разреза (рис.) через месторождения Ыканское и Ожерелье видно, что как таковой рудоконтролирующей антиклинали вблизи и на месторождении Ожерелье не существует. Ранее существовавшая рудоконтролирующая антиклираль являлась структурой 4-го порядка, располагалась в 3 км к северу от месторождения и была выполнена породами аунакитской свиты. Данная антиклираль была эродирована и, вероятно, оруденение, ранее сосредоточенное в ней, стало одним из источников для россыпи в долине р. Маракан.

Изотопное датирование ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом показало следующие результаты: возраст слюды, отобранной из пород аунакитской свиты севернее Ыканского месторождения, составляет 290.1±4.5 и 297.8±4.6 млн лет; валовой пробы, отобранной из рудной зоны аунакитской свиты месторождения Ыканское, – 293.4±4.5 млн лет; слюды, отобранной из гранитов, расположенных на территории Мамской структурной зоны – 292.4±4.6 млн лет. Полученные датировки демонстрируют более поздний возраст по отношению к ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрасту, полученному для месторождения Голец Высочайший [Ванин и др., 2022]. По неопубликованным данным А.В. Чугаева, ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст золотоносных кварцевых жил месторождения Ожерелье составляет 320 млн лет.

Обсуждение результатов и выводы. На территории Мараканского золоторудного узла выделены три главных тектонических события. Первое событие первого деформационного этапа (D₁) привело к формированию изоклинальных

складок, в настоящее время имеющих северо-западное простирание. Второе событие первого деформационного этапа (D_1) привело к формированию зон надвигов, в том числе и рудоконтролирующего золотое оруденение на территории месторождения Ожерелье. Оно также усложнило структуры, сформированные во время первого события. Третье событие второго деформационного этапа (D_2) усложнило структуры территории, сформированной в первый деформационный этап (D_1). Структуры этапа (D_1), в том числе и рудоконтролирующая зона надвига на месторождении Ожерелье, были деформированы с образованием складок конических, флексурных и куполообразных форм. Расположенные на территории Мараканского золоторудного узла месторождения Ыканское и Ожерелье имеют принципиальные отличия, касающиеся вмещающих пород, типа оруденения, приуроченности оруденения к различным структурным элементам и рудоконтролирующим структурам.

Формирование гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса в Мамской структурной зоне привело к прогреву части территории Мараканского золоторудного узла и перестройке аргоновой изотопной системы слюдяных минералов вмещающих пород. Однако прогрев не затронул территорию месторождения Ожерелье. Важно отметить, что формирование гранитоидов является заключительным масштабным событием в истории развития Мамской зоны и прилегающих территорий, что подтверждается их секущим положением по отношению к структурам территории и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным изотопного анализа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-380025.

Литература

Ванин В.А., Мазукабзов А.М. Структура золоторудного месторождения Голец Высочайший (Северное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 60–75.

Ванин В.А., Мазукабзов А.М., Юдин Д.С., Блинов А.В., Тарасова Ю.И. Наложённые деформации Герцинского времени в структуре месторождения Голец Высочайший (Байкало-Патомский пояс), ^{40}Ar - ^{39}Ar данные // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. С. 106–118.

Иванов А.И. Месторождение Ожерелье – новый тип коренных месторождений золота в Бодайбинском рудном районе // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2008. № 6 (32). С. 14–26.

Иванов А.И. Месторождение «Ыканское» – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском районе // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. № 1 (34). С. 27–36.

Д.А. Гуськов¹, М.А. Павлова^{1,2}, Д.И. Смирнов¹, Л.Р. Гембель¹, П.В. Каварзин³
¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
st072187@student.spbu.ru

² – Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс

³ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

Геологическое строение и рудная минерализация участка Джанку, Хабаровский край

(научный руководитель к.г.-м.н. С.В. Петров)

D.A. Guskov¹, M.A. Pavlova^{1,2}, D.I. Smirnov¹, L.R. Gembel¹, P.V. Kavarzin³

¹ – St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
st072187@student.spbu.ru

² – Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia

³ – St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

Geological structure and ore mineralization of the Dzhanku area, Khabarovsk region

Abstract. Two strata productive for gold of the Leviy Dzhanku stream (Khabarovsk region) are compared. The mineral composition of heavy concentrates and subalkali granites is described, as well as native gold and its structure. The gold potential of the main source for the studied strata is studied.

Объектом исследования в работе стали россыпи руч. Левый Джанку на северо-востоке Хабаровского края, в 200 км севернее пгт. Охотск. Ручей является правым притоком р. Сибегги в ее верхнем течении. Целью работы стало прогнозирование параметров коренного оруденения, являющегося источником россыпного золота. Для этого выполнен анализ минерального состава шлиховых проб, отобранных в пределах руч. Левый Джанку из двух продуктивных пластов: нижнего, залегающего на коренных породах, и верхнего, имеющего подвесной плотик. Описаны горные породы, коренные выходы которых встречены в бортах ручья, а также в плотике отработанной части россыпи. Определен состав россыпного и коренного золота. Проведен анализ гранулометрического состава, описаны морфологические особенности зерен золота.

Фактическим материалом работы стали десять представительных шлиховых проб, предоставленных компанией ООО «ГТП «Марекан» и 15 образцов коренных пород, предоставленные отделом РГПИППТ ФГБУ ВСЕГЕИ. Шлифы коренных пород описаны с помощью микроскопа LEICA DM4500 P LED. Минеральный состав шлихов определен под бинокуляром Leica M 125C (РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования»). Из шлиховых проб выделено 65 зерен золота. С помощью цифрового микроскопа Leica DVM 5000 выявлены морфологические особенности зерен золота, а также определены размеры и сделаны фотографии. Химический состав золота определен на СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС (аналитик Н.С. Власенко) (РЦ СПбГУ «Геомодель»).

Исследуемая область находится в центральной части Охотского террейна, который расположен в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса [Бискэ, 2019]. Ручей Левый Джанку берет свое начало среди субщелочных гранитов позднего мела, слагающих Ульбейский массив. Породы представлены розовато-светло-серыми гипидиоморфнозернистыми биотитовыми гранитами. Главным породообразующим минералом является микроклин с

пертитовыми вростками. Содержание полевого шпата 65 %, кварца – 30–40 %. Второстепенные минералы – биотит и редкие зерна роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, магнетитом и ортитом. Породы иногда подвержены пелитизации, альбитизации, хлоритизации [Зуев, 1985; Казакова и др., 2013].

При описании пород Ульбейского массива установлено, что породы, слагающие левый и правый берег в верховье руч. Левый Джанку, отличаются. Для правого берега характерны крупнозернистые граниты с содержанием биотита порядка 5–7 % иногда с порфировидной структурой. На противоположном берегу наблюдаются мелко-среднезернистые альбитизированные граниты. В некоторых породах встречаются кварцевые прожилки мощностью до 2 мм. Долина ручья, возможно, проходит по зоне разлома.

Ниже по течению субщелочные граниты сменяются вмещающими породами – порфировыми андезитами с крупными вкрапленниками кристаллов амфибола, размер которых составляет первые миллиметры. Иногда наблюдаются прослои туфогравелитов и туфопесчаников, выделенных как ульбериканская свита мощностью 560–700 м. Возраст пород ранне-меловой [Казакова и др., 2013]. На контакте с гранитами андезиты сильно изменены, вплоть до скарноидов с галенит-сфалеритовой минерализацией.

Ручей Левый Джанку имеет V-образную форму долины. Длина ручья до впадения в р. Сибегу составляет примерно 550 м. Ширина поймы до 100 м. Россыпь ручья имеет линейную форму и располагается в пределах средней-нижней части долины в виде лентообразной залежи. Нижний продуктивный пласт представлен валунно-галечной породой со щебенкой и дресвой. Выше залегает пласт, сложенный валунником с галькой и гравием. Его перекрывает слоистая глина с прослоями песка и суглинком. Верхний продуктивный пласт сложен валунно-галечной породой с песком и слоистой глиной. Самый верхний пласт представлен галечно-гравийной породой с валунами. Глубина залегания нижнего продуктивного пласта 10–12 м, верхнего – 2–3 м. Содержания золота в песках пластов заметно отличаются: 1230–2150 мг/м³ для нижнего («богатого») и 200–500 мг/м³ для верхнего («бедного») [Червоник, 2021].

Для определения возраста образования продуктивных пластов отобраны образцы для палинологического анализа. В результате установлено, что породы верхнего пласта образовались в условиях холодного климата с развитием растительности, характерной для тундры и лесотундры. Возраст верхнего пласта – не позднее позднего плейстоцена (QIII²⁻⁴). Нижний пласт сформировался на заболоченной или сильно увлажненной территории в условиях холодного климата. Возраст его образования – моложе среднего плейстоцена (QII²⁻⁴).

Минеральный состав шлихов верхнего и нижнего пласта в целом сходен. В них преобладают такие тяжелые минералы, как магнетит и ильменит, слагающие 60 % шлиха (рис. 1а, б). Несколько отличаются содержания менее распространенных минералов. В верхнем пласте чаще наблюдаются зерна цирконов и амфиболов. Нижний пласт обогащен монацитом, гранатом и пиритом. Акцессорные минералы обоих пластов представлены халькопиритом, галенитом, пиритом, золотом и сфалеритом. Последний чаще встречается в нижнем пласте. В россыпях наблюдались единичные зерна галенита, обладающие низкой механической прочностью, что может указывать на близкое расположение источника сноса. В верхнем пласте встречено одно зерно киновари. Минеральный состав шлихов соответствует составу горных пород, питающих руч. Левый Джанку.

Морфология зерен золота верхнего пласта разнообразна. Чаще всего наблюдаются изометричные зерна или со сложной формой, слегка удлинённые. Редко наблюдаются нитевидные изогнутые зерна. Размер может достигать 1500 мкм (в среднем, ~600 мкм). Золотины средне- и плохоокатанные. Поверхность зерен занозистая. Зерна золота часто срastaются с кварцем и полевым шпатом. Пробность золота в центральных частях зерен варьирует от 600 до 900 %, чаще встречаются зерна с пробностью 700–750 % (рис. 1в). Главной примесью

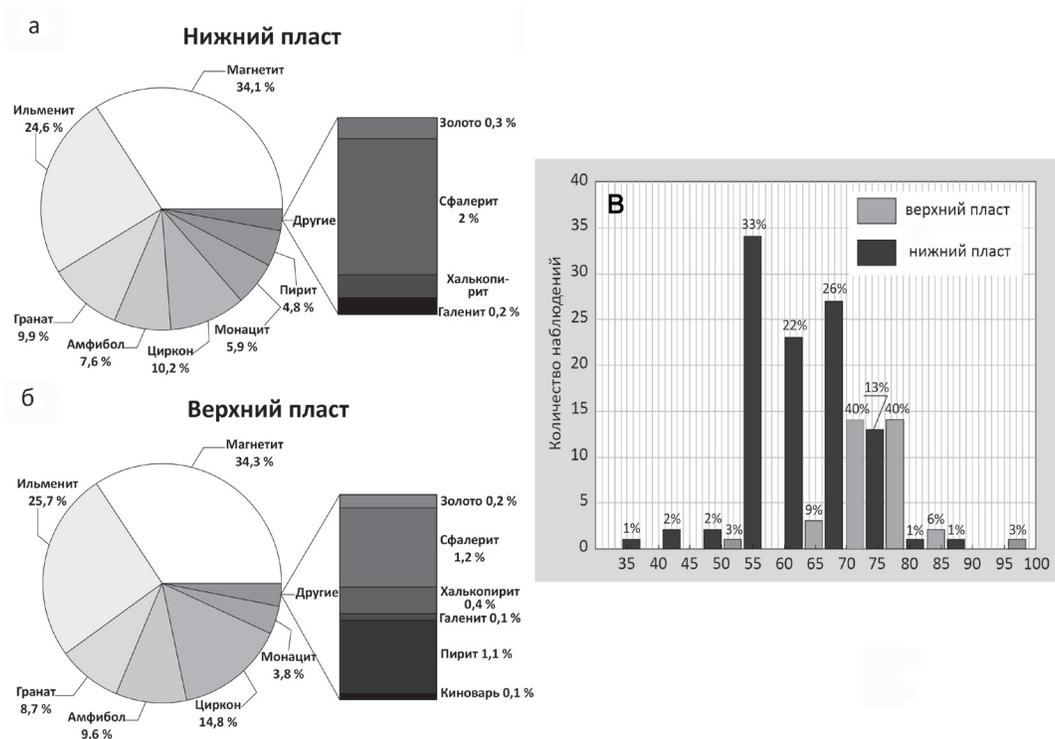


Рис. 1. Минеральный состав шлиховых проб нижнего (а) и верхнего (б) продуктивных пластов россыпи руч. Левый Джанку и гистограммы распределения пробности золота (в) в центральных частях зерен из верхнего и нижнего продуктивных пластов.

является Ag. Пробность золота на периферии зерен значительно выше, чем в центральной части и составляет, в среднем, 950 ‰.

Зерна золота из нижней россыпи имеют сложные, изометричные, иногда изогнутые формы. В отличие от верхнего пласта удлиненные зерна встречаются реже. Средний размер зерен несколько больше, чем в верхней россыпи, и составляет 800 мкм. Зерна золота сростаются с кварцем, мусковитом, полевым шпатом и гематитом; на них также наблюдаются отпечатки этих минералов. Большинство зерен плохоокатанные. Центральная часть зерен имеет широкий диапазон пробности от 500 до 900 ‰, чаще всего 650–750 ‰ (рис. 1в). Главной примесью является Ag, каймы зерен имеют высокую пробность (900–1000 ‰).

На участке также обнаружен образец скарнированной кварц-карбонат-серцит-хлоритовой породы из зоны контакта с галенит-сфалеритовыми прожилками и видимым золотом. Подавляющая часть золота локализуется в галените (рис. 2) в виде включений либо на участках прорастания галенита со сфалеритом. Форма выделений золота удлиненная с неровными извилистыми границами. Размер достигает 0.80×0.02 мм, в среднем, 0.1–0.5 мм. Пробность коренного золота варьирует от 806 до 836 ‰.

Присутствие в шлиховых пробах зерен галенита, сфалерита, а также золота с пробностью более 800 ‰ в центральных частях позволяет предполагать, что золото-полисульфидная минерализация, приуроченная к приконтактовым измененным вулканитам, может являться одним из коренных источников, питающих россыпь. Количество зерен с высокой пробностью в пробах составляет только 5–6 ‰. Судя по гистограммам распределения пробности золота (рис. 1в), основной питающий источник россыпи должен содержать золото меньшей пробы, а

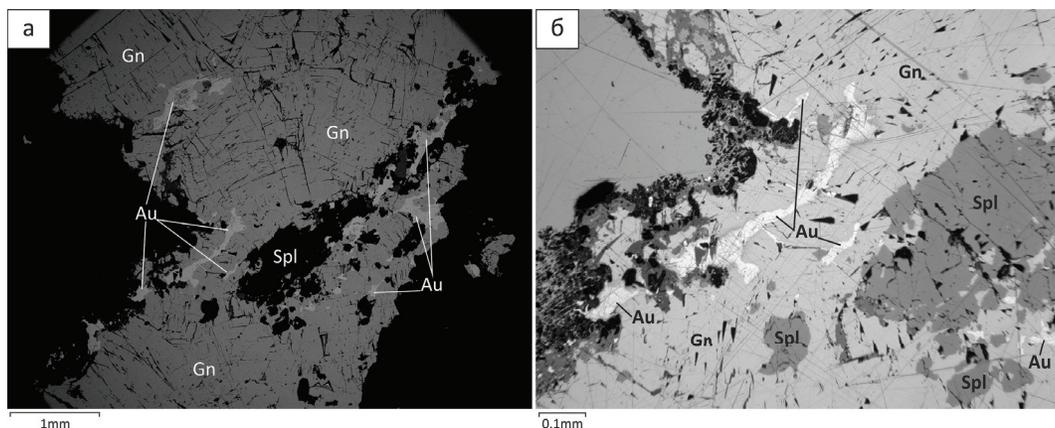


Рис. 2. Галенит-сфалеритовая жила с прожилковидным выделением золота: а) СЭМ-фото, б) отраженный свет.

Au – золото, Gn – галенит, Spl – сфалерит.

пробность золота верхнего пласта должна составлять 700–750 ‰. Для нижнего пласта можно предположить два коренных источника: более богатый с пробностью золота 700–750 ‰ и бедный – с пробностью золота 650–700 ‰. На основании слабой окатанности зерен золота и наличия сростков с кварцем и другими породообразующими минералами, можно сделать вывод, что основной коренной источник расположен в непосредственной близости к россыпи и, скорее всего, относится к золото-кварцевой формации.

Литература

- Бискэ Ю.С. Геология России. Курс лекций. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2019. 218 с.
- Зуев 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, 1985. 254 с.
- Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.
- Червоник Н.С. Сравнительная характеристика россыпного золота ручьев Левый Джанку и Гранитный. Дипломная работа (диссертация магистра геологии). Санкт-Петербург: СПбГУ, 2021.

В.Н. Голдырев, Б.М. Осовецкий, В.А. Наумов
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь
vg121297@yandex.ru

Золотоносные взрывные брекчии месторождения Жильное (Чукотка)

V.N. Goldyrev, B.M. Osovetsky, V.A. Naumov
Perm State University, Perm, Russia
vg121297@yandex.ru

Gold-bearing explosive breccias of the Zhilnoe deposit (Chukotka)

Abstract. The results of study of gold-bearing explosive-hydrothermal breccias of the Zhilnoe epithermal gold-silver deposit are presented. According to geological exploration (furrow and core testing), the ore bodies of the deposit are associated with breccias, the Au content of which reaches 90 g/t. The breccia matrix consists of pyrite-quartz material. The most characteristic precious metal mineral is abundant argentite of various morphology and size.

Введение. Горные и буровые работы на эпитегрмальном золото-серебряном месторождении Жильное на Чукотке ведутся с 2007 г. Однако, несмотря на перспективность объекта, добыча руды так и не началась. Основными проблемами геологических работ на месторождении являются сложность оконтуривания рудных тел. Даже название объекта является противоречивым, т. к. мощные кварцевые жилы редки и, как правило, не рудоносны. Рудными телами считаются минерализованные зоны среди кварцевых жильно-прожилковых зон в метасоматически измененных (аргиллизация, окварцевание, серицитизация, пропицитизация) дацитах. На месторождении прослеживаются зоны взрывно-гидротермальных брекчий (рис. 1) с черным цементом, предположительно, содержащим органическое вещество и часто – с повышенными содержаниями благородных металлов. Цель данного исследования – изучение вещественного состава и благороднометалльной минерализации взрывных брекчий.

Методы исследования. Наиболее типичные образцы были отобраны из полотна траншеи В.Н. Голдыревым. Минеральный состав пород определен в шлифах в ЦКП Пермского государственного национального исследовательского университета (аналитик Е.М. Томила) с использованием поляризационного микроскопа Nikon Eclipse LV 100 Pol (Nikon, Япония). Вещественный состав цементирующего вещества проанализирован с помощью СЭМ JSM 7500F (Jeol) с холодной эмиссией и JSM 6390LV (Jeol) с ЭДС INCA ENERGY 350 (Oxford Instruments) (аналитик Б.М. Осовецкий).

Краткая геологическая характеристика. Исследованная территория расположена в пределах субширотного сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), представляющего пограничную структуру в области максимального сжатия на северо-восточной окраине Азии, обусловленного расширением Тихоокеанской плиты. ОЧВП наложен на вещественные комплексы Кони-Танюерерской складчатой системы Корякско-Камчатской складчатой области [Бельй, 1994; Полин, 1990].

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования амгеньской толщи (K_2am_3) и локально развитые отложения экитыкинской свиты (K_2ek), прорванные плутоническими интрузивами, субвулканическими телами и дайками экитыкинской вулканоплутонической ассоциации. Породы рудовмещающей амгеньской толщи представлены лавовыми покровами дацитов с прослоями лапиллиевых туфов и лавобрекчий дацитового состава; породы экитыкинской свиты – вулканитами андезит-базальтового состава.



Рис. 1. Эксплозивно-гидротермальная брекчия месторождения Жильное.

В геолого-структурном плане месторождение расположено в зоне меридиональных дугообразных разломов, пересекающих (осложняющих) фланг вулканокупольной структуры и сопровождаемых полями гидротермально измененных пород, кварцевыми жилами и зонами прожилкового окварцевания с установленной золото-серебряной минерализацией. Нередко указанные разломы представляют собой зоны тонкой трещиноватости, что затрудняет их диагностику в полевых условиях [Читалин и др., 2016]. Характерной особенностью месторождения Жильное является резкое преобладание Ag над Au. Среднее значение Ag/Au отношения (СЗО) по результатам повариантного подсчета запасов составляет 237.4–244.9.

Результаты работ. В 2019 г. в ходе разведочных работ ООО «Канчалано-Амгуэмская площадь» траншей и рядом скважин была вскрыта зона эксплозивно-гидротермальных брекчий (рис. 1). По данным бороздового и кернового опробования, содержания благородных металлов в отдельных пробах составляют 10–20 г/т Au и 100–3500 г/т Ag. Мощность зон брекчий достигает 25 м. В них, начиная от дневной поверхности, увеличиваются содержания благородных металлов до максимальных значений в интервале 25–75 м, которые затем падают до практически полного отсутствия на глубине 130 м. Далее их уровень остается неизменным и сопровождается высокими значениями СЗО. Максимальные содержания ($Au_{\text{усл.}}$ 40–90 г/т) отмечаются в центральной части трубок брекчий.

Установлено, что зоны развития брекчий связаны с участками высокой трещиноватости пород. Часто их сопровождают жильно-прожилковые зоны, участки интенсивных метасоматических изменений (окварцевание, полнопроявленные аргиллизиты). Золотоносность брекчий не постоянна, однако при появлении брекчий происходит резкое повышение содержания благородных металлов в сопровождающих зонах интенсивных метасоматических изменений и жильно-прожилковой минерализации. Появляется возможность оконтуривания рудных тел (рис. 2). В этих же зонах, вдали (на расстоянии 30 м и более) от брекчий, Au и Ag практически отсутствуют. Этот факт позволяет сделать вывод о том, что оруденение связано с наложенными зонами интенсивных метасоматических изменений и жильно-прожилковыми зонами, а брекчии играют роль коллекторов, т. е. существует пространственная связь брекчий и благороднометалльной минерализации.

Вещественный состав. Образцы представляют собой брекчии с гидротермальным сульфидизированным цементом. Под биноклем обломочный материал (70 об. %) представлен сильноокварцованными дацитами, карбонатом и кварцем. Из породообразующих минералов в брекчиях наиболее распространены кварц и калиевые полевые шпаты, которые

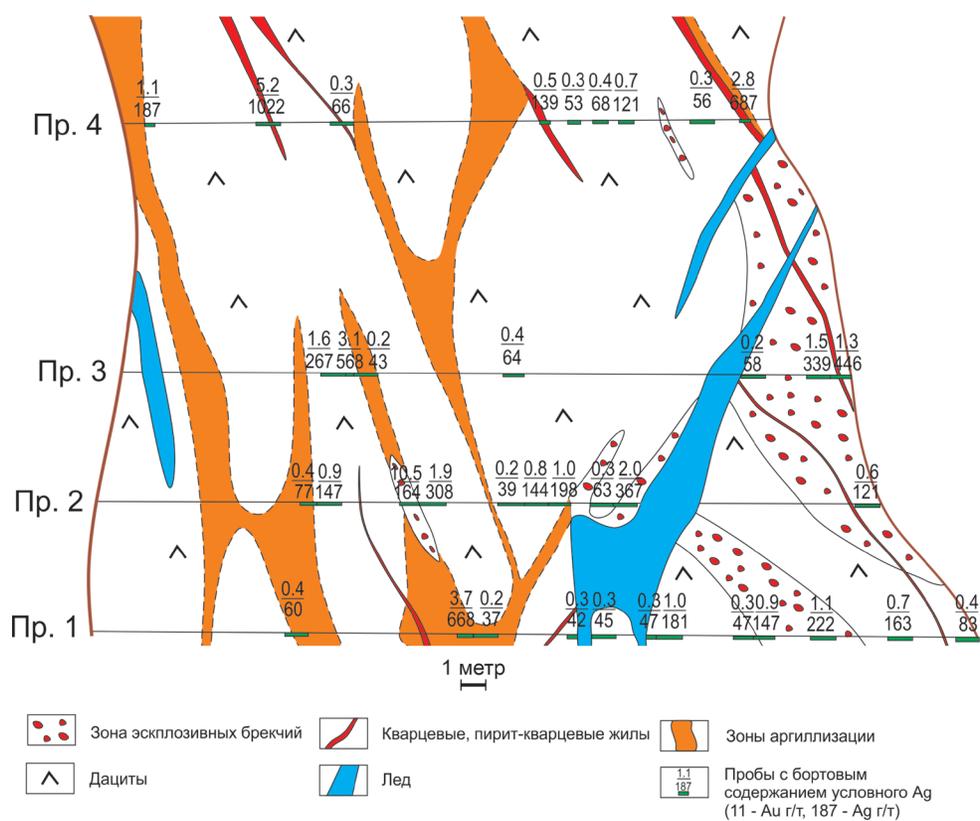


Рис. 2. Зарисовка участка полотна траншеи месторождения Жильное.

образуют сплошные агрегаты. Часто присутствуют кварц-полевошпатовые зоны, которые являются, вероятно, результатом интенсивного метасоматоза. В таких зонах полевой шпат присутствует в виде «островков» в поле кварца. Химический состав центральных зон зерен калиевого полевого шпата близок стехиометрическому. Иногда в качестве примесей присутствуют сера и железо, указывая на присутствие микровключений пирита.

Хлориты в виде хлопьевидных и чешуйчатых агрегатов заполняют прожилки в породе и иногда образуют локальные зоны интенсивной хлоритизации. Иногда в пределах этих зон образуются агрегаты пирита. Хлориты относятся к подгруппе магнезиально-железистых разновидностей. Содержание MgO превышает 20 мас. %, повышенное содержание отмечено и для Al_2O_3 (около 20 мас. %). Наиболее характерным является присутствие около 5 мас. % MnO, что свидетельствует о присутствии пеннатитового минала. Присутствие SO_3 (около 2 мас. %) указывает на насыщенность хлоритов тонкодисперсным пиритом.

В кварц-полевошпатовой матрице эпизодически встречается перовскит в виде скопленных новообразованных кристаллов изометрической или удлиненной формы.

Пирит широко распространен в породе. Помимо множества мелких выделений, присутствуют зоны сплошной пиритизации. Из основных форм его нахождения наиболее распространены следующие: 1) одиночные кристаллы часто кубической формы размером до 50 мкм, 2) скопления мелких кристаллов и зерен часто округлой формы, 3) сплошные зоны пиритизации в виде цепочек или на контакте кварца с полевым шпатом. Химический состав пирита близок стехиометрическому. В качестве микропримесей почти постоянно присутствует As (иногда свыше 1 мас. %), реже встречаются Sb, Cu, Zn и Bi.

Галенит часто находится в виде микровключений в кристаллах кварца и пирита. Зерна галенита имеют угловатую форму, нередко ветвистую или прожилковатую. Размер зерен обычно 10–20 мкм. В химическом составе галенита всегда присутствует As (иногда более 3 мас. %). В некоторых индивидах присутствуют Au и Ag. Характерны также примеси Cu (до 3 мас. % и более) и Co. Очень редко присутствуют Sn и Ge. Иногда встречаются сростки галенита с аргентитом. Реже встречается халькопирит в виде мелких зерен и очень редко – самородная медь. В некоторых зернах халькопирита присутствует Ag.

Наиболее характерным минералом Ag является аргентит. Относительно крупные (более 10 мкм) зерна аргентита отличаются сложной формой и встречаются в центральных частях зерен пирита, занимая пустоты. Особенно крупными (до 100 мкм и более) являются зональные включения в кварце. Ряд признаков указывает на их послынные нарастания на более ранние выделения и захват в процессе роста кристалликов пирита. Часто зерна аргентита в кварце или пирите образуют скопления, нередко они сопровождаются более мелкими выделениями. Химический состав аргентита непостоянен из-за влияния вмещающих минералов, обычно, пирита, судя по присутствию в анализе Fe (почти до 7 мас. %). Колебания в содержании S (9.5–15.5 мас. %) также обусловлены влиянием пиритовой матрицы. Наиболее характерными элементами-примесями являются Zn, Cu, Hg, Ni, Pb, Cd, As. В одном зерне (с присутствием As) обнаружено золото.

Микровключения аргентита размером менее 5 мкм наиболее часто присутствуют в пирите, а также в кварце. Они нередко имеют овальную форму, но обычно сложную и удлиненную. Очень характерно присутствие мелких выделений аргентита на контактах зерен кварца и пирита, в также в микротрещинах в пирите. В химическом составе мелких зерен аргентита всегда присутствуют элементы вмещающего минерала (Si, O для кварца или Fe – для пирита). Характерными элементами-примесями в аргентите являются Cu, Ni, Hg, Co, Pb и др. Важно отметить случаи присутствия Au, обычно в количестве до 1.5 мас. %, в одном случае – около 25 мас. %, которые, скорее всего, отражают присутствие мельчайших включений самородного металла или сульфидов Ag и Au (например, петровскита или ютенбогардтита).

Заключение. Данные бороздового опробования по полотну траншеи позволяют сделать вывод, что брекчии не являются как таковым рудным телом, однако интервалы с повышенным содержанием благородных металлов расположены в непосредственной близости от зон развития брекчий. Их наличие свидетельствует о наличии мощной гидротермальной системы. Закономерность пространственной взаимосвязи брекчий и рудных интервалов позволяет рассматривать их как косвенный поисковый признак эпитермальных месторождений. Из благородных металлов в брекчиях преобладает Ag в форме аргентита, который наиболее часто находится в свободной форме, иногда в сростании с самородным серебром. Зерна аргентита присутствуют в тесной ассоциации с пиритом и кварцем. Также обнаружено золото в виде включений на поверхности зерен аргентита. Данные о форме проявления и составе благороднометалльных фаз послужат важным материалом для организации системы дробления, обогащения и извлечения металлов из вещества месторождения. Изучение этих фаз необходимо для понимания особенностей техногенно-минеральных образований, которые будут сформированы в результате обработки месторождения.

Литература

Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 228 с.

Читалин А.Ф., Агапатов Д.Д., Штенгелов А.Р., Усенко В.В., Фомичев Е.В., Гришин Е.М., Воскресенский К.И. Сдвиговая тектоника и золотоносность Колымско-Чукотского региона // Материалы конференции «Майнекс Дальний Восток», 2016. https://minexforum.com/wp-content/uploads/2016/07/4.CHitalin-i-dr_Sdvigovaya-tektonika-i-zolotonosnost-Kolymsko-CHukotskogoregiona_2016.pdf.

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

О возможности рентгенофлуоресцентного опробования на золото подготавливаемых, добываемых и перерабатываемых руд месторождения Абыз и Карагайлинской обогатительной фабрики ТОО «Корпорация Казахмыс»

Z.T. Abdrakhmanova, A.N. Kahn, R.V. Yun, S.A. Efimenko
Corporation Kazakhmys, Karaganda, Kazakhstan
Serg_yef@vail.ru

Possibility of X-ray fluorescence testing for gold of prepared, mined and processed ores of the Abyz deposit and Karagaily concentrating plant of the Kazakhmys Corporation

Abstract. The work considers the problems of geological exploration and mining operations at the mines of Kazakhmys Corporation with portable laboratory energy-dispersive X-ray fluorescence (EDXRF) spectrometers, as well as ore control stations (CS), providing options for X-ray fluorescence sampling and analysis for gold of ores of the Abyz deposits. Among various EDXRF spectrometers, the final choice was made in favor of the Kazakh Aspap Geo Company (Almaty, Kazakhstan): portable EDXRF spectrometer RPP-12T (34 elements: Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Sn, Sb, Bi, Se, In, Pd, Te, W, Th, U), stationary laboratory spectrometer RLP-21T (42 components: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, S_{total}, SiO₂, Mo, Se, CaO, Mn, Al₂O₃, P, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, BaSO₄, Ta, W, Hg, Bi, Th, U, In, Te) and EDXRF Ore Control Station (RCS) RLP-21T (Cu, Zn, Pb, Fe, Ag, Cd).

ТОО «Корпорация Казахмыс» является крупнейшим производителем катодной меди в Казахстане. Шахты и карьеры ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет» и ПО «Карагандацветмет» горно-обогатительного комплекса разрабатывают месторождения медьсодержащих полиметаллических руд сложного вещественного состава: Жезказган, Жаман-Айбат, Жиландинская группа (Итауз, Восточная Сарыоба, Западная Сарыоба, Кипшакпай, Карашошак), Кобырат, Саякская группа, Шатырколь, Нурказган, Абыз, Акбастау, Кусмурын. Наиболее обогащены золотом руды месторождения Абыз, которые перерабатываются на Каргайлинской обогатительной фабрике.

Месторождение Абыз относится к золото-колчеданно-медно-свинцово-цинковому подтипу колчеданных месторождений. На месторождении выявлено две залежи – Восточная и Западная, включающих шесть линзовидных и линзовидно-пластовых рудных тел с крутым (45–80°) западным падением. Средние содержания элементов в рудах составляют: Pb – 0.38 % (0.02–2.0 %), Zn – 3.57 % (0.05–38.0 %), Cu – 1.60 % (0.02–15.0 %), Au – 4.7 г/т (0–150 г/т), Ag – 42.0 г/т (3–980 г/т), S – 23.25 % (3–50 %), Se – 22.9 г/т (0.5–150 г/т), Te – 48.8 г/т (22–300 г/т), Cd – 120 г/т (10–1200 г/т), In – 15 г/т (0.5–390 г/т), Hg – 6.0 г/т (0.3–70 г/т).

Верхняя часть месторождения Абыз разрабатывалась карьером. В настоящее время разработка месторождения ведется подземным способом. В работе описаны три направления рентгенофлуоресцентного опробования (РФО) и анализа (РФА) подготавливаемых, добываемых и перерабатываемых руд на золото приборами, выпускаемыми ТОО «Аспап Гео» (г. Алматы, Казахстан): 1) рентгенорадиометрическое опробование (РФО) руд в естественном залегании, в отбитой горной массе у забоя, на складах готовой продукции с помощью переносных рентгенофлуоресцентных энергодисперсионных (EDXRF) спектрометров РПП-12Т; 2) РФО порошковых проб руд с помощью стационарных EDXRF спектрометров РЛП-21Т; 3) РФО руд на ленте технологических конвейеров с помощью EDXRF рудоконтролирующих станций (РКС) РЛП-21Т.

Нами также рассматривались иностранные спектрометры: BPA-135F, Clever C-31, PEAN 01-03 HM (Россия); Minipal-4, Spectro-Xepos, Rigaku NEX CG, EX-Calibur, S2-Puma, SUPER XRF 2400, EDX 700P/8000 P/8100P, S2 RANGER, Epsilon-3 XLE (иностранное производство), лабораторные спектрометры линейки Elvax (Mini, X2, X3 или в современной транскрипции: Basic, Pro и Plus) (Украина), спектрометры казахстанского производства в лице линейки спектрометров СРВ-1 (ТОО «Техно-Аналит», г. Усть-Каменогорск): СРВ-1В, СРВ-1М и СРВ-1; переносные спектрометры СПЕКТРОСКАН-ГЕО (Спектрон, г. Санкт-Петербург), МАРФ-003 (ООО «Научно-производственная компания «АТОМ Электроникс», г. Екатеринбург), спектрометры Elvax-Geo, Elvax ProSpector и Elvax ProSpector 3, (Elvatech, Украина), спектрометры Delta и Vanta (Olympus Scientific Solutions Americas Corporation, США), S1 TITAN 800 (Bruker AXS Handheld LTD, США), The Niton XL3t 955 Ultra Mining Analyzer (Thermo Fisher Scientific Inc., США), EDX Pocket (Skyray Instrument, Китай); РКС сканер энергодисперсионный с лазерной триангуляцией СканХ-3Д (Красс Радос, г. Красноярск), РКС-КМ (ООО «Технорос», г. Красноярск) и ООО «Техносорт» (г. Екатеринбург) и иностранные РКС ОХЕА и CON-X.

ТОО «Корпорация Казахмыс» многие годы ведет политику максимально широкого использования EDXRF спектрометров казахстанского производства. Причины: а) высокая надежность; б) гибкость (в список определяемых элементов могут включаться только необходимые элементы); в) оснащенная ремонтная база ТОО «Аспап Гео» обеспечивает максимально быстрый ввод в эксплуатацию отказавшей аппаратуры.

Первая геологическая задача может быть решена по одному из двух направлений: РФО руд прямым рентгенофлуоресцентным методом (РФМ) и РФО руд по корреляции золота с другими элементами.

По первому направлению переносной спектрометр РПП-12Т определяет содержания Au по аналитической линии AuL α . Однако погрешность РФО руды на золото будет выше основного РФО на золото (например, 0.0031 ± 0.0035 % Au). Для получения более точных результатов необходимо отказаться в рентгенооптической схеме от промежуточной мишени из Те и установить мишень из элемента с меньшим Z, однако в этом случае из РФО выпадает ряд элементов, в том числе и Ag. РФО может проводиться при неизменной рентгенооптической схеме, но тогда надежный РФО на золото можно проводить только при его высоких концентрациях (20 г/т). По второму направлению необходимо провести тщательную математическую обработку содержаний Au с другими элементами на предмет наличия множественной корреляции. В этом случае содержания Au могут быть определены расчетным путем в зависимости от содержаний ряда элементов, определяемых спектрометром РПП-12Т при РФО руд. Этот способ может обеспечить определение содержаний Au от 1 г/т.

Решения второй геологической задачи оказались аналогичными, только инструментом будет стационарный EDXRF спектрометр РЛП-21Т последнего поколения.

Содержания некоторых элементов, полученные по результатам РФА проб с добавками 10 (А) и 20 (А) г/т золота

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
Lu	<0.0001 %	Ta	<0.001 %	Lu	<0.0001%	Ta	<0.001 %
W	<0.001 %	Au	10.17±0.60 г/т	W	<0.001%	Au	22.82±0.60 г/т
Bi	<0.001 %	Th	6.81±0.50 г/т	Bi	<0.001%	Th	6.88±0.50 г/т

Существуют перспективы определения содержания Au посредством прямого (без использования кислотного разложения навесок проб и осаждения золота на твердый экстрагент – ионообменную смолу) РФА на спектрометре РЛП-21Т. Например, ТОО «Аспап Гео» по заказу Аналитической лаборатории ТОО «Центр Консалтинг» разработало модификацию спектрометра РЛП-21Т на 42 элемента (с золотом, но без теллура). В таблице приведены процентные содержания некоторых элементов двух породных проб, в которые методом добавок были введены 10 и 20 г/т золота.

Результаты РФА этих проб на золото получились обнадеживающими. Предстоят дополнительные исследования проб с меньшими содержаниями Au. Однако даже если максимально оптимизировать условия возбуждения линий L-серии золота, увеличить экспозицию измерений и перейти на прессование проб, вряд ли удастся выполнять РФА с точностью третьей категории (точность рядового химического анализа) при содержаниях золота в пробах меньше 1 г/т.

По третьему направлению проведение РФО на золото, начиная с содержаний 1 г/т с применением EDXRF РКС РЛП-21Т, теоретически возможно, как прямым РФМ, так и по множественной корреляции с компонентами, слагающими руду. Применительно к КОФ, РКС РЛП-21Т установлена на конвейере № 4, где крупность дробленой руды составляет 50 мм. Это очень благоприятное обстоятельство для РФМ.

Для оптимизации условий возбуждения L-серии золота в рентгенооптической схеме РКС РЛП-21Т мишень из Те или La следует заменить (методом подбора) на мишень из элемента с меньшим Z. Чувствительность РФА по золоту сильно увеличится, но ряд элементов, включая Ag, из списка элементов РФА исчезнет. Поэтому РФО руд на конвейере № 4 КОФ на золото на РКС РЛП-21Т, скорее всего, возможен путем использования двух РКС: стандартной на все элементы и РКС, заточенной на РФО руд на золото.

В отношении РФО на РКС РЛП-21Т с использованием множественной корреляции между содержаниями Au и других элементов, не исключается возможность достижения чувствительности РФО руд месторождения Абыз на золото на уровне 1 г/т, а, быть может, и меньше. В любом случае, задачи РФО руд в естественном залегании и в отбитой горной массе, РФА порошковых проб руд, РФО с использованием РКС РЛП-21Т с целью определения содержания золота на уровне 1 г/т в рудах месторождения Абыз представляются возможными.

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ

М.А. Юдовская

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

Роль контаминации в образовании норильских месторождений

М.А. Yudovskaya

*Institute of Geology 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 Norilsk deposits

Abstract. The presentation considers the existing models of the formation of the Norilsk sulfide deposits. Evidence is presented in favor of the hypothesis that the upper crustal material was assimilated by picritic magmas ensuring the saturation of the melts in sulfur and fluid components. Early magmatic degassing resulted in the specific composition of low-sulfide PGE mineralization in the upper endocontact of the differentiated intrusions.

Модели образования гигантских скоплений сульфидов норильских месторождений в протяженных, но узких и маломощных интрузивах можно разделить на две группы. Первая группа объединяет модели, предполагающие, что магматические сульфиды отделялись от расплава, являющегося материнским для вмещающих их интрузивов, и концентрировались в резидентных камерах, представляющих собой каналы единой вулcano-интрузивной проточной магматической системы [Радько, 1991; Naldrett et al., 1992]. Из этого следует вывод, что рудоносные магмы отличаются от нерудоносных и, таким образом, основным объектом поисков являются интрузивы специфического норильского типа, характеризующиеся полно дифференцированным строением, т. е. присутствием пикритовых и такситовых разновидностей, а также лейкогаббро. Модели второй группы помещают концентрирование и обогащение сульфидов на глубину, в мантию или в нижнюю кору [Криволицкая, 2014], предполагая таким образом, что захват палеосульфидов базальтовыми магмами носит случайный характер, специфические рудоносные магмы не существуют, и поисковые стратегии должны быть направлены на поиски структур глубокого заложения, по которым захороненные сульфиды могли быть привнесены в резидентную камеру. Захоронение сульфидного материала в низах коры при этом не снимает проблемы его первичного концентрирования до таких огромных объемов, а переносит ее в область спекуляций.

Кажущаяся очевидной корреляция уникальных запасов сульфидов с огромным объемом трапповых базальтов послужила основой для идей, связывающих образование рудоносных магм с эволюцией базальтовых расплавов в промежуточных очагах. Предполагается, что в проточных системах или зонах кристаллической «каши» магмы испытывали смешение, дифференциацию и экстракцию расплавов, а также ассимиляцию вмещающих пород, инициировавшие сульфидное насыщение. Разница между моделями первой и второй группы состо-

ит в том, что первые помещают такие очаги в верхнюю часть коры, сложенную в Норильском районе карбонатными, терригенными и эвапоритовыми породами [Рябов и др., 2018], тогда как вторые предполагают, что этот процесс происходил на глубине в средней или нижней коре (например, [Yao, Mungall, 2021]). Состав материала средней, а тем более нижней коры под западной окраиной Сибирского кратона достоверно неизвестен, тогда как обогащенность верхнекоревых палеозойских отложений осадочной серой в виде сульфатов, сульфидов и сероводородных газов позволили М.Н. Годлевскому и Л.Н. Гриненко [1963] выдвинуть идею о том, что обогащение магматических сульфидов тяжелым изотопом серы по сравнению с серой мантийного происхождения вызвано ассимиляцией рудоносной магмой серы осадочного происхождения. В ходе дальнейших исследований были показаны (1) значимо отличающиеся изотопные составы серы трех основных рудоносных интрузивов, отражающие локализацию на разных уровнях вмещающего разреза [Изотопная..., 2017; Malitch et al., 2014], (2) положительная корреляция между количеством сульфидов и утяжелением их изотопного состава [Гриненко, 1987], а также (3) тренд утяжеления изотопного состава серы сульфидов по ходу внедрения Хараелахского интрузива [Кетров и др., 2022], указывающий на прогрессирующую контаминацию в резидентном канале.

Sr-Nd изотопная система показывает два основных тренда для изверженных пород Норильского района [Arndt et al., 2003]. Первый тренд характеризуется повышением значений первичного Sr изотопного отношения и снижением значений ϵNd , отвечая, возможно, смешению мантийного компонента с материалом архейского-протерозойского фундамента Сибирского кратона. Второй субгоризонтальный тренд на Sr-Nd изотопной диаграмме отличается увеличением вклада радиогенного Sr при постоянстве состава Nd и характерен для многих интрузивов, в том числе рудоносных, внедрившихся в эвапоритовые и карбонатные отложения. Постоянство значений ϵNd в этом случае обусловлено низкими содержаниями Nd в карбонатах и эвапоритах [Callegaro et al., 2021].

Глобулярные текстуры дегазации, широко распространенные в такситовых и пикритовых габбродолеритах, говорят о сосуществовании силикатного расплава, сульфидной жидкости и флюида, т. е. о достижении тройной несмесимости на высокотемпературном этапе. Учитывая, что по данным изучения расплавных включений кумулусный высоко-Ni оливин кристаллизовался из расплава, обедненного летучими компонентами [Криволуцкая, 2014], можно предположить, что достижение флюидного насыщения и выделение сульфидной жидкости произошли после кристаллизации фенокристов оливина, состав которого не демонстрирует обеднения Ni. Свидетельства нуклеации и агломерации флюидных пузырьков на кристаллах хромита показывают, что фенокристы хромита также уже присутствовали в расплаве. Обилие флюида на магматической стадии нетипично для пикритовых расплавов с содержаниями магматической воды менее 0.5–1.0 мас. %, т. к. такие расплавы достигают флюидного насыщения только при высокой доле кристаллизации. Обширная дегазация в субликвидусных условиях, скорее всего, является результатом растворения магмой осадочного материала, богатого летучими компонентами при его дроблении и транспортировке в динамичных условиях проточных каналов. Присутствие ксеногенного флюида на магматическом этапе способствовало флюидному переносу ЭПГ. Флюидное концентрирование ЭПГ, наряду с доминирующим фракционированием в сульфидную жидкость, определили высокий ЭПГ тенор сульфидов малосульфидной платинометальной минерализации в верхнем эндоконтакте интрузивов.

Магматическая эрозия вмещающих позволяет также решить проблему пространства и «вставленного» характера локализации интрузивов, при этом избыток Са при растворении карбонатов приводит к образованию плагиоклазовых кумулатов, формирующих зоны кристаллической «каши» с многочисленными ксенолитами в верхней и нижней краевых зонах

интрузивов. Совместное присутствие лейкократовых кумулатов в краевых зонах и пикритовых габбродолеритов в центральной части является признаком принадлежности интрузива к полнодифференцированному рудоносному типу, что предполагает тесную связь образования такситовых габбродолеритов и магматического сульфидного рудообразования. Вместе с тем, лейкогабброидные интрузивы без пикритовых разностей не несут экономической минерализации, также как и интрузивы с высокой долей пикритовых габбродолеритов, но без краевых лейкогабброидов (например, как Микчангдинский интрузив) не содержат тел массивных руд.

Исследования поддержаны Российским Научным Фондом (грант 21-17-00119).

Литература

Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // *Геохимия*. 1963. № 1. С. 14–22.

Гриненко Л.Н. Генетическая модель формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на основании изотопно-геохимических данных // *Построение моделей рудообразующих систем*. Новосибирск: Наука, 1987. С. 119–128.

Изотопная геология норильских месторождений / Под ред. О.В. Петрова. СПб: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.

Кетров А.А., Юдовская М.А., Шелухина Ю.С., Веливецкая Т.А., Паламарчук Р.С. Источники и эволюция изотопного состава серы сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологодчанского интрузивов (Норильский рудный район) // *Геология рудных месторождений*. 2022. В печати.

Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2014. 305 с.

Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 1991. № 11. С. 19–27.

Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах сибирской платформы по изотопным данным // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 8. С. 1176–1194.

Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk–Talnakh Cu–Ni–PGE sulfide deposits // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. P. 495–515.

Callegaro S., Svensen H.H., Neumann E.R. et al. Geochemistry of deep Tunguska Basin sills, Siberian Traps: correlations and potential implications for the end-Permian environmental crisis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. Vol. 176. Article no. 49.

Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes // *Lithos*. 2014. Vol. 204. P. 172–187.

Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Gorbachev N.S., Doherty W. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implication to the origin of the Ni-Cu ores // *Economic Geology*. 1992. Vol. 87. P. 975–1004.

Yao Z., Mungall J.E. Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Norilsk // *JGR Solid Earth Research*. 2021. Vol. 126. Article e2020JB02082.

С.Ю. Степанов¹, А.В. Козлов²

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

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

Структурно-вещественные закономерности проявления благороднометалльной минерализации в интрузивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Урале

S.Yu. Stepanov¹, A.V. Kozlov²

*¹ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
Stepanov-1@yandex.ru*

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

Structural and compositional features of noble metal mineralization in dunite-clinopyroxenite-gabbro intrusives of the Urals

Abstract. The results of study of the structural and compositional features of noble metal mineralization in rocks of the Urals dunite-clinopyroxenite-gabbro intrusions are presented. Among platinum group elements, Pt, Ir, and Os are dominant in dunites and they mainly occur in form of intermetallides in chromitites. In contrast, Pt and Pd, as well as Au, are dominant in clinopyroxenites and gabbro, occur as tellurides, sulfides, arsenides, and stibnides and are commonly associated with Cu sulfides. The results of geological, geochemical, mineralogical-petrographic, and structural studies indicate a key role of early magmatic processes in the formation of chromite-platinum mineralization in dunites and a crucial role of late magmatic processes in the formation of copper-noble metal mineralization in clinopyroxenites and gabbro.

Интрузивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации являются основной составляющей Платиноносного пояса Урала (ППУ), который протягивается вдоль западного борта Тагило-Магнитогорской мегазоны. На основании общих петрохимических, геохимических, структурных, возрастных и генетических характеристик дунит-клинопироксенит-габбровая формация объединяет пространственно разобщенные клинопироксенит-дунитовые массивы и крупные габбровые плутоны [Магматические..., 1979]. В отечественной литературе клинопироксенит-дунитовые массивы называются концентрически-зональными ультраосновными массивами [Иванов, 1997], в зарубежной литературе эти массивы относятся к аляскинскому или урало-альяскинскому типу [Taylor, 1967].

По результатам государственного геологического картирования интрузивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации разделены на несколько магматических комплексов [Государственная..., 2015]. Практически все клинопироксенит-дунитовые интрузивы относятся к ордовикскому качканарскому комплексу за исключением только вендских массивов конжаковского комплекса. Интрузивы качканарского комплекса прорывают метаморфизованные в условиях зеленосланцевой или эпидот-зеленосланцевой фации вулканиты выйской, мариинской, шемурской свит (перечисление идет с юга на север). Крупные габбровые массивы обычно расположены восточнее и относятся к качканарскому и тагило-кытлымскому магматическим комплексам. На основании анализа ключевых закономерностей геологического строения среди интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации можно выделить три типа: клинопироксенит-дунитовые, клинопироксенит-габбровые и преимущественно габбровые.

В ходе исследований, проведенных с 2012 по 2022 гг., были детально изучены клинопироксенит-дунитовые массивы (Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский,

Каменушенский, Иовский, Желтая Сопка и другие), Качканарский габбро-клинопироксеновый массив, а также габбровые массивы (Павдинский, Кумбинский, Серебрянский камень). Авторы принимали активное участие в геологоразведочных работах на рудную платину в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массива. В последние годы были развернуты масштабные работы по оценке медно-благороднометалльной рудоносности габбровых массивов Сверноуральского сегмента ППУ (массивы Кумбинский и Серебрянский камень). При проведении исследований выполнены геологосъемочные работы разной степени детальности вплоть до составления планов и карт масштаба 1:5 000. Подготовлены опорные петрографические коллекции – 5642 штуфа. Изучено более 5 000 петрографических шлифов и более 2 000 аншлифов.

Содержания элементов-примесей (47 элементов, ИСП МС) определены в 146 образцах практически всех интрузивных пород из различных массивов ППУ. Содержания всех элементов платиновой группы (ЭПГ) определены в 46 пробах, частично (обычно без Os) – в 125 пробах, распределение Pt в дунитах изучено на основании выборки, содержащей более 2000 анализов. Для изучения вещественных особенностей пород и руд использован широкий спектр как традиционных методов исследования минерального вещества (сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ), так и новые методы, относительно недавно вошедшие в практику структурно-минералогических исследований, например, дифракция обратно рассеянных электронов (EBSD).

Отдельный блок исследований посвящен изучению минералов платиновой группы (МППГ) из всех генетических типов россыпей, известных в пределах ППУ. Например, разработка месторождения россыпной платины р. Известка с утвержденными запасами 130 кг на протяжении двух лет сопровождалась детальными специализированными исследованиями, направленными на установление закономерностей распределения шлиховой платины в разных литологических типах россыпных отложений. В результате исследований для массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации получены новые сведения о структурно-вещественных закономерностях проявления благороднометалльного оруденения.

Анализ распределения ЭПГ в сочетании с результатами минералогических исследований позволили прийти к заключению, что в ряду пород дунит-клинопироксенит-габбро в концентрически-зональных массивах ППУ благороднометалльная минерализация в дунитах и хромититах характеризуется Pt-Ir-Os геохимической спецификой (рис. 1), а ЭПГ проявляют сидерофильные свойства. В клинопироксенитах и габбро спектр распределения благородных металлов контрастно меняется на Pt-Pd-Au (рис. 1), а ЭПГ проявляют халькофильные свойства и концентрируются в виде теллуридов, сульфидов, арсенидов и стибнидов.

Одной из ключевых задач исследования стало выявление породного и структурного контроля минерализованных зон. В результате петрографических исследований и анализа распределения платины в дунитах и хромититах Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Иовского массивов установлено, что хромит-платиновое оруденение в ультраосновных породах ППУ сформировано во время раннемагматических процессов, связанных со становлением дунитовых «ядер». На это указывают особенности генетических взаимоотношений породообразующих силикатов, хромшпинелида и МППГ (рис. 2а–в). Геологическая позиция медно-благороднометалльного оруденения в клинопироксенитах и габбро с учетом преобладания прожилково-вкрапленных текстур и сидеронитовых структур рудных агрегатов (рис. 2г) свидетельствует о формировании этого типа оруденения в результате позднемагматических процессов, завершающих этап магматического становления габброидов в массивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Особенности генетических взаимоотношений МППГ с вмещающими сульфидами Cu (рис. 2д, е) позволяют предполагать их более раннее возникновение относительно сульфидной матрицы и более поздний рост.

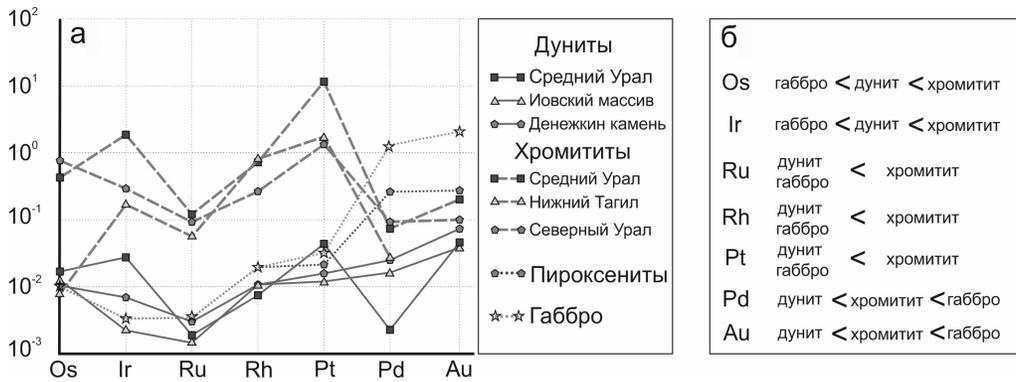


Рис. 1. Хондрит-нормализованные спектры распределения ЭПГ в породах Платиноносного Пояса Урала, рассчитанные по средним содержаниям в породах (а), а также основные тренды изменения концентрации ЭПГ в ряду дунит-хромитит-пироксениты+габбро.

Состав хондрита по [McDonough, Sun, 1995].

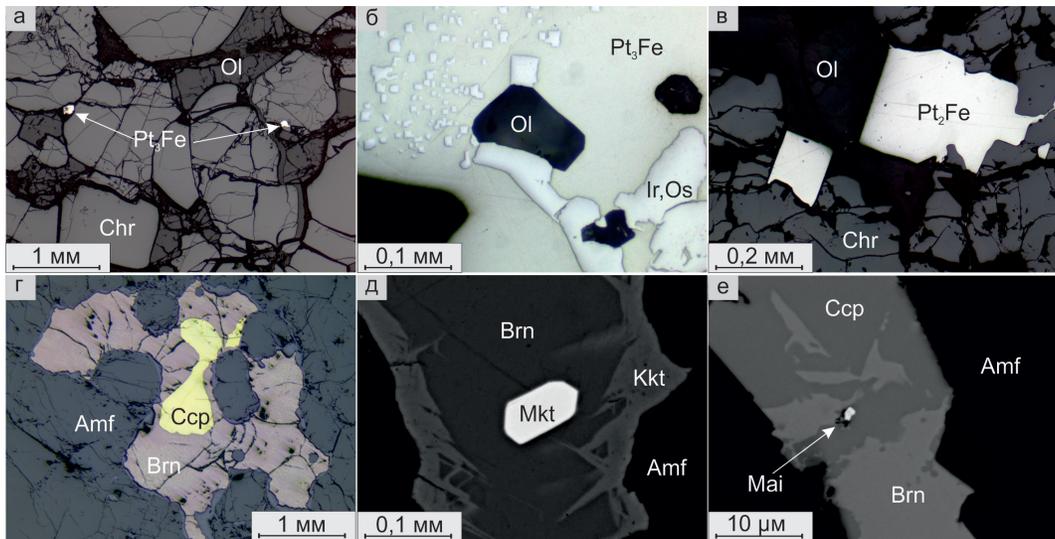


Рис. 2. Взаимоотношения рудных минералов из благороднометаллических ассоциаций зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала:

а) хромититы, Юдинское тело; б) агрегат МПГ с включением оливина (Ol), Сосновское тело; в) кристаллы железистой платины, сростающиеся с хромшпинелидом (Chr) и идиоморфные относительно силикатных минералов; г) халькопирит-борнитовый агрегат в амфиболовом габбро, Серебрянский Камень; д) включение меренскиита (Mkt) в борните (Brn), Серебрянский Камень; е) включение майчнерита (Mai) в халькопирит-борнитовом агрегате.

Amf – амфибол (магнезиогастенгсит-паргасит), Kkt – халькозин. Изображения в отраженном свете (а–г) и BSE (д, е).

Детальный анализ структурно-вещественных признаков всех типов благороднометаллического оруденения позволил установить отчетливую зональность, связанную со структурой массивов. В хромититовых телах, залегающих в дунитах, от корневых частей дунитовых тел к апикальным увеличивается содержание Os вплоть до его преобладания над Ir и образованием Pt-Ir-Os геохимического тренда. Иногда в корневых частях дунитовых «ядер» в

хромититах Rh может преобладать над Pt. Анализ распределения ЭПГ в сульфидных рудах в габбро позволил установить, что в наиболее глубинных горизонтах габбровых интрузивов среди МПГ преобладают сульфиды и теллуриды. В апикальных частях габбровых массивов в сульфидных рудах распространены сульфоарсениды, арсениды и антимониды ЭПГ с неизменным преобладанием Pd и Au над другими благородными металлами.

Исследование особенностей рудной минерализации в коренном залегании с привлечением результатов минералогических исследований позволило спрогнозировать закономерности перехода минералов благородных металлов в россыпи. Анализ размерности индивидов и агрегатов минералов благородных металлов в хромититах и сульфидных рудах в габбро позволяет сделать вывод, что только первые из них могли выступать в роли коренного источника россыпной платины. Изучение ассоциации МПГ в россыпях различных генетических типов ППУ, включая впервые охарактеризованные наиболее удаленные от коренного источника и древние россыпи, свидетельствует, что хромит-платиновые рудные зоны в дунитах были единственным коренным источником платины на всем протяжении процесса формирования россыпей. Ассоциации МПГ в клинопироксенитах и габбро не являются россыпеобразующими. Однако минерализованные зоны с сульфидным медно-благороднометалльным оруденением в клинопироксенитах и габбро частично могли быть источником золота для россыпей ППУ.

Совокупность полученных результатов позволяет по-новому оценить промышленный потенциал дунит-клинопироксенит-габбровых массивов ППУ. Например, до недавнего времени масштабы проявления хромит-платинового оруденения были оценены только для Нижнетагильского и Юдинского массивов [Кашин и др., 1956], впервые оценены параметры проявления в дунитах Светлоборского, Вересовоборского, Каменушенского и Иовского массивов. МПГ были описаны во всех известных крупных дунитовых массивах ППУ (для части массивов впервые). Также впервые были оценены ресурсы меди и платиноидов в габбро массива Серебрянский Камень, получены первые данные о распределении этих металлов в габбро Кумбинского массива. Структурно-вещественные закономерности проявления благороднометалльной минерализации в различных породах ППУ в совокупности с результатами исследования многочисленных россыпных объектов позволили оценить проявление зональности по распределению ЭПГ в дунитовых ядрах.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 20-77-00073).

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 – Пермь. Объяснительная записка / Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И. и др. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.

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

Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. М.: НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР, 1956. 112 с.

Магматические формации СССР: 1 т. / Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др. Ленинград: Недра. 1979. 319 с.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Taylor H.P., Jr. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska, Part 4. II // In: *Wyllie P.J. (ed.) Ultramafic and Related Rocks*. New York: John Wiley, 1967. P. 96–118.

В.В. Михайлов¹, С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук²

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
mvvsevolodovich@yandex.ru*

² – *Ильменский государственный заповедник, Южно-Уральский федеральный
научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс*

Медно-благороднометалльные ассоциации в габброидах Платиноносного пояса Урала

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

V.V. Mikhailov¹, S. Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk²

¹ – *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
mvvsevolodovich@yandex.ru*

² – *Ilmeny State Reserve, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

Copper-noble metal assemblages in gabbroids of the Pt-bearing belt of the Urals

Abstract. The analysis of the relationship of ore minerals in gabbroids of the Pt-bearing belt of the Urals on example of the Serebryansky and Kumba massifs allowed us to identify three main mineral types. The amphibole-olivine gabbro with digenite and bornite contains dominant sulfides, Pd tellurides and cupriferous native gold. Bornite and chalcopyrite is mostly hosted in melanocratic taxitic varieties of amphibole gabbro. This type is characterized by dominant noble metal minerals. The Au and Ag intermetallides and tellurides are characteristic accessory minerals of amphibole gabbro with chalcopyrite. The ore parageneses, morphological features of mineral aggregates and their relationships are indicative of the change in S, Te and As contents of the fluids during ore formation.

Платиноносный пояс Урала (ППУ) – уникальная структура, представляющая собой субмеридиональную цепь длиной до 1000 км крупных комплексных интрузивов на восточном склоне Среднего, Северного и Приполярного Урала. Основной объем этого пояса сложен габброидами, рудоносность которых оценена далеко не в полной мере. Повышенные содержания благородных металлов в габброидах отмечены для Качканарского, Кумбинского, Кытлымского, Павдинского, Чистопольского и других массивов ППУ [Волченко и др., 2007]. Однако данные о минералах-концентраторах благородных металлов получены только для рудоносных габброидов Волковского месторождения, рудопроявлений Серебрянский Камень и Баронское [Аникина, Алексеев, 2010; Михайлов и др., 2021; Мурзин и др., 2021]. В настоящее время существует несколько гипотез с противоположными взглядами на роль магматических и гидротермальных процессов в рудогенезе, и, как следствие, отсутствует возможность создания единой геолого-генетической модели для прогнозирования и поисков месторождений медно-благороднометалльного типа.

Цель данной работы – уточнение особенностей строения, последовательности формирования минеральных типов медно-благороднометалльных руд в габброидах массивов Серебрянский камень и Кумбинский. Массивы входят в состав ППУ и располагаются в Тагило-Магнитогорской мегазоне вблизи Главного Уральского разлома. Особенности геологического строения массивов подробно освещены в литературе [Кашин, 1941; Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Иванов, 1997; Михайлов и др., 2021].

Медная и благороднометалльная ассоциации изучены в штучных образцах и пробах, отобранных при проведении полевых работ в 2018–2021 гг. на территории массивов. Состав

породообразующих и рудных минералов определен с помощью СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС (аналитик Н.С. Чебыкин) и электронно-зондового микроанализатора Camebax SX100 (аналитик И.А. Готтман) в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Анализ взаимоотношения рудных минералов в габброидах обоих массивов позволил выделить три типа медно-сульфидного оруденения: халькопирит-борнитовый, дигенит-борнитовый, пирит-халькопиритовый.

Халькопирит-борнитовый тип составляет основной объем медно-сульфидной минерализации в меланократовом оливиновом или оливин-амфиболовом габбро. Основными рудообразующими минералами являются халькопирит и борнит (рис. 1а–в). В минерализованных габброидах сульфиды слагают 5–15 об. %. Размеры зерен минералов – 0.1–1.3 мм (в среднем, 0.6 мм). Структура в наиболее богатых разновидностях руд сидеронитовая, текстура – густо-крапленая, вкрапленная.

Дигенит-борнитовый тип оруденения встречается в меланократовых амфиболовых или оливин-амфиболовых (реже оливиновых) габбро. Минерализация пространственно связана с меланократовыми разновидностями габброидов. Среди сульфидов преобладают борнит-дигенитовые мирмекитовые сростания (рис. г–е), халькопирит и титаномагнетит встречаются реже. Структура руд графическая, распада твердого раствора, текстура вкрапленная.

Пирит-халькопиритовая минерализация характерна для мезократового габбро с небольшими скоплениями халькопирита. Минерал образует интерстициальные зернистые

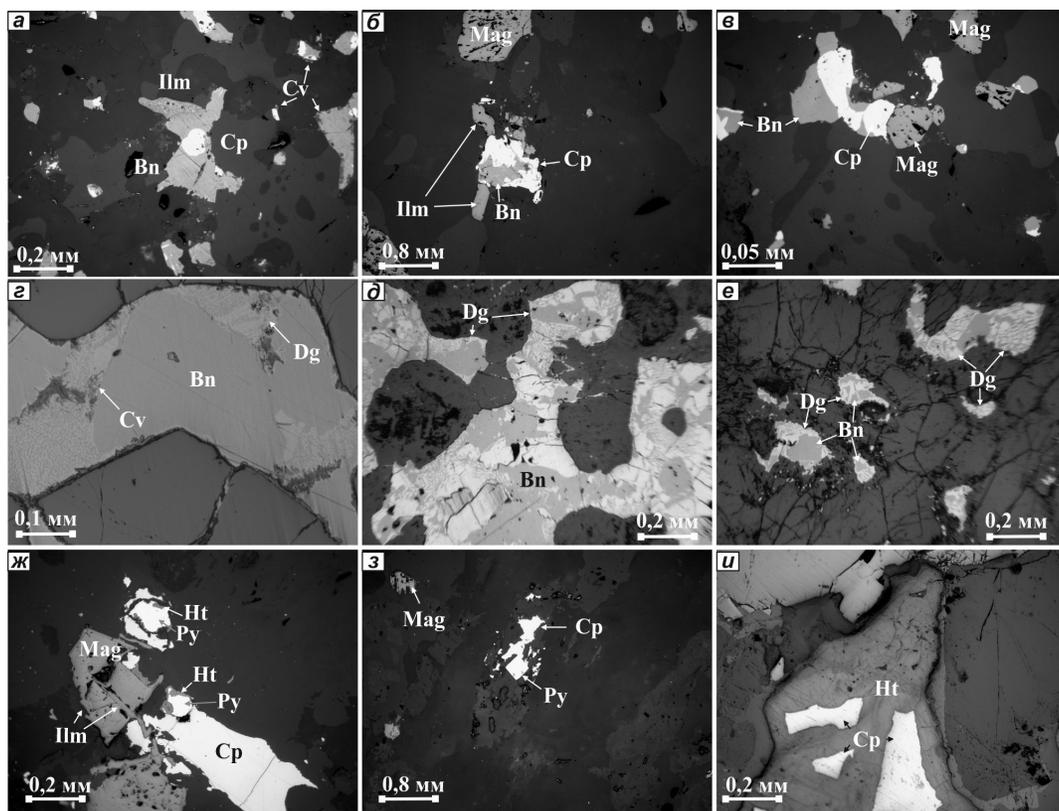


Рис. Типы медносульфидных руд в габброидах Платиноносного пояса Урала: а, б, в) халькопирит-борнитовый; г, д, е) дигенит-борнитовый; ж, з, и) пирит-халькопиритовый.

Вн – борнит, Ср – халькопирит, Cv – ковеллин, Dg – дигенит, Ht – гетит, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Py – пирит.

Распространенность минералов благородных металлов в различных типах оруденения

№ п/п	Минерал	Формула	Ср-Вн	Dg-Вн	Py-Ср
1	Pd-Cu-Au	$Au_{0.74}Cu_{0.18}Pd_{0.17}Ag_{0.03}$	++	+++	+
2	Ag-Au	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	++	+	+++
3	Высоцкит	$(Pd_{0.88}Pt_{0.16}Ni_{0.08}Cu_{0.05})_{1.00}S_{1.07}$	–	+++	–
4	Меренскиит	$(Pd_{0.98}Pt_{0.02})_{1.00}Te_{2.03}$	+++	++	–
5	Майченерит	$Pd_{0.98}Cu_{0.02}Bi_{1.00}Te_{1.00}$	–	+	++
6	Котульскит	$(Pd_{0.99}Cu_{0.01})_{1.00}(Te_{0.73}Bi_{0.27})_{1.00}$	++	++	+
7	Сперилит	$(Pt_{0.84}Cu_{0.16})_{1.00}(As_{1.71}S_{0.11})_{1.82}$	+	+	–
8	Арсенопалладинит	$(Pd_{7.82}Au_{0.18}S_{8.00}(As_{2.45}Sb_{0.48})_{2.93}$	+++	++	++
9	Стибиопалладинит	$Pd_{4.98}(Sb_{1.58}As_{0.32}Te_{0.10})_{2.00}$	++	+	+
10	Мертиит-II	$Pd_{8.14}(Sb_{1.56}As_{1.43})_{3.00}$	+++	++	+
11	Штютцит	$(Ag_{4.88}Au_{0.17})_{5.05}Te_3$	++	+	++
12	Гессит	$Ag_{2.01}Te$	++	+	++

агрегаты размером до нескольких миллиметров между силикатами и титаномагнетитом (рис. ж). Наиболее широко халькопирит распространен в ассоциации с пиритом и гидроксидами железа (рис. з, и). Халькопирит не обладает четкими границами с силикатами и образует прожилки или цепочки мелких зерен. Он замещается гидроксидами железа по периферии зерен. Наибольшее содержание халькопирита в этом типе минерализованных габбро составляет 4.5 %. Текстура рудных сростаний, чаще всего, прожилковая, реже прожилково-вкрапленная.

На основании анализа структурно-текстурных взаимоотношений минералов установлена следующая временная последовательность кристаллизации главных рудных минералов для борнит-халькопиритового и борнит-дигенитового типов: графические сростания борнита и дигенита → решетчатые борнит-халькопиритовые агрегаты → мономинеральные агрегаты борнита и халькопирита. Эта последовательность согласуется с представлениями о формировании рудных минералов Волковского месторождения [Молошаг, Коробейников, 2000] и экспериментальными данными. При температуре 300 °С халькопирит замещается борнит-дигенитовым твердым раствором, из которого при низкотемпературном отжиге выделяются ламели халькопирита. При наличии флюида распад борнит-дигенитового твердого раствора включает в себя две конкурирующие реакции: распад на борнит, дигенит, выделение халькопирита [Li et al., 2018].

Среди благороднометалльной минерализации в борнит-дигенитовом типе минерализации в амфиболовом и оливин-амфиболовом (реже, оливиновом) габбро преобладает высокоцит и Au-Pd интерметаллиды (табл.). В халькопирит-борнитовом типе минерализации оливинового и оливин-амфиболового габбро наиболее широко распространены теллуриды Pd и Au, арсениды Pt и Pd и антимониды Pd (табл.). Ассоциация с преобладанием Au-Ag интерметаллидов характерна для пирит-халькопиритового типа минерализации в массивном амфиболовом габбро (табл.).

При изучении руд Волковского месторождения, а также рудопроявлений Баронское и Серебрянский Камень прослежена закономерность смены сульфидной, теллуридной, арсеноантимонидной благороднометалльных ассоциаций при снижении температуры и изменения активности Te, As, Sb в рудообразующей системе [Аникина, Алексеев, 2010; Михайлов и др., 2021; Мурзин и др., 2021]. При анализе взаимоотношений минералов благородных металлов в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень установлено, что наиболее ранними

по отношению к медно-сульфидной ассоциации являются сульфиды Pd, позднее кристаллизовались теллуриды и арсенотеллуриды. Арсениды Pd и Pt слагают периферии минеральных агрегатов и зерен, нарастая на сульфиды, теллуриды и арсенотеллуриды ЭПГ [Михайлов и др., 2021]. В рудах Волковского месторождения акцессорные меренскиит, сперрилит и самородное золото с незначительными примесями Pd синхронны с сульфидами Cu, а теллуриды Au и Ag отлагались позднее [Мурзин и др., 2021].

На основании проведенных исследований предполагаются следующие стадии формирования медно-благороднометалльных ассоциаций. Борнит-дигенитовое оруденение, вероятнее всего, образовалось на раннем этапе становления рудно-магматической системы. Распространенность в этом типе руд сульфида Pd (высоцкита), нестехиометричность борнита, отмеченная также для руд Волковского месторождения [Молошаг, Коробейников, 2000], и вхождение Pd в состав Au-Cu интерметаллидов позволяют предположить, что формирование ассоциации происходило в условиях высокой фугитивности S и низкой активности других элементов [Мурзин и др., 2021]. Снижение температуры в рудно-магматической системе на фоне последовательного возрастания активности Te, As, Sb и Bi привело к формированию халькопирит-борнитового оруденения с широким набором минералов благородных металлов: теллуриды (меренскиит, котульскит), висмутотеллуриды (майченерит), а также арсеноантимониды Pd (стибиопалладинит, арсенопалладинит, метриит-II) и арсениды Pt (сперрилит). При формировании ассоциации минералов Te, As, Sb и Bi от ранних этапов к поздним возрастает роль As. На заключительном этапе формировался пирит-халькопиритовый тип руд в виде прожилков, с которым ассоциируют Au-Ag интерметаллиды переменного состава и низкотемпературные минералы группы хлорита и актинолита.

Характер распределения благородных металлов и состав рудных парагенезисов позволяют утверждать, что формирование дигенит-борнитового и халькопирит-борнитового типов руд происходило на позднемагматическом этапе из остаточных флюидсодержащих расплавов, что согласуется с представлением о магматическом происхождении медно-благороднометалльного оруденения [Молошаг, Коробейников, 2000]. Формирование пирит-халькопиритовой ассоциации и рассеянной вкрапленности теллуридов Au и Ag, вероятно, связано с низкотемпературными постмагматическими процессами преобразования и переотложения более ранних руд.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590032-6.

Литература

Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С., Неустроева И.И. Платиноносный и Палладиеносный пояса Урала: петрологические и рудогенетические следствия // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Международная конференция. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 2007. С. 361–367.

Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.

Кашин С.А. Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами // Советская геология. 1941. № 2. С. 63–68.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В.,

Абрамова В.Д., Корнеев А.В. Новое медно-благороднометалльное рудопоявление в габбро массива Се-ребрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал) // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 6. С. 520–550.

Молошаг В.П., Коробейников А.Ф. Новые данные о платиноидной минерализации медно-железо-ванадиевых руд // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 90–101.

Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П. Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2021. Т. 21. № 5. С. 653–659.

Li K., Brugger J., Pring A. Exsolution of chalcopyrite from bornite-digenite solid solution: an example of a fluid-driven back-replacement reaction // Mineralium Deposita. 2018 Vol. 53. P. 903–908. DOI: 10.1007/s00126-018-0820-6.

А.Н. Юричев

Томский государственный университет, г. Томск
juratur@sibmail.com

Акцессорные платиноиды в хромититах Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тыва)

A.N. Yurichev

Tomsk State University, Tomsk, Russia
juratur@sibmail.com

Accessory Pt minerals in chromitites of the Agardag ultramafic massif (South Tyva)

Abstract. The microscopic inclusions of platinum group minerals (PGM) are found the first time in chromitites of the Agardag ultramafic massif, which is part of South-Tuvian ophiolite belt (Tyva Republic). The PGMs include native ruthenium, minerals of the Os-Ir-Ru solid solutions, sulfides of laurite-erlichmanite series and PGE sulfarsenides. Their chemical composition is analyzed and possible formation conditions are suggested. The PGMs formed during several stages. Native ruthenium and laurite are the earliest minerals. Other PGMs formed later during mantle-crustal metasomatism from reduced As- and S-rich fluids.

Реститовые ультрамафитовые массивы дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью, асбестоносностью и присутствием платинометалльной минерализации.

Агардагский ультрамафитовый массив является одним из наиболее крупных массивов Республики Тывы протяженностью около 23 км при ширине до 3.5 км. Он входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны [Pfander et al., 2002]. Массив ориентирован согласно складчатости вмещающих его венд-нижнекембрийских толщ и имеет с ними повсеместно тектонические контакты, круто падающие (75–80°) на северо-запад [Гончаренко, 1989; Агафонов и др., 2005]. В его строении участвуют в разной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, а

также аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, которые претерпели интенсивные пластические деформации и обнаруживают метаморфические признаки. Среди дунитов выявлены многочисленные хромитовые рудопроявления, которые образуют линзовидные, полосчатые и шпировидные тела [Агафонов и др., 2005; Юричев и др., 2013]. Наряду с ультрамафитами в массиве присутствуют небольшие дайко- и штокообразные тела габбродиабазов и диабазов, которые нередко превращены в родингиты [Агафонов и др., 2005; Юричев и др., 2018].

В процессе изучения аншлифов средне-густовкрапленных хромититов Агардагского массива диагностированы микроскопические включения минералов платиновой группы (МПП). Химический состав МПП определен на СЭМ Tescan Mira 3 LMU с ЭДС UltimMax100 (Oxford Instruments), Tescan Vega II LMU с ЭД (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и ВД INCA Wave 700 приставками 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, Rh, Ni и Fe применялись чистые металлы, для S – пирит, для As – сперрилит. Используются аналитические линии: La для Ru, Ir и Rh; Ka для Fe, Ni, S и As; Ma для Os.

МПП наблюдаются в виде гексагональных и гипидиоморфных выделений (1–6 мкм), главным образом, внутри зерен хромшпинелидов, значительно реже, в интерстициях между ними. По химическому составу МПП подразделяются на самородный рутений, твердые растворы Os-Ir-Ru, сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда и сульфоарсениды ЭПГ.

Самородный рутений изучен на примере нескольких зерен в основной силикатной матрице между зерен хромшпинелидов (рис.). Зерна минерала размером до 5 мкм характеризуются гипидиоморфным обликом. В его химическом составе отмечается незначительная примесь Ni (до 1.6 мас. %) и Fe (до 0.4 мас. %) (табл.).

Твердые растворы Os-Ir-Ru являются обычными для реститовых ультрамафитов и хромититов офиолитовых комплексов. Наряду с сульфидами лаурит-эрлихманитового ряда они широко представлены в изученных хромититах. Твердые растворы Os-Ir-Ru локализованы внутри зерен хромшпинелидов и характеризуются высокой степенью идиоморфизма, нередко с формированием шестигранников (рис.). Размеры выделений не превышают 2 мкм. Химический состав соответствует иридосмину. В качестве примеси в химическом составе нередко отмечается Ni (до 0.8 мас. %) и Fe (до 0.5 мас. %) (табл.).

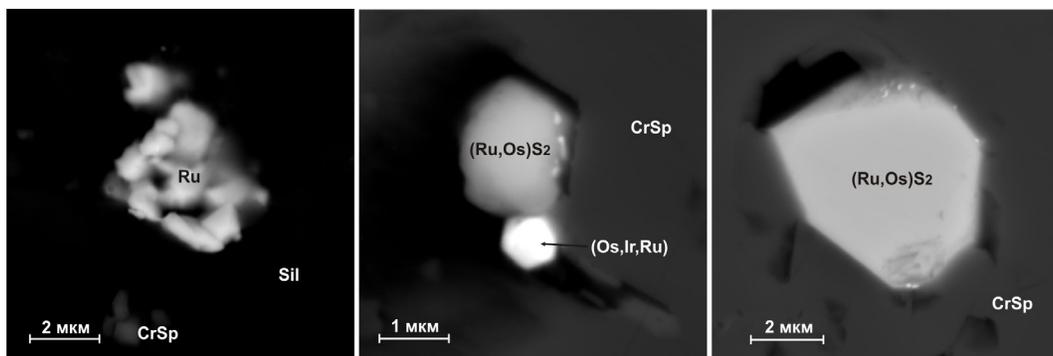


Рис. Акцессорная платинометаллическая минерализация из хромититов Агардагского ультрамафитового массива.

BSE фото. CrSp – хромшпинелид; Sil – силикатная матрица, представленная лизардит-хлоритовым агрегатом.

**Химический состав аксессуарных МПГ из хромитов
Агардагского ультрамафитового массива, мас. %**

Ru	Os	Ir	Rh	Ni	Fe	S	As	Сумма	Формула
Самородный рутений									
98.27	–	–	–	1.61	0.34	–	–	100.22	$Ru_{0.97}Ni_{0.02}Fe_{0.01}$
98.19	–	–	–	0.92	0.37	–	–	99.48	$Ru_{0.97}Ni_{0.02}Fe_{0.01}$
98.73	–	–	–	1.17	0.22	–	–	100.12	$Ru_{0.98}Ni_{0.02}$
97.81	–	–	–	1.07	0.30	–	–	99.18	$Ru_{0.97}Ni_{0.02}Fe_{0.01}$
Твердые растворы Os-Ir-Ru									
9.41	50.63	38.00	–	–	0.50	–	–	98.54	$Os_{0.47}Ir_{0.35}Ru_{0.16}Fe_{0.02}$
7.39	54.06	38.20	–	–	0.50	–	–	100.15	$Os_{0.50}Ir_{0.35}Ru_{0.13}Fe_{0.02}$
9.44	52.33	37.31	–	–	0.40	–	–	99.48	$Os_{0.48}Ir_{0.34}Ru_{0.17}Fe_{0.01}$
7.53	51.86	39.17	–	–	0.15	–	–	98.71	$Os_{0.49}Ir_{0.37}Ru_{0.14}$
18.63	57.96	22.07	–	0.76	–	–	–	99.42	$Os_{0.49}Ru_{0.30}Ir_{0.19}Ni_{0.02}$
9.17	77.35	12.54	–	0.51	–	–	–	99.57	$Os_{0.71}Ru_{0.16}Ir_{0.11}Ni_{0.02}$
21.20	57.15	20.80	–	0.77	0.24	–	–	100.16	$Os_{0.47}Ru_{0.33}Ir_{0.17}Ni_{0.02}Fe_{0.01}$
Сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда									
46.91	11.61	5.30	–	–	0.05	36.01	–	99.88	$(Ru_{0.83}Os_{0.11}Ir_{0.05})_{0.99}S_{2.01}$
46.33	11.38	4.99	–	–	–	35.93	–	98.63	$(Ru_{0.82}Os_{0.11}Ir_{0.05})_{0.98}S_{2.02}$
46.87	11.68	5.48	–	–	–	36.19	–	100.21	$(Ru_{0.82}Os_{0.11}Ir_{0.05})_{0.98}S_{2.02}$
41.46	20.97	2.33	–	–	–	35.22	–	99.97	$(Ru_{0.75}Os_{0.20}Ir_{0.02})_{0.97}S_{2.03}$
41.87	20.01	2.72	–	–	–	34.55	–	99.15	$(Ru_{0.77}Os_{0.20}Ir_{0.03})_{1.00}S_{2.00}$
42.91	19.10	2.77	–	–	–	34.69	–	99.47	$(Ru_{0.78}Os_{0.19}Ir_{0.03})_{1.00}S_{2.00}$
33.06	21.68	11.93	–	–	0.10	32.69	–	99.46	$(Ru_{0.64}Os_{0.23}Ir_{0.12})_{0.99}S_{2.01}$
Сульфоарсениды $Me_2(As,S)_3$									
1.61	–	58.85	1.32	3.61	0.37	6.87	27.19	99.82	$(Ir_{1.59}Ni_{0.32}Ru_{0.08}Rh_{0.06}Fe_{0.03})_{2.08}(As_{1.89}S_{1.03})_{2.92}$
1.89	–	57.05	0.87	3.56	0.41	6.37	29.16	99.30	$(Ir_{1.51}Ni_{0.31}Ru_{0.10}Rh_{0.04}Fe_{0.04})_{2.00}(As_{1.99}S_{1.01})_{3.00}$
1.95	–	56.37	0.75	3.85	0.37	6.56	29.43	99.28	$(Ir_{1.47}Ni_{0.33}Ru_{0.10}Rh_{0.04}Fe_{0.04})_{1.98}(As_{1.97}S_{1.05})_{3.02}$
1.76	–	62.45	–	3.09	0.63	11.56	19.92	99.41	$(Ir_{1.56}Ni_{0.25}Ru_{0.08}Fe_{0.06})_{1.95}(S_{1.78}As_{1.27})_{3.05}$
3.15	–	–	39.96	1.84	6.66	14.18	32.86	98.65	$(Rh_{1.32}Fe_{0.41}Ru_{0.11}Ni_{0.11})_{1.95}(S_{1.56}As_{1.49})_{3.05}$
1.21	–	–	37.97	0.54	11.63	12.53	36.28	100.16	$(Rh_{1.26}Fe_{0.71}Ru_{0.04}Ni_{0.03})_{2.04}(S_{1.30}As_{1.66})_{2.96}$

Примечание. Формулы минералов рассчитаны на сумму атомов, равную 1 (самородный рутений), твердые растворы Os-Ir-Ru), 3 (сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда) и 5 (сульфоарсениды).

Сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда являются наиболее распространенными минералами. Они отмечаются в виде гипидиоморфных выделений размером до 6 мкм в зернах хромшпинелидов, нередко в тесной ассоциации с твердыми растворами Os-Ir-Ru (рис.). Их химический состав соответствует лауриту (RuS_2) (табл.).

Сульфоарсениды отмечаются в виде выделений сложной формы до 2 мкм в лизардит-хлоритовом агрегате между зернами хромшпинелидов. По стехиометрическому составу они соответствуют формуле $Me_2(As,S)_3$, где в катионной группе доминируют Ir и Rh при незначительном присутствии Ru (до 3.2 мас. %). Постоянно в химическом составе отмечаются Ni (до 3.9 мас. %) и Fe (до 11.6 мас. %) (табл.).

Ранее МПГ (самородный рутений и твердые растворы системы Os-Ir-Ru) в хромититах Агардагского массива обнаруживались путем измельчения проб до пудры (менее 50 мкм), получения из нее через промывку искусственного шлиха тяжелой фракции с дальнейшим приготовлением из концентрата препарата и его диагностикой на СЭМ [Агафонов и др., 1993].

Наши исследования дополнили список МПГ массива впервые диагностированными сульфидами лаурит-эрлихманитового ряда и сульфоарсенидами ЭПГ.

Главным фактором формирования изученной благороднометалльной минерализации, очевидно, является флюидная мобилизация, концентрирование и отложение МПГ. Процесс формирования ассоциации МПГ происходил в несколько этапов. Самородный рутений и лаурит, по-видимому, являются наиболее ранними. Остальные МПГ, характеризующиеся сменой ведущей роли в составе с Ru на Os и Ir, а затем – на Ir и Rh, мы связываем с более поздними событиями изменения первичных МПГ, вызванных воздействием восстановленных мантийных либо коровых флюидов, которые способствовали процессам ремобилизации и переотложения ЭПГ [Пушкарев и др., 2007; Юричев и др., 2019; 2020; Garuti et al., 2002].

Литература

Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К., Ступаков С.И. Самородные металлы в гипербазитах Тувы. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 88 с.

Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдул Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаанбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. 224 с.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Томский государственный университет, 1989. 404 с.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Юричев А.Н., Розенбуш А.А., Кульков А.С. Уваровит из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва): химизм и вопросы генезиса // Записки Российского минералогического общества. 2018. Т. 147. № 1. С. 100–111.

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

Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Платиноносность хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2020. № 3. С. 38–53.

Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.

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

Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 143. P. 154–174.

*И.Ф. Чайка^{1,2}, А.Э. Изох^{2,3}, В.С. Каменецкий¹, Л.М. Житова^{2,3},
С.Ф. Служеникин⁴, А.Е. Марфин⁵, А.Я. Шевко², М.П. Гора²,
Д.Б. Петренко⁴, Б.М. Лобастов⁶, В.М. Калугин², Г.И. Шведов⁶*

¹ – *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка
ivanlab211@gmail.com*

² – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

³ – *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

⁴ – *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

⁵ – *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

⁶ – *Институт горного дела, геологии и геотехнологий,
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск*

Петрология и вопросы генезиса малосульфидных ЭПГ-руд интрузии Норильск-1, Норильск-Талнахский рудный район

*I.F. Chayka^{1,2}, A.E. Izokh^{2,3}, V.S. Kamenetsky¹, L.M. Zhitova^{2,3},
S.F. Sluzhenikin⁴, A.E. Marfin⁵, A.Ya. Shevko², M.P. Gora²,
D.B. Petrenko⁴, B.M. Lobastov⁶, V.M. Kalugin², G.I. Shvedov⁶*

¹ – *Institute of Experimental mineralogy, Chernogolovka, Russia
ivanlab211@gmail.com*

² – *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

³ – *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

⁴ – *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

⁵ – *Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

⁶ – *School of Mining, Geology and Geotechnology,
Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*

Petrology and problems of origin of the sulfide-poor PGE ores of the Norilsk-1 intrusion, Norilsk-Talnakh ore region

Abstract. Sulfide-poor platinum group element (PGE) ores of upper contact zone of the Norilsk-1 intrusion are studied including petrography, mineralogy and bulk chemical composition of samples from six drill cores and an open pit mine. The chromite-hosted inclusions are also examined in detail including heating-quenching experiments. A basic genetic scenario for the formation of low-sulfide ores of the Norilsk-1 intrusion is proposed, in which massive crystallization of chromite was triggered by the contamination of a primitive magma with argillites of the Tunguska Formation, or, to a lesser extent, by mixing of this magma with more differentiated fluid-saturated one. The depletion of a silicate melt in Fe by mass chromite precipitation resulted in the enrichment of a coexisting sulfide liquid in Cu and Ni. The PGEs during the evolution of the system apparently accumulated in Cu-Ni sulfides, the content of which was higher in chromite-rich rocks. The post-magmatic decomposition of sulfide during intense metasomatism and autometasomatism led to an increase in the PGE tenor, resulting in the a sulfide-poor feature of the studied ores.

Введение. В Норильско-Талнахском рудном районе Сибирской пермо-триасовой (250–230 млн лет) крупной изверженной провинции сосредоточены крупные и сверхкрупные месторождения Cu, Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ). Эти месторождения вмещаются интрузиями Норильского комплекса или «интрузиями Норильского типа» – ультрамафит-мафитовыми дифференцированными магматическими телами сложной формы, состав пород в которых варьирует от пикритовых габбродолеритов и троктолитов до лейкогаббро и

габбродиоритов. Таких интрузий выделяется три: Норильск-1, Талнахская и Хараелахская. ЭПГ-Cu-Ni руды интрузий Норильского типа делятся на (1) массивные сульфидные залежи в придонных частях интрузий, (2) богатую сульфидную вкрапленность в оливиновых и пикритовых породах нижних частей интрузий и (3) сульфидсодержащие богатые хромитом ассоциации с аномально высоким отношением ЭПГ/Cu-Ni-сульфиды (малосульфидные руды), напоминающие рифы интрузий Бушвельд и Стиллуотер [Служеникин и др., 1994] в верхних эндоконтактных зонах.

Проблема генезиса руд интрузий норильского типа активно обсуждается. Для вкрапленных и массивных руд хорошо разработанными являются генетические модели (1) проточных камер с *in situ* отделением сульфида [Радько, 1991] и (2) слепых интрузий, в которые внедрялись магмы с уже имеющейся сульфидной жидкостью, сформировавшейся и сконцентрированной в глубинной камере [Krivolutskaya et al., 2019]. Малосульфидные (МС) руды изучены слабее, и моделей формирования этого типа руд в интрузиях норильского типа нет. Среди имеющихся гипотез их происхождения выделяются следующие:

1. МС руды являются аналогами рудных такситовых габбродолеритов нижнего эндоконтакта и сформировались на начальном этапе становления интрузий за счет взаимодействия примитивных магм с вмещающими породами [Sluzhenikin et al., 2020].

2. Взаимодействие порции примитивной магмы с флюидизированным дифференцированным веществом, поднимающимся из нижележащих кумулатов [Рябов и др., 1982], спровоцировало пересыщение системы хромом с выделением хромита и силикатно-сульфидную несмешимость с концентрацией платиноидов в сульфиде.

3. Метасоматическая гипотеза подразумевает формирование МС руд в результате замещения осадочных пород, вмещающих интрузию, под действием «трансмагматических флюидов» [Зотов, 1989].

В настоящей работе суммированы авторские данные изучения вещественного и химического состава МС руд и безрудных пород верхнего эндоконтакта интрузии Норильск-1. На основе полученных результатов и с учетом ранее опубликованных данных сформулирована предварительная генетическая модель, объясняющая минералогические особенности этих руд и механизм возникновения высокого тенора (содержания, пересчитанного на 100 % сульфида) ЭПГ для этого типа.

Результаты и обсуждение. МС минерализация приурочена к верхнему эндоконтакту интрузии Норильск-1. Хромит и МПГ наиболее интенсивно развиваются в породах с признаками высокого содержания флюидов: наличием миндалинов и интенсивным развитием водо- и хлорсодержащих силикатов (хлорита, амфибола, флогопита, апатита). Породы с МС оруденением спорадически встречаются во внутренних частях интрузии, где также представлены хромитоносными такситовыми или лейкократовыми габброидами.

Химический состав пород с МС оруденением и состав порообразующих минералов близки составу пород и минералов горизонта вкрапленных сульфидных руд нижней части интрузии. В то же время, выделяется группа анализов с повышенными содержаниями несовместимых элементов и небольшой положительной аномалией по Zr и Hf, характерной для аргиллитов тунгусской свиты.

Содержания ЭПГ положительно коррелируют с концентрациями Cr, Cu и Ni в породе. Общее количество сульфидов слабо коррелирует с содержанием Cr, но содержания Cu и Ni в богатых хромитом породах существенно повышены относительно пород без хромитовой минерализации. Это указывает на то, что хромитоносные породы имеют медно-никелевую специфику сульфидов, тогда как в породах с малым количеством хромита преобладает пирротин.

Наиболее густая вкрапленность хромита наблюдается вокруг ксенолитов углистых сланцев, которые представлены в кровле интрузии. Учитывая, что ксенолиты захватывались

подвижной магмой, есть признаки кристаллизации хромита внутри ксенолита при пропитке его силикатным расплавом.

В ряде образцов, особенно в породах с ксенолитами углистых сланцев, хромит содержит большое количество крупных одиночных включений, занимающих центральную часть зерна. Включения были классифицированы как гибридные, образовавшиеся путем захвата одновременно жидкой (расплав ± флюид) и кристаллических фаз [Chaуka et al., 2020]. Состав включений не отвечает составу пород, характеризуется широкими вариациями с пониженным содержанием Са и обогащением Si и несовместимыми литофильными элементами по сравнению как с эффузивами траппов, так и с породами интрузии Норильск-1. РМ-нормированный спектр имеет признаки, характерные для аргиллитов тунгусской серии. Сульфиды МС горизонта интенсивно замещаются хлоритом и амфиболом, часто МПГ приурочены к границам реликтов сульфида или находятся во вторичных силикатах рядом с этой границей.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу участия магмы в формировании МС руд интрузии Норильск-1 и не подтверждают гипотезу об их метасоматической природе. В рамках магматических концепций образование скоплений хромита объясняется либо гравитационной аккумуляцией, либо привносом извне ранее образовавшегося кумулата, либо кристаллизацией *in situ* при условии постоянного или резкого пересыщения расплава Cr. Ранее нами было показано, что в изученных породах гравитационная аккумуляция не могла быть ведущей и, по-видимому, большая часть хромита образовалась *in situ*. Состав включений в хромшпинелиде позволил предположить, что контаминация примитивной магмы силикатными вмещающими породами повлекла массовую кристаллизацию хромита вследствие (1) падения температуры, (2) резкого роста содержания SiO_2 и (3) привноса большого количества флюида, если контаминантами выступали углистые сланцы [Chaуka et al., 2020]. Непосредственные исследования образцов с ксенолитами углистых сланцев подтвердили эту гипотезу, однако стоит отметить, что для пород с хромитовой минерализацией, находящихся во внутренних частях интрузии, ключевым фактором могло быть смешение магм разной степени дифференцированности.

Геохимические данные показывают, что кристаллизация хромита и обогащение пород МС горизонта ЭПГ и Cu-Ni сульфидами генетически связаны. Вместе с тем, суммарное количество сульфида, по-видимому, слабо зависело от количества хромшпинелидов, и гипотеза о непосредственном контроле сульфидной ликвиции кристаллизацией хромита [Teigler, Eales, 1993] не подтверждается. Поскольку массовая кристаллизация хромита резко обедняет расплав железом, правдоподобным представляется объяснение, что обогащение Cu и Ni сульфида в хромитоносных породах относительно бесхромитовых связано с перераспределением Fe в системе сульфид-расплав-хромит [Naldrett, 2004]. Тогда обогащение хромитоносных пород платиноидами произошло вследствие того, что ЭПГ более совместимы с Cu-Ni сульфидами, в частности, пентландитом, чем пирротинном. Основываясь на текстурах замещения сульфида, высокий тенор ЭПГ в МС рудах можно объяснить постмагматическим разложением сульфида с частичным выносом Cu и Ni. Объем замещенного сульфида, в целом, соответствует разнице между количеством S, Cu и Ni во вкрапленных и МС рудах при одном и том же содержании ЭПГ.

Выводы. Предложена принципиальная генетическая схема образования малосульфидных руд интрузии Норильск-1, в которой массовая кристаллизация хромита обусловлена контаминацией примитивной магмы аргиллитами тунгусской свиты, либо, в меньшей степени, смешением этой магмы с более дифференцированной и флюидонасыщенной магмой. Кристаллизация хромита обедняет силикатный расплав железом, что приводит к обогащению сосуществующей сульфидной жидкости медью и никелем. Платиноиды в ходе эволюции системы, по-видимому, накапливались в Cu-Ni сульфидах, содержания которых больше в богатых хромитом породах. Постмагматическое разложение сульфида в условиях интенсивного

метасоматоза и автометасоматоза приводит к увеличению тенора ЭПП, в результате чего возникает собственно малосульфидная специфика изученного типа руд.

Литература

- Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 256 с.
- Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. Т. 11. С. 69–27.
- Рябов В.В., Цимбалист В.Г., Якоби Н.А. Концентрация хрома и платиноидов в кровле расслоенных интрузий норильского типа // Доклады АН СССР. 1982. Т. 266. № 2. С. 350–353.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина И.П., Туровцев Д.М. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 195–217.
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastov B.M., Yakich T.Y. Hybrid nature of the platinum group element chromite-rich rocks of the Norilsk 1 intrusion: Genetic constraints from Cr spinel and spinel-hosted multiphase inclusions // *Economic Geology*. 2020. Vol. 115 (6). P. 1321–1342.
- Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Kedrovskaya T.B., Kubrakova I.V., Tyutyunnik O.A., Chikatueva V.Y., Bychkova Y.V., Magazina L., Kovalchuk E.N., Yakushev A.I., Kononkova N.N. Geology of the western flanks of the Oktyabr'skoe deposit, Noril'sk district, Russia: Evidence of a closed magmatic system // *Mineralium Deposita*. 2019. Vol. 54. P. 611–630.
- Krivolutskaya N.A. Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area. Springer, 2016. 364 p.
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Springer, 2004. 727 p.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Vaillant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D. Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Economic Geology*. 2020. Vol. 115(6). P. 1267–1303.
- Teigler B., Eales H.V. Correlation between chromite composition and PGE mineralization in the Critical Zone of the western Bushveld Complex // *Mineralium Deposita*. 1993. Vol. 28. P. 291–302.

А.В. Кутырев^{1,2}, В.С. Каменецкий^{1,2}

¹ – *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
anton.v.kutyrev@gmail.com

² – *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногоровка*

Полиминеральные включения в минералах платиновой группы из ультрамафических массивов различных формационных типов

A.V. Kutyrev^{1,2}, V.S. Kamenetsky^{1,2}

¹ – *Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*
anton.v.kutyrev@gmail.com

² – *Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia*

Polymineral inclusions in platinum group minerals of various types of peridotites

Abstract. Chromitites of Ural-Alaskan complexes and ophiolitic peridotites are the sources for placer deposits of platinum group elements. Despite being explained by different formation models, chromitites of both types show many common features, e.g., complex morphology and peculiar assemblage of mineral inclusions in Cr-spinel and platinum group minerals. In this work, we show that polymineral silicate inclusions in Pt-Fe alloys, Os-Ir-Ru alloys, and laurite comprise evolved assemblages with a significant role of hydrous,

Si- and alkali-rich minerals. This indicates that, in spite of many obvious differences between ophiolitic and Ural-Alaskan peridotites, the formation of their chromitites and platinum mineralization are similar and involve evolved hydrous melts and/or fluids.

Россыпные проявления минералов платиновой группы (МПГ) связаны с концентрически-зональными базит-гипербазитовыми массивами урало-аляскинского и алданского типов (далее – зональные комплексы), а также гипербазитами офиолитовой ассоциации. В первых двух случаях в ассоциации преобладают минералы платины, во втором – рутениридосмины. В ряде работ было показано, что во всех указанных типах гипербазитов главным источником МПГ являются хромититы [Tolstykh et al., 2009; Сидоров и др., 2012; González-Jiménez et al., 2014].

Модели, объясняющие происхождение хромититов в двух формационных типах гипербазитов, принципиально различаются. В частности, большинство моделей для офиолитовых хромититов предполагают реакцию новых порций расплава с существующей ультрамафической породой [González-Jiménez et al., 2014], в то время как модели для зональных массивов сводятся к кристаллизации и механическому накоплению хромшпинелида из пикробазальтового расплава в узких проточных каналах [Augé et al., 2005].

Несмотря на это, хромититы из обоих формационных типов перидотитов имеют общие черты. В обоих случаях хромититы слагают тела сложной формы, часто именуемые полиформными. Для них характерна линзовидная форма, склонность к раздваиванию, выклиниванию, присутствие резких контактов с вмещающей породой и постепенных переходов через вкрапленные разности. Во всех случаях отдельные кристаллы хромшпинелида содержат полиминеральные включения, состав которых продвинут относительно вмещающей породы [Дмитренко, Мочалов, 1989; Rollinson et al., 2018; Kutyrev et al., 2020]. Помимо геохимической специализации отличия между хромит-платиновой минерализацией гипербазитов двух формационных типов заключаются в составе хромшпинелида, больших объемах минерализации в случае некоторых офиолитовых комплексов (хромититы зональных массивов малы по размеру и не используются как источник хрома), присутствию в офиолитовых хромититах нодулярных текстур.

Настоящая работа направлена на сравнение полиминеральных включений в МПГ офиолитовых гипербазитов и зональных массивов для того, чтобы выделить сходные черты и отличия в возникновении в них хромит-платиновой минерализации. Для этого использованы полученные автором данные по двум массивам каждого типа, а также литературные сведения.

Матыскенский (Снеговой) массив на Дальнем Востоке является эталонным концентрически-зональным базит-гипербазитовым массивом урало-аляскинского типа [Batanova, Astrakhansev, 1992; Kutyrev et al., 2020; 2021]. В его центральной части находится дунитовое ядро, сменяющееся верлитами, клинопироксенитами и габбро по направлению к краю. В дунитовом ядре локализованы хромитовые шпирсы, из которых удалось извлечь относительно крупную платину размером до 3 мм. Полиминеральные включения широко распространены. Преобладающими минералами являются амфибол, близкий по составу к паргаситу, диопсид и альбит (рис. а, б). Реже встречаются К-На полевой шпат, мусковит, флогопит, апатит и хромшпинелид (рис. б); в одном включении обнаружен кварц. По форме включения отвечают отрицательным кристаллам, что подтверждено при помощи дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Оливин встречается исключительно в виде отдельных включений.

Гальмоэнанский массив на Камчатке также является типичным концентрически-зональным массивом [Сидоров и др., 2012]. Включения изучены в МПГ из россыпей Левтырин-ваям и Ледяной. Включения по форме аналогичны описанным выше. В составе включений преобладает амфибол, содержащий до 1.9 мас. % K_2O ; также встречается Fe-Mg слюда, близкая по составу к анниту, и кварц.

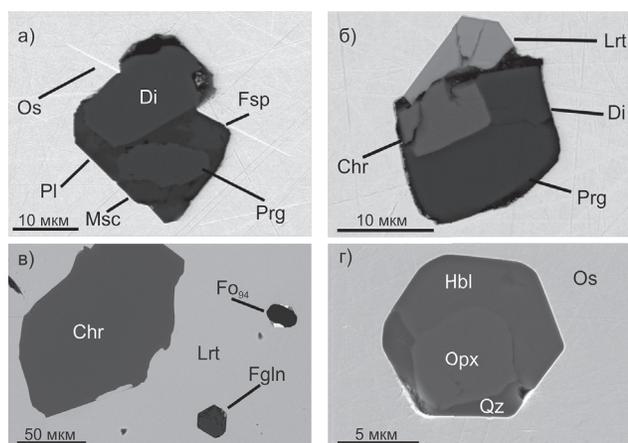


Рис. Полиминеральные включения в МПП из массивов различных формационных типов: а) включение в самородном осмии (Os) россыпи Адамсфилд, Тасмания; б) включения в лаурите (Lrt) россыпи реки Ольховая-1, полуостров Камчатского мыса; в, г) включения в изоферроплатине из хромититов Матыскенского массива, Корякия.

Hbl – роговая обманка, Opx – ортопироксен, Qz – кварц, Chr – хромшпинелид, Fo – форстерит (подстрочным индексом указана магнизиальность), Fglн – ферроглаукофан, Di – диопсид, Fsp – K-Na полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Msc – мусковит, Prg – паргасит. BSE фото.

Массив горы Солдатской на Камчатке является частью офиолитовой ассоциации, сформированной в срединно-океаническом хребте и преобразованной в зоне субдукции [Khotin, Shapiro, 2006]. Изученные зерна были получены из шлихового концентрата золотой россыпи реки Ольховая-1. В ассоциации преобладают минералы Ru-Os-Ir, однако, 25–32 % от общего числа зерен приходится на Pt-Fe минералы и около 10 % – на лаурит [Tolstykh et al., 2009]. Включения содержатся во всех трех типах МПП. В рутениридосминах содержатся включения амфибола. В лаурите преобладают полиминеральные сульфидные включения сложного состава, являющиеся предметом для отдельного исследования. Среди силикатов установлены включения амфибола (в том числе, ферроглаукофана), диопсида и флогопита; отдельно встречаются включения оливина (рис. в). В изоферроплатине встречен клинопироксен с высоким содержанием железа.

Россыпь Адамсфилд является единственным достоверно известным объектом, в котором осмий добывался как основной, а не попутный компонент. Она расположена в западной части о. Тасмания и связана с надсубдукционным офиолитовым комплексом. Включения впервые были описаны в работе [Peck et al., 1992]. В их составе отмечены две разновидности клинопироксена и магнизиальный оливин. Нами обнаружены полиминеральные включения, содержащие кварц (рис. г), ортопироксен, роговую обманку, анортит, слюды, и антофиллит. Оливин встречается в виде индивидуальных включений. В единственном случае встречено полиминеральное включение с частично замещенным оливином.

Таким образом, включения в МПП из офиолитовых гипербазитов и концентрически-зональных массивов обладают рядом общих черт. Форма включений полностью или частично соответствует отрицательному кристаллу, т. е., подчинена кристаллографическим свойствам минерала-хозяина. Состав включений крайне разнообразен и во всех случаях отличается присутствием богатых SiO₂ и щелочами минералов, нехарактерных для ультрамафической породы-источника. Для включений характерно присутствие водосодержащих минералов. Включения оливина встречаются реже, чем полиминеральные включения, и, как правило, простран-

ственно обособлены от них. Несмотря на очевидные различия между гипербазитами различных формационных типов, процессы образования хромит-платиновой минерализации в них имеют между собой много общего. В частности, можно предположить критически важную роль продвинутых водонасыщенных флюидов/расплавов в этом процессе. При дальнейшей разработке генетических моделей целесообразно не ограничиваться одним формационным типом, но привлекать всю совокупность доступных данных.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 21-17-00122.

Литература

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиноидных минералах и хромшпинелидах ультрамафитов // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1207–1211.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.

Auge T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Yu.A. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 707–732.

Batanova V.G., Astrakhantsev O.V. Tectonic position and origins of the zoned mafic-ultramafic plutons in the Northern Olyutor Zone, Koryak Highlands // Geotectonics. 1992. Т. 26. № 2. С. 153–165.

González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Proenza J.A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // Lithos. 2014. Vol. 189. P. 140–158.

Khotin M., Shapiro M. Ophiolites of the Kamchatsky Mys Peninsula, eastern Kamchatka: Structure, composition, and geodynamic setting // Geotectonics. 2006. Vol. 40. P. 297–320.

Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Sidorov E.G., Abersteiner A., Chubarov V.M. Silicate inclusions in isoferroplatinum: Constraints on the origin of platinum mineralization in podiform chromitites // Ore Geology Reviews. 2020. Vol. 119. P. 1–13.

Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A. Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia) // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 130. P. 1–17.

Peck D.C., Keays R.R., Ford R.J. Direct crystallization of refractory platinum-group element alloys from boninitic magmas: Evidence from Western Tasmania // Australian Journal of Earth Sciences. 1992. Vol. 39. № 3. P. 373–387.

Rollinson H., Mameri L., Barry T. Polymineralic inclusions in mantle chromitites from the Oman ophiolite indicate a highly magnesian parental melt // Lithos. 2018. Vol. 310. P. 381–391.

Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A. Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatskiy Mys peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47. № 5. P. 1057–1074.

Д.Р. Дягилева^{1,2}, И.Ю. Николаева², М.Е. Тарнопольская², Б.Р. Тагиров¹

¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, treestump-lord@yandex.ru

² – Московский государственный университет, г. Москва

Экспериментальное изучение форм переноса Pd сверхкритическими хлоридными гидротермальными флюидами

D.R. Dyagileva^{1,2}, I.Yu. Nikolaeva², M.E. Tarnopolskaya², B.R. Tagirov¹

¹ – Institute of Geology of Ore Deposits,

Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

treestump-lord@yandex.ru

² – Moscow State University, Moscow, Russia

Experimental study of Pd transfer forms by supercritical chloride hydrothermal fluids

Abstract. The solubility of Pd is studied in HCl/NaCl fluids (NaCl concentration varied from 0.2 to 3.77 mol·(kg H₂O)⁻¹ and HCl – from 0.02 to 0.1 mol·(kg H₂O)⁻¹) at 450 °C/1000 bar. The experiments are performed under reducing conditions by reaction $\text{Pd} + 2\text{HCl} + 2\text{Cl}^- = \text{PdCl}_4^{2-} + \text{H}_2$ (1) with a value of $\lg K_{\text{Pd}}^\circ = -4.0 \pm 1.6$. The experiments with a maximum H content ($m(\text{H}_2) > 0.05$) yields the value of $\lg K_{\text{Pd}}^\circ = -3.3 \pm 0.6$, which is apparently the most convincing. An experiment with Au-Pd alloy by reaction $\text{Pd} + 2\text{AuCl}_2^- = 2\text{Au} + \text{PdCl}_4^{2-}$ let us calculate this value for reaction (1) as $\lg K_{\text{Pd}}^\circ = -5.5$. Based on these data, it can be assumed that the true value of the reaction constant (1) at 450 °C/1000 bar varies from –5.5 to –3.3. Our data indicate a significant hydrothermal transfer of Pd in acidic chloride and chloride-sulfide solutions at high (supercritical) temperatures and pressures.

Введение. Палладий является одним из шести металлов платиновой группы, промышленный интерес к которой в настоящее время растет. Несмотря на магматический генезис основных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ), многие исследователи полагают, что гидротермальные флюиды участвовали в формировании рудной минерализации. Например, в образовании металлоносных рифов Бушвельда принимали участие магматогенные флюиды с концентрацией хлоридов до 80 мас. % NaCl-экв. [Житова и др., 2016].

Геохимия стабильных и радиогенных изотопов, а также анализ химического состава H₂O, F⁻, Cl⁻, и OH-содержащих минералов, ассоциирующих с сульфидными телами и минералами, свидетельствует о значимой роли флюидов при образовании месторождений Норильской группы [Sluzhenikin, Mokhov, 2015]. Эти и другие данные говорят о необходимости изучения механизмов гидротермальной миграции платиноидов, и, особенно, Pd, для которого существует ряд гидротермальных месторождений, таких как Солт-Чак на Аляске [Watkinson, Melling, 1992], Нью-Рамблер в Вайоминге, США [McCallum et al., 1976] и др.

В растворенном виде Pd мигрирует, в основном, в виде хлоридных комплексов. Существующие данные по хлоридному комплексообразованию Pd свидетельствуют о преобладании комплекса PdCl₄²⁻ в широком интервале солености (концентрации хлорид-иона 0.3–10 моль/кг H₂O) при повышенных температурах (>300 °C). Однако константы устойчивости этого комплекса, определенные разными исследователями, не согласуются между собой [Tagirov et al., 2013; Bazarkina et al., 2014]. Таким образом, существует необходимость дальнейшего изучения гидротермального переноса Pd хлоридными флюидами.

Методика эксперимента. Авторами поставлены две серии опытов в титановых автоклавах из сплава ВТ-8 при температуре 450 °C и давлении 1000 бар. Давление задавалось

степенью заполнения автоклавов и рассчитывалось исходя из свойств системы NaCl–H₂O [Driesner, 2007; Driesner, Heinrich, 2007]. В одном случае в автоклавы закладывалась Au-Pd проволока (~55 мол. % Pd и 45 мол. % Au); в другом – Pd проволока. Часть опытов ставилась с добавлением в систему водорода, который выделялся в ходе опыта из навески алюминия согласно реакции: Al + 2H₂O = AlOОН + 0.5H₂. Для другой части опытов использовались растворы, насыщенные по кислороду воздуха. Растворы для опытов готовились на дистиллированной воде из фиксаля 0.1 н HCl и кристаллического NaCl (ос. ч). Концентрации HCl варьировали от 0.02 до 0.1 м, NaCl – от 0.2 до 3.77 м. Длительность опытов составляла от 0.2 до 12 сут.

По окончании опытов автоклавы закачивались в воде. Для автоклавов с введенным водородом измерялось давление газа, которое затем пересчитывалось в концентрацию во флюиде. После этого раствор из автоклава (конденсат) извлекался пипеткой, помещался в полипропиленовые пробирки и разбавлялся равным объемом царской водки. Затем автоклавы заливались нагретой царской водкой и выдерживались на плитке в течение ~2 ч. Полученные растворы (смывы) также помещались в отдельные пластиковые пробирки и разбавлялись в 2 раза дистиллированной водой. Концентрации Au и Pd измерялись при помощи метода ИСП МС. Металлическая проволока промывалась дистиллированной водой, высушивалась в сушильном шкафу и взвешивалась. Количество растворенного металла определялось методом потери массы и аналитически, результаты этих методов согласуются между собой. Поверхность проволок изучена при помощи СЭМ.

Методика термодинамических расчетов. Согласно [Driesner, Heinrich, 2007], при T = 450 °C и P = 1000 бар система находится в надкритическом состоянии¹ в виде гомогенного флюида. Поэтому можно описать растворение палладиевой проволоки реакцией:



В экспериментах с растворением Au-Pd проволоки при 450 °C и 1000 бар реакция растворения металлов описывается соотношением:



Термодинамические свойства хлоридных комплексов Au в высокотемпературных гидротермальных растворах хорошо изучены [Zotov et al., 2018]. Растворение Au в хлоридных растворах происходит по реакции:



Термодинамические свойства частицы PdCl₄²⁻ рассчитывались как напрямую из реакции растворения Pd (1), так и реакций (2) и (3). Это позволяет сопоставить значения константы реакции (1), полученные путем растворения чистого Pd, с данными для растворения Au-Pd сплава, тем самым обеспечив контроль правильности расчетов с учетом термодинамических данных для комплекса AuCl₂⁻. Для расчетов равновесного состава водных растворов использовался пакет программ NCh [Шваров, 2008].

Результаты эксперимента. Результаты опытов по растворению Pd и Au-Pd сплава представлены на рисунке. Из полученных данных следует, что рассчитанные значения константы растворения Pd зависят от концентрации водорода. Минимальные значения константы получены для флюидов, насыщенных по кислороду воздуха, когда растворимость максимальна, а протекание реакции существенно замедляется со временем из-за падения содержания растворенного кислорода за счет растворения Pd. Максимальные значения константы получены для опытов с введением водорода, когда растворимость Pd минимальна и слабо

¹Прим. ред. В надкритическом состоянии флюид состава NaCl–H₂O находится в виде пара или газа. Согласно работе [Palmer et al., 2004, p. 412] в паре преобладают незаряженные молекулы электролитов: «...the dominant species in steam is the associated, uncharged molecule», поэтому к нему неприменимы уравнения реакций (1, 2, 3) для расчетов константы растворения Pd с привлечением термодинамических свойств водных частиц.

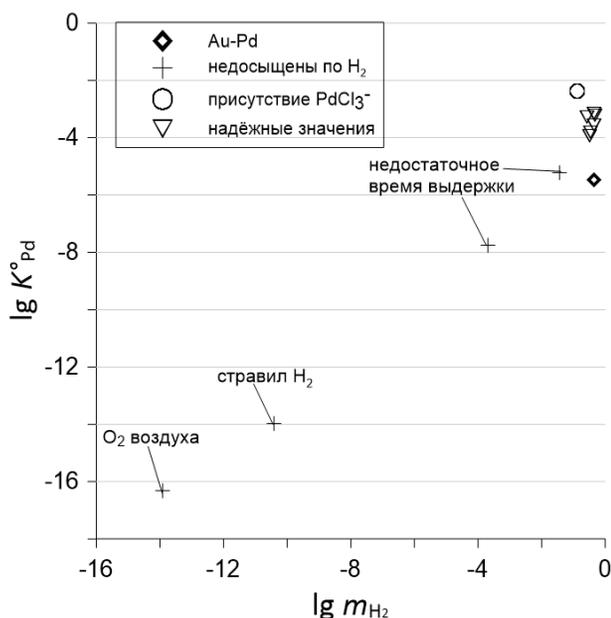


Рис. Константа растворения Pd ($\lg K_{\text{Pd}}^{\circ}$) в кислых хлоридных растворах в зависимости от фугитивности водорода.

влияет на концентрацию H_2 . Наиболее надежными (равновесными) можно считать опыты с сильным избытком водорода и длительностью от семи дней. Усреднение данных для всех опытов по растворению металлического Pd в присутствии избытка водорода дает величину $\lg K_{\text{Pd}}^{\circ} = -4.0 \pm 1.6$, опыты с максимальным содержанием водорода ($m(\text{H}_2) > 0.05$) приводят к величине $\lg K_{\text{Pd}}^{\circ} = -3.3 \pm 0.6$. Опыт с Au-Pd сплавом, выполненный с добавкой водорода, дает величину $\lg K_{\text{Pd}}^{\circ} = -5.5$ (рассчитано в предположении идеального раствора для сплава Au-Pd). Для длительных (7 и более суток) опытов значение $\lg K_{\text{Pd}}^{\circ} = -3.3 \pm 0.2$.

Исходя из этих данных, можно полагать, что истинное значение константы реакции (1) при $450^{\circ}\text{C}/1000$ бар варьирует от -5.5 до -3.3 . Это несколько ниже, чем было определено нами ранее – $\lg K_{\text{Pd}}^{\circ} = -3.1$ [Tagirov et al., 2013]. Вместе с тем, установленный в настоящей работе диапазон значений K_{Pd}° существенно (на $\sim 2-4$ л. е.) превышает значение константы из работы [Bazarkina et al., 2014]. Таким образом, наши данные дают основание говорить о значимом гидротермальном переносе Pd в кислых хлоридных и хлоридно-сульфидных растворах при высоких (сверхкритических) температурах и давлениях.

Работа проведена при поддержке РНФ (грант № 20-17-00184).

Литература

Житова Л.М., Киннэйрд Дж.А., Гора М.П., Шевко Е.П. Магматогенные флюиды металлоносных рифов Бушвельдского комплекса, ЮАР: по данным изучения флюидных включений в кварце // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. №. 1. С. 64–89.

Шваров Ю.В. HCl: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903

Bazarkina E.F., Pokrovski G.S., Hazemann J-S. Structure, stability and geochemical role of palladium chloride complexes in hydrothermal fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 16. P. 107–131.

Driesner T. The system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000°C , 1 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. Vol. 71. P. 4902–4919.

Driesner T., Heinrich C.A. The system $H_2O-NaCl$. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. Vol. 71. P. 4880–4901.

McCallum M.E., Loucks R.R., Carlson R.R., Cooley E.F., Doerge T.A. Platinum metals associated with hydrothermal copper ores of the New Rambler Mine, Medicine Bow mountains, Wyoming // *Economic Geology*. 1976. Vol. 71. P. 1429–1450.

Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. Gold and silver in PGE–Cu–Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia // *Mineralium Deposita*. 2015. Vol. 50. P. 465–492.

Tagirov B.R., Baranova N.N., Zotov A.V., Akinfiyev 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.

Watkinson D.H., Melling D.R. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in low-temperature copper sulfide-rich assemblages, Salt Chuck Intrusion, Alaska // *Economic Geology*. 1992. Vol. 87. P. 175–184.

Zotov A.V., Kuzmin N.N., Reukov V.L., Tagirov B.R. Stability of $AuCl_2^-$ from 25 to 1000 °C at pressures to 5000 bar and consequences for hydrothermal gold mobilization // *Minerals*. 2018. Vol. 8. P. 286.

ЧАСТЬ 6. ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

А.Ю. Кисин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
kissin@jgg.uran.ru*

Минерагения Светлинского купола (Кочкарский антиклинорий, Южный Урал)

А.Yu. Kisin

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia
kissin@jgg.uran.ru*

Minerageny of the Svetlinsky dome (Kochkar anticlinorium, South Urals)

Abstract. The Kochkar anticlinorium (South Urals) is characterized by dome tectogenesis and contains deposits of gold, rare metals, precious stones and other minerals. A link between mineralogy of the anticlinorium and dome tectonics is substantiated. The results can be used in prediction of mineral deposits in granite-gneiss complexes of the collision-folded belts.

В 100 км к югу от г. Челябинск и в 25 км к юго-западу от г. Пласт находится п. Светлый, вблизи которого расположены одноименные месторождения золота, горного хрусталя (пьезокварца) и поле редкометалльных пегматитов с драгоценными камнями; также отмечены находки красного и синего корунда [Вертушков, 1948; Кисин, 1991], благородной шпинели [Кисин и др., 2015а] и розового топаза [Кисин и др., 2015б]. Что объединяет эти месторождения и проявления, кроме названия? Месторождения были открыты и разведывались в разное время различными ведомствами бывшего СССР. Исследователями практиковались различные подходы к определению генезиса месторождений, выделению рудогенерирующих и рудокализующих структур. Обсуждались те или иные вопросы геологии и генезиса минерагении площади [Таланцев, 1988; Саонов и др., 1989; Кисин, 1989, 1995; Кисин, Притчин, 2015; Кисин, Коротеев, 2017; Кисин и др., 2019 и др.]. Мысль о том, что Светлинское месторождение горного хрусталя контролируется небольшой, слабо эродированной купольной структурой была высказана автором еще в 1989 г. и получила развитие в ряде статей [Кисин, 1989, 1995; Кисин, Притчин, 2015; Кисин и др., 2019]. В основу идеи легли геологические данные, теоретические построения, результаты дешифрирования аэро- и космоснимков (рис.).

Кочкарский антиклинорий является типичным представителем гранитогнейсовых блоков с ярко проявленным купольным тектоногенезом. Протяженность антиклинория превышает 120 км при ширине до 28 км. Границы тектонические типа взбросов/надвигов, падающих под смежные структуры. Местами к ним приурочены тела серпентинитов и тальцитов, указывающие на коровые масштабы нарушений. Купольные структуры сложены преимущественно гнейсами, гнейсогранитами и анатектическими гранитами; границы тектонические типа зон тектонических срывов, образующих веер, раскрытый кверху. Породы около и межкупольного пространства представлены кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами с силлиманитом.

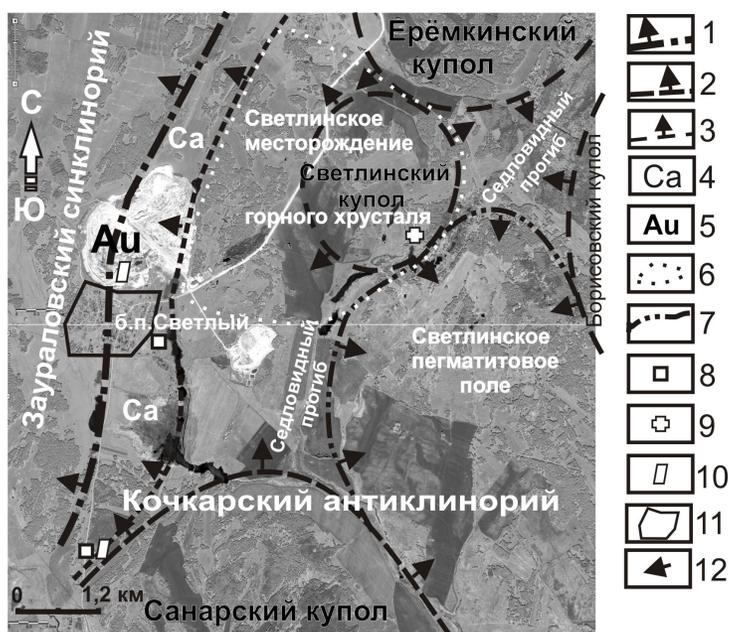


Рис. Результаты дешифрирования космоснимка Светлинской площади.

1 – граница Кочкарского антиклинория и Заураловского синклинория, отождествляемая с надвигом западного падения; 2 – зоны тектонических срывов, ограничивающих гранитогнейсовые купола; 3 – тектонический срыв на границе кристаллических сланцев и мрамора; 4 – преимущественно мрамор; 5 – Светлинское месторождение золота; 6 – контур месторождения горного хрустала; 7 – контур пегматитового поля; 8–10 – проявления: 8 – красного корунда, 9 – благородной шпинели и синего корунда, 10 – розового топаза; 11 – контур б. п. Светлый; 12 – направление падения контактов и сланцеватости.

том и ставролитом, амфиболитами и мраморами. Метаморфизм высокоградный, зональный: в ядрах купольных структур достигал условий амфиболитовой фации, в около и межкупольном пространстве – эпидот-амфиболитовой фации и на удалении – верхов зеленосланцевой. Широко проявлены различные метасоматические процессы (гранитизация, калишпатизация, силицификация и т. п.). Переход от прогрессивного этапа метаморфизма к регрессивному фиксируется появлением анатектических гранитов и дайкового комплекса, а также редкометалльных миароловых пегматитов с драгоценными камнями (граница карбона и перми). Прогрессивный этап метаморфизма начался в позднем девоне и охватил весь каменноугольный период, а регрессивный этап занял весь пермский период и, возможно, значительную часть мезозойской эры.

Исследуемая площадь расположена в западной части Кочкарского антиклинория и непосредственно граничит с Заураловским синклинорием, разделенными надвигом западного падения, заложенным в позднем девоне [Кейльман и др., 1973]: вулканогенно-осадочные толщи S_1 - D_2 надвинуты на терригенно-карбонатные породы (C_1). В синклинории развита линейная складчатость, а в антиклинории – купольные структуры. Региональный метаморфизм в антиклинории начал развиваться в D_3 , что по времени совпадает с заложением надвига. Интенсивность метаморфизма нарастала во времени, а условия метаморфизма менялись на менее глубинные. В смежном синклинории уровень метаморфизма отвечает мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и только в узкой зоне, прилегающей к антиклинорию, поднимается до биотит-хлоритовой субфации. Метаморфизм этого блока синдеформационный.

Рассмотрим подробнее образование куполовидных структур. Установлено, что минерализация участка хорошо увязывается с выделяемым автором Светлинским куполом.

Светлинское месторождение горного хрусталя хорошо изучено с использованием геологических, геофизических и геохимических методов, горно-буровых и добычных работ. Здесь обычно выделялся седловидный прогиб. Однако, судя по геологическим данным, это небольшая купольная структура. Ее апикальная часть отчетливо просматривается в системе логов (рис.). Развита линейная мезо-кайнозойские коры выветривания. Распространены хлорит-биотитовые сланцы, обычно с кварцем и плагиоклазом, реже амфиболовые сланцы и амфиболиты; обычны ставролит и силлиманит (фибролит), локально – андалузит. Все это указывает на диафторез. Сланцеватость пород отрисовывает асимметричную куполовидную структуру, слегка вытянутую в меридиональном направлении. В центральной части структуры углы падения сланцеватости весьма пологие, около 10° . К востоку они быстро возрастают до 60° , а к западу медленно и плавно увеличиваются вплоть до 45° (вблизи контакта с мраморами). Подавляющая часть кварцевых жил попадает на апикальную часть структуры и ее пологое западное крыло. Преобладают жилы гранулированного кварца (жилы перекристаллизации), а хрусталеносные жилы составляют менее 15 %. В западной части купола распространен бесцветный горный хрусталь, а в его апикальной части преобладают дымчатые, цитриновые и иногда аметистовые окраски, что обычно объясняется температурной зональностью. Оказалось, что 87 % хрусталеносных жил образуют угол со сланцеватостью более 67° [Кисин, 1995], что подтверждает их связь с куполом. Жилы гранулированного кварца формировались на прогрессивном этапе, а хрусталеносные – на регрессивном этапе процесса в спокойной тектонической обстановке, что объясняет находки кристаллов горного хрусталя весом 2.5 и 3.2 т.

Светлинское пегматитовое поле расположено к ЮВ от месторождения горного хрусталя (рис.) между Светлинским, Борисовским и Санарским куполами, что позволяет выделять здесь отрицательную межкупольную структуру. Ширина участка составляет около 2 км; распространены различные кристаллические сланцы и амфиболиты. Углы падения сланцеватости пород возрастают к центру структуры, а условия метаморфизма понижаются до эпидот-амфиболитовой фации. Здесь закартировано множество даек лейкократовых анатектических гранитов, иногда содержащих редкометаллные миароловые пегматиты с драгоценными камнями. Структурный контроль пегматитов объясняется тем, что перемещение гранитного расплава вверх от материнских пород вызывает падение всестороннего давления, дегазацию и возрастание его вязкости. Этим, вероятно, объясняется отсутствие гранитных даек на Светлинском месторождении горного хрусталя и проявление сильного диафтореза. Богатый летучими компонентами расплав обладает пониженной вязкостью, но внедриться он может только в боковые породы с сохранением флюидонасыщенности и высокой подвижности. В согласии с этим находится и факт приуроченности пегматитового поля к межкупольной депрессии.

Светлинское месторождение золота расположено в зоне тектонической границы антиклинория и синклинория. Предполагалось, что месторождение контролируется пересечением субмеридионального разлома (надвига) и глубинного Санарского разлома СЗ простирания [Сазонов и др., 1989]. Однако наши исследования указывают на связь оруденения со Светлинским куполом [Кисин, Притчин, 2015]. Самородное золото выявлено в мраморах непосредственно к востоку от месторождения. Россыпное золото отмечено и на площади одноименного месторождения горного хрусталя, а также в обрамлении всех гранитогнейсовых куполов антиклинория. Крупное и широко известное Кочкарское месторождение золота расположено в СВ обрамлении Борисовского купола, хотя и локализовано в плагиогранитах.

В мраморах Светлинского карьера отмечена минерализация розового топаза. Находки розового топаза отмечены по всей площади мраморов. В их восточной части отмечены на-

ходки красного корунда (рубина). В апикальной части Светлинского купола в зальбандах некоторых кварцевых жил найдены таблитчатые кристаллы серо-синего корунда. Здесь же найдена благородная розовая шпинель в ассоциации с форстеритом (серпентинизированным), тальком, магнезитом, крупночешуйчатым графитом [Кисин и др., 2015б]. В шпинели методом рамановской спектроскопии установлены включения корунда.

Работа выполнена в рамках государственного задания (№ гос. рег. АААА-А18-118052590028-9).

Литература

Вертуиков Г.Н. Андалузит, силлиманит, кианит и корунд из кварцевых жил Южного Урала // Записки ВМО. 1948. Т. 77(2). С. 142–146.

Кейльман А.Г., Болтыров В.Б., Бурьян Ю.И., Горожанкин В.Т. К вопросу о структурной эволюции Кочкарского антиклинория // Геология метаморфических комплексов Урала. Труды СГИ. Вып. 91. 1973. С. 38–45.

Кисин А.Ю. Кварцевые жилы в надкупольных структурах и прогнозирование их хрусталеносности по элементам залегания // Ежегодник–1994. Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 142. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 74–77.

Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 130 с.

Кисин А.Ю. Принципы прогнозирования хрусталеносности кварцевых жил в надкупольных структурах // Геологическая наука – народному хозяйству. Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 3.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 349 с.

Кисин А.Ю., Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Томилина А.В. Первая находка благородной шпинели на Светлинском месторождении горного хрусталя (Южный Урал) // Известия Уральского государственного горного университета. 2015а. Вып. 3 (39). С. 21–27.

Кисин А.Ю., Баранова Е.А., Ростова А.В. и др. Новые находки розовых топазов в Кочкарском антиклинории (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа–2015. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015б. С. 41–44.

Кисин А.Ю., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. и др. Роль Светлинской гранитогнейсовой купольной структуры в образовании кварцево-жильных месторождений (Южный Урал) // Известия УГГУ. 2019. Вып. 4(56). С. 7–19.

Кисин А.Ю., Притчин М.Е. Разрывная тектоника на Светлинском месторождении золота (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. Вып. 3 (28). С. 34–42.

Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А. и др. Корово-мантийное оруденение в сиалических блоках эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 113 с.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.

С.В. Берзин, В.С. Червяковский, К.А. Дугушкина
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
sbersin@ya.ru

**Тектонический блок офиолитов в структуре Ревдинского массива
Платиноносного пояса Урала:
геохимические особенности и U-Pb возраст цирконов**

S.V. Berzin, V.S. Chervyakovsky, K.A. Dugushkina
Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
sbersin@ya.ru

**Tectonic block of ophiolites in the structure of the Revda massif of the Ural
Pt-bearing belt: geochemical features and U-Pb age of zircons**

Abstract. The Silurian U-Pb age of zircons (LA ICP MS) was determined for the first time for an ophiolite block in the structure of the Revda massif of the Pt-bearing belt of the Urals. Zircons with an age of 425.6 ± 2.9 Ma are characterized by primary igneous zoning and this age, most likely, corresponds to the time of emplacement of a sheeted dike complex. This age also coincides with the age of zircons (428.5 ± 3.7 Ma) from gabbro screens in parallel dikes of the Eastern Uralian Zone [Smirnov, Ivanov, 2010] and corresponds to the period of spreading over a subduction zone in the Central Urals. The inclusions of metamorphic minerals are found in zircons with an age of 404.0 ± 2.9 Ma, which probably corresponds to metamorphism. Three age values show a younger age of 362 ± 5.6 Ma corresponding to the active-continental stage of the Uralian geological evolution.

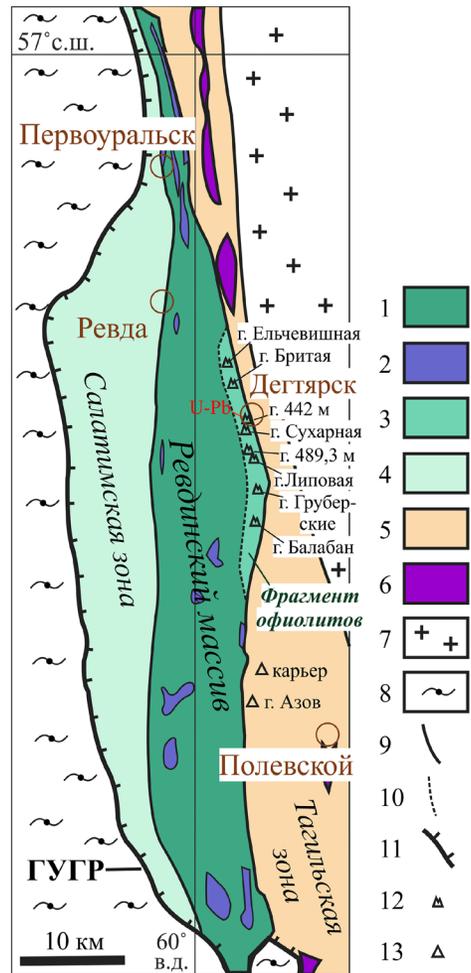
Авторами изучен тектонический блок офиолитов, соответствующий уровню корневой зоны комплекса параллельных даек в восточной части Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала (ППУ) [Семенов и др., 1978, 1999; Берзин, 2014]. Задача данной работы – определение возраста комплекса параллельных даек в тектоническом блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива ППУ. Обнажения пород офиолитовой ассоциации прослеживаются в узкой зоне шириной 1–2 км вдоль восточной границы Ревдинского массива (рис.). В обнажениях габбро прорваны параллельными долеритовыми дайками двух генераций, пересекающимися под углами 40–70°, между внедрением которых происходило внедрение пород жильной диорит-тоналит-плагиогранитной серии. Все породы слабо метаморфизованы в условиях низов амфиболитовой-зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Валовый состав проанализирован методом РФА на приборе EDX-8000 и методом ИСП МС на приборе ELAN-9000 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Цирконы выделены из параллельных долеритовых даек первой генерации. Съемка BSE и CL изображений цирконов и электронно-зондовый анализ (EPMA) включений производились на приборе Cameca SX100. U-Pb возраст цирконов определен методом ЛА ИСП МС на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S с приставкой для лазерной абляции NWR 213 согласно методике [Зайцева и др., 2016].

Долериты параллельных даек и габбро соответствуют низкокальциевым толеитовым базальтам и андезитобазальтам нормальной щелочности. Параллельные дайки второй генерации сложены гипабиссальными породами, по составу варьирующими от пикродолеритов до андезидацитов (SiO_2 43–63 мас. %). Долериты характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 , пологими спектрами распределения РЗЭ, дефицитом Ta, Nb, Th, Zr и Ti и максимумами содержаний Sr, K, Ba и Cs. По сравнению с габброидами массивов ППУ габбро из скринов комплекса параллельных даек характеризуется повышенным содержанием MgO 5.8–

Рис. Геологическая схема Ревдинского массива ППУ, положение на ней блока офиолитов внутри массива и точки отбора пробы на U-Pb датирование по данным ГКК 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 с упрощениями и дополнениями.

1, 2 – породы Ревдинского массива: 1 – габбро, габбронориты, оливковое габбро, габброамфиболиты; 2 – дуниты, верлиты, клинопироксены, горнблендиты; 3 – фрагменты офиолитов внутри Ревдинского массива: габбро, параллельные долеритовые дайки; 4 – метаморфизованные вулканы и вулканогенно-осадочные породы Салатимской зоны; 5 – вулканогенные и осадочные породы Тагильской палеоостроводужной зоны; 6 – тела серпентинитов Серовско-Маукского офиолитового пояса; 7 – гранитоиды Верх-Исетского массива; 8 – выступ кристаллических пород Западно-Уральской мегазоны; 9, 10 – границы: 9 – тектонические; 10 – предполагаемая западная тектоническая граница блока офиолитов; 11 – Главный Уральский Глубинный разлом (ГУГР); 12 – изученные обнажения пород офиолитовой ассоциации внутри Ревдинского массива: параллельные долеритовые дайки, секущие габбро; 13 – обнажения комплекса параллельных долеритовых даек, секущих подушечные лавы в восточном обрамлении Ревдинского массива.



12.0 мас. %, низким отношением $Fe/(Fe+Mg)_{\text{мол.}}$ 0.40 и пониженным содержанием Sr (180–260 г/т), за счет чего породы соответствуют габбро офиолитовой ассоциации.

Цирконы с возрастом 425.6 ± 2.9 млн лет характеризуются первично-магматической зональностью и, по всей видимости, отвечают времени внедрения комплекса параллельных даек. В цирконах с возрастом 404.0 ± 2.9 млн лет зафиксированы включения метаморфогенных минералов (амфибола, шамозита, кварца, клиноцоизита), и, вероятнее всего, они фиксируют перекристаллизацию породы или метаморфизм, например, при внедрении более поздних жильных пород диорит-тоналитовой серии или параллельных даек второй генерации. Три точки определения показали более молодой возраст 362 ± 5.6 млн лет.

Таким образом, впервые получен силурийский U-Pb возраст цирконов из блока офиолитов (корневая зона комплекса параллельных долеритовых даек) в структуре Ревдинского массива ППУ. Полученный возраст внедрения комплекса параллельных даек совпадает с возрастом цирконов (428.5 ± 3.7 млн лет) из скринов габбро в параллельных дайках Восточно-Уральской зоны [Смирнов, Иванов, 2010] и отвечает времени прохождения спрединга над зоной субдукции на Среднем Урале. Возраст цирконов 362 ± 5.6 млн лет соответствует времени существования активной континентальной окраины на Среднем Урале [Смирнов и др., 2014, 2016].

Исследование выполнено в рамках государственной темы ИГГ УрО РАН, № АААА-А18-1 18052590032-6. 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

Берзин С.В. Фрагменты офиолитов маринского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива (Средний Урал) // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов). Новосибирск: НГУ, 2014. С. 8–9.

Зайцева М.В., Путьшев 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. Т. 20. № 4. С. 294–306.

Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М. О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала // Доклады АН СССР. 1978. Т. 243. № 1. С. 187–190.

Семенов И.В., Шилов В.А., Ронкин Ю.Л. Структурные и относительно-возрастные соотношения комплекса параллельных долеритовых даек с породами Ревдинского габбрового массива (Средний Урал) // Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. Вып. 146. С. 132–139.

Смирнов В.Н., Иванов К.С. Первая силурийская U-Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. № 2. С. 218–221.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ларионов А.Н. Возраст и геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U-Pb SIMS-датирования цирконов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 2. № 6. С. 26–44.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П. Новые данные о времени существования окраинно-континентальной зоны субдукции на Среднем Урале // Доклады Академии наук. 2016. Т. 471. № 4. С. 455–458.

В.С. Жданова, А.В. Корнеев

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
valeriia.zh.rock@gmail.com*

Проявление метасоматических процессов во вмещающих породах Алтынайского гранодиоритового массива (Средний Урал)

(научный руководитель д.г.-м.н. К.С. Иванов)

V.S. Zhdanova, A.V. Korneev

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
valeriia.zh.rock@gmail.com*

Metasomatic processes in host rocks of the Altynai granodiorite pluton (Central Urals)

Abstract. The Altynai granodiorite pluton is part of the Artemovskiy-Altynai ore-magmatic area, which is located in the Alapaevsk-Sukhoi Log tectonic zone, Central Urals. The country rocks for the Altynai intrusive include tuffs and lavas of pyroxene-plagioclase basaltic andesites of the Middle Devonian. They are strongly altered and mainly consist of epidote, calcite, actinolite after magnesiohornblende, and albite after plagioclase. Pyrite is a dominant sulfide and contains inclusions of chalcopyrite, less often pentlandite and violarite. Millerite and gersdorffite are intergrown with each other or with chalcopyrite. The presence of vast propylitization zones is a favorable factor and, together with previously found Cu and Co-Mo mineralization, indicates possible occurrence of copper (or copper-molybdenum) porphyry system related to the Altynai intrusive.

Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал в восточной части Среднего Урала был оценен как перспективный на выявление медно-порфировых месторождений в результате ранее проведенных исследований [Федорова и др., 1971; Смирнов и др., 1988]. Небольшие рудопроявления меди обнаружены повсеместно в пределах Артемовского и Алтынайского гранитоидных массивов [Грабежев, Смирнов, 2012; Грабежев и др., 2015; Государственная..., 2017]. Некоторые проявления расположены в экзоконтакте интрузивов. Эти рудопроявления представляют собой минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением, и во многих случаях медная минерализация сопровождается молибденовой [Грабежев, Смирнов, 2012]. Содержания Cu составляют 0.1–0.5 мас. %, а мощность минерализованных зон редко достигает 5–10 м [Грабежев, Смирнов, 2012]. Вмещающие породы и интрузивные образования несут следы существенной метасоматической проработки. Широко распространены участки пиритизации с редкой вкрапленностью халькопирита.

Несмотря на весь объем проведенных геолого-съёмочных и поисковых работ, промышленно значимые рудные объекты, связанные с вышеупомянутыми массивами, пока не выявлены. Тем не менее, в пределах Артемо-Алтынайского рудно-магматического ареала существуют предпосылки для обнаружения медных, медно-молибденовых и золотых объектов. Для оценки рудного потенциала необходимо, прежде всего, оценить масштабы и закономерности проявления гидротермально-метасоматических процессов. Таким образом, главной задачей исследований стало подробное изучение метасоматической зональности. В работе описаны результаты изучения керновых проб одной из скважин, пробуренных в период с 1961 по 1967 гг. Скважина расположена вблизи юго-западной границы Алтынайского массива (рис. 1). Выполнено описание пород 37 петрографических шлифов. Состав породообразующих и рудных минералов проанализирован на СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС INCA Energy 450 X-Max 80 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Л.В. Леонова).

Алтынайский и Артемовский массивы относят к Некрасовскому [Олерский и др., 1978] или Алтынайскому [Государственная..., 2017] комплексу. Массивы расположены в пределах Алапаевско-Сухоложского тектонического блока в центрально-восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны [Олерский и др., 1978; Пучков, 2010; Государственная..., 2017]. Участок исследований (рис. 1) захватывает часть Алтынайского массива, а также вмещающие породы верхнеэфельского возраста Алапаевско-Сухоложского блока.

В современном эрозионном срезе Алтынайский массив имеет вытянутую форму и согласуется с общим структурным планом района [Олерский и др., 1978; Грабежев, 2012]. Массив сложен преимущественно гранодиоритами, гранитами и гранит-порфирами в краевых частях, в меньшей степени развиты габбродиориты и кварцевые диориты [Олерский и др., 1978]. Контакт с вмещающими породами интрузивный, на севере, западе и юге осложнен сбросами [Олерский и др., 1978]. Вмещающими образованиями для Алтынайского массива являются верхнеэфельские вулканогенно-кластические и вулканогенные породы основного, реже дацитового или андезидацитового состава, с подчиненными прослоями вулканогенно-осадочных и карбонатно-терригенных пород в низах толщи.

К юго-западу от массива отложения среднего девона представлены переслаивающимися туфами с обломками пироксен-плаггиоклазовых, плаггиоклазовых и пироксеновых порфиритов, андезитовыми и базальтовыми порфиритами, в том числе миндалекаменными, состоящими из плаггиоклаза и пироксена [Горелов, Николаев, 1968]. На дневную поверхность в этой области выходят выветрелые миндалекаменные андезибазальты с тонкой сульфидной вкрапленностью, эпидотизированные туфы мета-андезибазальтов, выветрелые туфопесчаники с пленками, корками и прожилками гидроокислов.

Изученная скважина была заложена в 1.5 км от контакта гранодиоритового интрузива и среднедевонских отложений. На глубине 85–125 м породы представлены измененны-

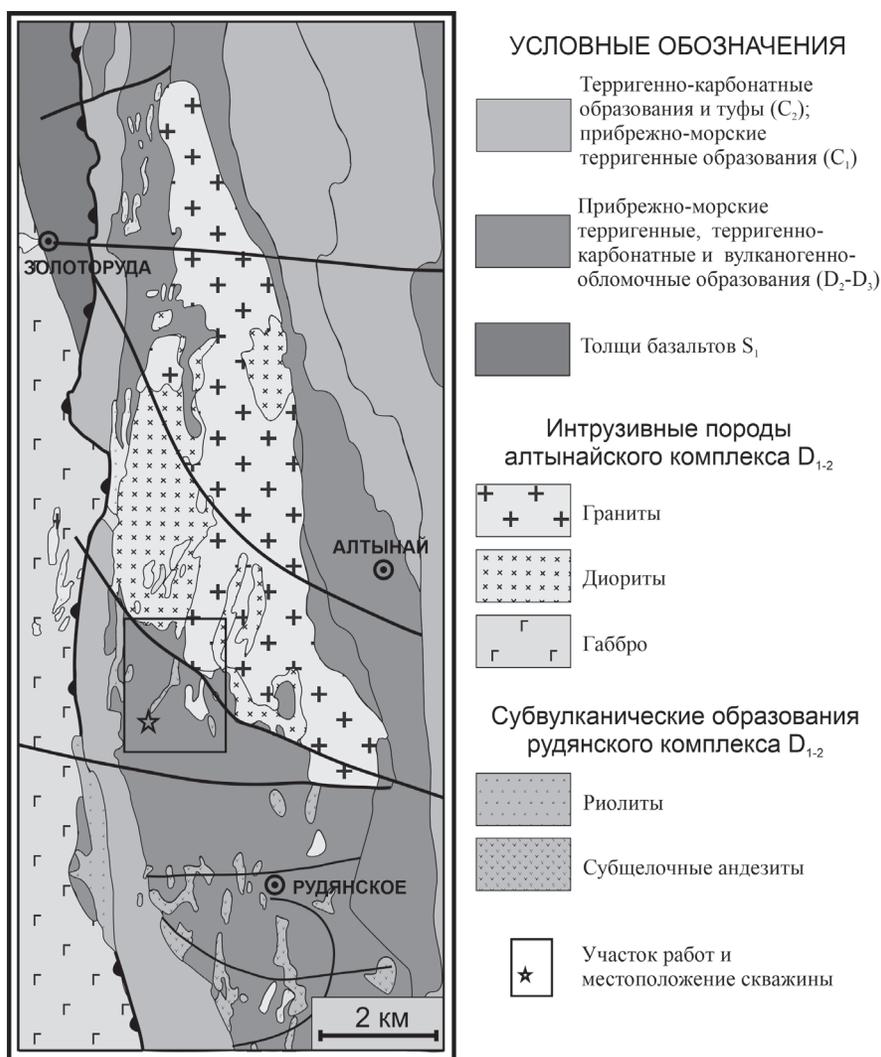


Рис. 1. Обобщенная схема Алтынайского массива и вмещающих пород, по [Олерский и др., 1978; Государственная..., 2017] с расположением участка работ.

ми брекчированными андезитами и андезибазальтами. В обломках угадываются реликтовые порфиоровые структуры с тонкозернистой гиалопилитовой или микролитовой основной массой. Вкрапленники изначально представляли собой идиоморфные кристаллы плагиоклаза, реже – амфибола с размерами отдельных кристаллов до 1×0.5 мм. В основной массе андезитов были распространены микролиты плагиоклаза и амфибола. Метасоматическое преобразование пород выражено в развитии амфиболов ряда тремолит-актинолит по магниезальной роговой обманке, появлении кальцита в основной массе и в тонких прожилках. Широко распространен новообразованный альбит (рис. 2), вплоть до формирования мономинеральных тонко-мелкозернистых альбититовых метасоматитов в виде прожилков мощностью до 0.3 м. Альбит и актинолит часто обнаруживаются в виде реликтовых включений в метакристаллах пирита. Низкожелезистый эпидот в агрегате с пумпеллитом обрастает скопления пирита. Ограниченное распространение имеет калиевый полевоы шпат. Ассоциации новообразованных минералов позволяют отнести метасоматиты к пропилитам. Интенсивность пропилити-

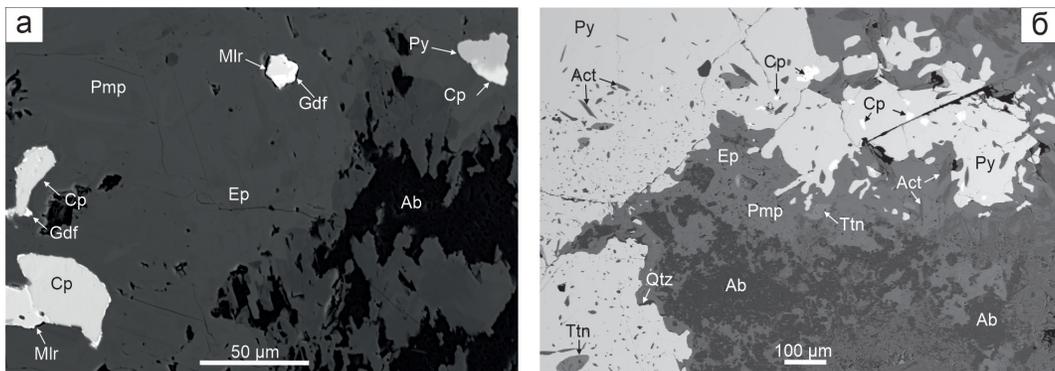


Рис. 2. Взаимоотношения породообразующих минералов метасоматитов и основных рудных минералов: а) срастания сульфида и сульфоарсенида Ni между собой и с халькопиритом; б) структурные взаимоотношения минералов пропилитовой ассоциации.

Qtz – кварц, Ep – эпидот, Pmp – пумпеллиит, Ab – альбит, Act – актинолит, Ttn – титанит, Py – пирит, Cp – халькопирит, Mir – миллерит, Gdf – герсдорфит. СЭМ-фото.

зации не имеет строгой закономерности, процентные содержания и соотношения новообразованных минералов варьируют в широких пределах. Преобладающими среди метасоматитов являются пятнистые мелко- тонкозернистые эпидот-актинолит-карбонатные пропилиты.

Метасоматизированные андезиты и андезибазальты характеризуются повсеместным распространением рудных минералов, средние содержания которых варьируют от 3–5 до 10–15 %. Наиболее распространен пирит, типичный для пропилитов. В нем постоянно присутствуют мелкие включения халькопирита (рис. 2б), реже пентландита и виоларита. Миллерит и герсдорфит срастаются между собой или с халькопиритом (рис. 2а).

На основании проведенных исследований сделан вывод об интенсивном проявлении гидротермально-метасоматических процессов и широком распространении пропилитов в метасоматическом ареале Алтынайского интрузива. Масштабные ореолы развития пропилитов характерны для краевых зон медно-порфировых систем [Sillitoe, 2010]. В связи с этим выявление зон обширной пропилитизации является благоприятным фактором и, в сочетании с ранее обнаруженной медной и медно-молибденовой минерализацией, позволяет предположить возможность существования медно-порфировой или молибден-медно-порфировой системы, связанной с Алтынайским интрузивным комплексом. Полученные данные о пространственном расположении зон пропилитизации в ходе дальнейших исследований будут положены в основу моделирования развития гидротермально-метасоматических преобразований в пределах Артемо-Алтынайской рудно-магматической системы.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590032-6.

Литература

Горелов Н.А., Николаев И.Ф. Отчет о результатах геолого-геофизических поисковых работ на медные руды в Сухоложском районе Свердловской области за 1961–1967 годы. Пос. Полдневая, 1968. 1054 с. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 31000.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000 (второе поколение). Среднеуральская серия. Лист О-41-XXVI (Асбест) / Ред. Г.А. Петров. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2017.

Грабжежев А.И., Коровко А.В., Азовская О.Б., Прибавкин С.В. Потенциально промышленная Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал) // Литосфера. 2015. № 3. С. 79–92.

Грабежьев А.И., Смирнов В.Н. Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфиривого типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая спецификация // Литосфера. 2012. № 6. С. 78–89.

Олерский В.П., Машаров А.А., Грабежева Т.Г., и др. Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50 000 групповым методом Рефтинской площади. Свердловск, 1978. 1081 с. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 35656.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.

Смирнов В.Н., Ведерников В.В., Грабежьев А.И. Особенности среднедевонских вулканоплутонических ассоциаций Среднего Урала, сопровождающихся минерализацией медно-порфиривого типа // Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск: ИГТ УФАИ СССР, 1988. С. 13–22.

Федорова И.Б., Григорьева Г.Г., Компанец С.Н. Условия размещения медно-порфиривого оруденения на Урале // Геология медно-порфириковых месторождений. Алма-Ата: ИГН Каз. АН, 1971. С. 12–14.

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. N. 1. P. 3–41.

Е.В. Климова¹, В.А. Матреничев², А.В. Матреничев³

¹ – Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
katya_kli@list.ru

² – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

³ – ООО «Норникель технические сервисы», г. Санкт-Петербург

Сравнительная характеристика состава континентального стока гранит-зеленокаменных областей

Е.В. Klimova¹, V.A. Matrenichev², A.V. Matrenichev³

¹ – Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia
katya_kli@list.ru

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

³ – Norilsk Nickel Technical Services, St. Petersburg, Russia

Comparative characteristics of the composition of continental runoff of granite-greenstone areas

Abstract. Experiments on the interaction of mafic and felsic rocks with solutions of different acidity are carried out. To model the composition of continental runoff we used a solution/rock ratio from 8 to 2 : 8 in case of granitoids and 2 in case of metamafic rocks. This ratio corresponds to the occurrence of granitoids and metamafic rocks within the Karelian granite-greenstone region. The experiments showed that (1) the K/Na ratio is noticeably higher than 1 regardless of the leaching conditions and (2) the K/Fe ratio is a promising discrimination criterion for the determination of a substrate of the drainage solutions. Alkaline conditions inhibit the mobilization of Fe from a felsic substrate and promote the formation of drainage solutions with extremely high K/Fe ratio.

Изучение кор выветривания имеет большой теоретический и практический интерес, поскольку они играют огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли и служат источником уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений лито-, атмо- и гидросферы. Исследования геохимических процессов в системе вода-порода имеют и практический интерес, т. к. открывают возможности для решения важнейшей геологической проблемы – выявления экзогенного рудогенеза.

Древние осадочные породы Балтийского щита накапливались в относительно небольших, изолированных водоемах, и их химический состав сильно зависит от состава пород фундамента и активности сопутствующего вулканизма. Несмотря на принципиальное сходство с современными гипергенными покровами, докембрийские коры выветривания отличаются от фанерозойских аналогов меньшей мощностью, а также накоплением K и Rb в наиболее выветрелых участках профиля [Алфимова, Матреничев, 2006]. Накопление K в дренажных растворах древних профилей выветривания по гранитоидам может иметь отношение к проблеме K/Na биогеохимического парадокса [Наточин, Ахмедов, 2005]. Для клеточной жидкости организмов характерно преобладание ионов K^+ над ионами Na^+ . Присутствие K необходимо для синтеза белка, в то время как ионы Na^+ подавляют активность белоксинтезирующей системы [Наточин, 2007]. Считается, что жизнь зародилась в океане, однако химический состав внутриклеточной жидкости живых организмов не имеет сходства ни с морской, ни с пресной водой и содержит больше K, чем Na. В солевом составе Мирового океана отношение K/Na составляет ~ 0.02 , и считается, что подобное соотношение удерживалось в течение всей геологической истории Земли. Попытки решения этого парадокса включают обоснование восстановительного характера первичной атмосферы, в котором преобладающим углеродсодержащим компонентом был CH_4 , а не CO_2 [Галимов, Рыженко, 2008], или локальность существования условий с высоким отношением K/Na [Наточин и др., 2012].

Целью работы стало сравнение состава континентального стока на материале модельных экспериментов по взаимодействию кислых и основных пород с растворами различной кислотности. Для моделирования состава континентального стока был проведен ряд экспериментов по взаимодействию кислой и основной породы с растворами различной кислотности. В экспериментах использованы образцы амфиболитов (метабазитов) и гранитогнейсов Янисъярвинской структуры в Карельском регионе Балтийского щита. Карельская гранит-зеленокаменная область (ГЗО) характеризуется сочетанием крупных гранитогнейсовых ареалов ($\sim 80\%$) и зеленокаменных поясов, слагающих не более 20% площади. Гранитогнейсовые ареалы сложены гетерогенным комплексом пород различного возраста и происхождения. Зеленокаменные пояса слагают вулканогенно-осадочные комплексы пород.

Янисъярвинский синклиниорий представляет собой широкую отрицательную структуру, отличающуюся четко выраженной асимметричностью. Разрез начинается непосредственно с архейских метаморфизованных гранитоидов. На границе пород фундамента с карельскими образованиями широко развиты зоны выветривания гранитоидов. Гранитогнейсы представлены среднезернистой породой, состоящей из кварца (до 40%), микроклина ($7-15\%$), плагиоклаза ($20-30\%$), мусковита и биотита (до 12%), а также отдельных зерен апатита и сульфидов, общая доля которых не превышает $1.5-2.0\%$.

Метабазиты соанлахтинской свиты Янисъярвинской структуры представлены серо-зелеными амфиболитами с реликтами подушечной отдельности. Межподушечное пространство выполнено высококремнистым материалом. Большая часть породы замещена сине-зеленой роговой обманкой. Иногда в шлифе встречаются реликты порфириковых вкрапленников плагиоклаза [Матреничев, Матреничев, 2010].

Образец, раздробленный до размерности $0.25-0.5$ мм, помещался в кислый и щелочной растворы (pH 3 и 10, соответственно). Для приготовления растворов использовались дистиллированная вода, серная кислота (ЧДА) для раствора с pH 3 и аммиак (ЧДА) для раствора с pH 10. Время взаимодействия раствора с породой (1 неделя) моделирует условия дренажа гипергенного профиля [Матреничев, Климова, 2017]. После взаимодействия с породой растворы были отфильтрованы, и определен катионный состав методом ИСП МС в центральной аналитической лаборатории ВСЕ-ГЕИ (г. Санкт-Петербург). Результаты экспериментального взаимодействия между горными породами и водными растворами различной кислотности приведены в табл.

Состав экспериментальных растворов, мг/л

Элементы	Гранит	Амфиболит	КС	Гранит	Амфиболит	КС
	кислые условия ($pH = 3$)			щелочные условия ($pH = 10$)		
Si	1.64	0.39	1.39	0.69	2.27	1.01
Al	1.84	0.11	1.49	0.90	0.38	0.79
Fe	4.16	0.28	3.38	0.07	0.21	0.10
Mn	0.99	0.07	0.81	1.3×10^{-03}	2.9×10^{-03}	1.6×10^{-03}
Mg	1.45	2.55	1.67	0.16	0.45	0.22
Ca	35.8	1.80	28.9	1.48	0.93	1.37
Na	1.45	2.95	1.75	2.66	3.32	2.79
K	2.98	2.37	2.86	6.63	2.39	5.78
Rb	0.04	8.4×10^{-04}	0.03	0.8×10^{-03}	6.1×10^{-03}	1.9×10^{-03}
Ni	0.04	5.8×10^{-03}	0.03	1.5×10^{-03}	2.2×10^{-03}	1.6×10^{-03}
Sr	0.06	4.7×10^{-02}	0.06	4.1×10^{-03}	2.1×10^{-04}	3.3×10^{-03}
P	0.66	5.1×10^{-02}	0.54	0.12	9.4×10^{-02}	0.11
Pb	0.01	1.5×10^{-03}	0.01	7.3×10^{-03}	6.1×10^{-03}	7.1×10^{-03}
K/Fe	0.72	8.49	0.84	95.9	11.2	59.0
K/Na	2.05	0.80	1.63	2.49	0.72	2.07

Примечание. КС – континентальный сток.

РЗЭ дренажных растворов мало информативны с точки зрения реконструкции условий мобилизации вещества из субстрата. Это связано с тем, что выщелоченные из субстрата РЗЭ практически сразу же сорбировались аутигенными филлосиликатами в глинистой зоне коры выветривания, в то время как дренажные растворы, покидающие гипергенный профиль и формирующие континентальный сток, оставались резко обедненными этими компонентами [Матреничев, Климова, 2017].

Для расчета состава континентального стока (табл.) использованы катионные составы дренажных растворов после выщелачивания кислых и основных пород с соответствующими коэффициентами, отражающими соотношение гранита и амфиболита в Карельской гранит-зеленокаменной области, которые составляют 8:2.

Результаты экспериментов по выщелачиванию гранитоидов и амфиболитов показали, что суммарная концентрация катионов в полученных растворах в кислых условиях выше, чем в щелочных. В экспериментальных растворах по гранитоидам отношение K/Na устойчиво выше 1. В то же время растворы выщелачивания амфиболитов содержат больше Na, чем K. В модельном составе континентального стока при соотношении в нем растворов аналогично распространенности гранитоидов и метабазитов в Карельской ГЗО (4:1) отношение K/Na составляет 1.5–2 независимо от условий выщелачивания.

Калий в дренажных растворах характеризуется небольшими вариациями концентрации (3–6 мг/л), которые демонстрируют слабую зависимость от условий мобилизации. Однако концентрация Fe в дренажных растворах по гранитоидам на порядок выше, чем в растворах по амфиболитам. Такая особенность растворов позволяет использовать отношение K/Fe в качестве репера для разделения дренажных растворов по различному субстрату. Однако щелочные условия мобилизации подавляют мобилизацию Fe из кислого субстрата и способствуют формированию дренажных растворов с аномально высоким отношением K/Fe. В расчетном составе континентального стока при выщелачивании в кислых условиях отношение K/Fe составляет 0.89, а в щелочных условиях – 59.

Таким образом, сравнение поведения химических элементов в континентальном стоке раннедокембрийской коры выветривания в результате эксперимента по взаимодействию ос-

новых и кислых пород с растворами различной кислотности показало, что 1) для Карельской ГЗО в составе континентального стока К заметно преобладал над Na независимо от условий выщелачивания, что является необходимым условием для появления первых клеток на Земле, и 2) отношение К/Fe может использоваться в качестве репера для разделения дренажных растворов по различному субстрату. Щелочные условия мобилизации подавляют мобилизацию Fe из кислого субстрата и способствуют формированию дренажных растворов с аномально высоким отношением К/Fe.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMUW-2022-0004.

Литература

Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 6. С. 578–591.

Галимов Э.М., Рыженко Б.Н. Разрешение К/Na биогеохимического парадокса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 3. С. 375–377.

Матреничев В.А., Климова Е.В. Экспериментальное моделирование условий формирования докембрийских кор выветривания. Особенности дренажных растворов и перераспределение лантаноидов в гипергенном профиле // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2017. Т. 62. № 4. С. 389–408.

Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН, 2010. С. 223–255.

Наточин Ю.В. Физиологическая эволюция животных: натрий – ключ к разрешению противоречий // Вестник Российской академии наук. 2007. Т. 77. № 11. С. 999–1010.

Наточин Ю.В., Ахмедов А.М. Физиологические и палеогеохимические аргументы новой гипотезы стимула эволюции эукариот и многоклеточных животных // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400. № 6. С. 836–839.

Наточин Ю.В., Фелицын С.Б., Климова Е.В., Шахматова Е.И. K^+/Na^+ во внеклеточной жидкости животных, при выветривании гранитоидов и проблема возникновения жизни // Журнал эволюционной биохимии и физиологии. 2012. Т. 48. № 4. С. 406–416.

А.Р. Богданова, Н.В. Вахрушева, П.Б. Ширяев
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
ugulor96@mail.ru

Амфиболиты ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал)

A.R. Bogdanova, N.V. Vakhrusheva, P.B. Shiryayev
Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
ugulor96@mail.ru

Amphibolites of the Ray-Iz ultramafic massif (Polar Urals)

Abstract. The metamafic rocks of the Ray-Iz massif (Polar Urals), which compose the gabbro part of the section of the banded complex, are studied. They belong to the Kershor dunite-verlite-clinopyroxenite-gabbro complex. The chemical composition of rocks and main rock-forming minerals are determined. The rocks differ in the TiO_2 , REE, LILE and HFSE contents. Amphiboles from amphibolites of the central zone of

metamorphism (CZM) are enriched with alkalis relatively to those from amphibolites of the regional complex. The results of thermobarometry allow us to conclude that the CZM amphibolites formed at higher pressures compared to gabbro-amphibolites of the banded complex formed at higher temperatures. The studied metamafic rocks belong to different complexes and formed on different substrates and at different P-T conditions.

Базитовая серия пород массива Рай-Из (Полярный Урал) представлена амфиболитами кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и центральной зоны метаморфизма (ЦЗМ). Эти породы отнесены к офиолитовой ассоциации [Государственная..., 2013]. В то же время, апогаббровые амфиболиты и амфиболиты ЦЗМ отличаются по минеральному составу, структурным особенностям и геологическому окружению. Цель настоящего исследования – определение минералогических и геохимических особенностей пород базитовой серии ультрамафитового массива Рай-Из и установление возможных источников вещества для их образования.

Материал для исследования отобран при выполнении геологического картирования массива Рай-Из в рамках поисково-оценочных работ на хромиты. Вещественный состав пород изучен в ЦКП «Геоаналитик» (ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург). Содержания петрогенных элементов определялись методом РФА на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова). Содержания редких и рассеянных элементов проанализированы методом ИСП МС на приборе NexION 300S (аналитик Д.В. Киселева). Минеральный состав изучен с помощью электронно-зондового микроанализатора Cameca SX-100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионным анализатором Bruker XFlash 6 (аналитики Д.А. Замятин, И.А. Готтман, И.А. Даниленко).

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс развит вдоль южного контакта массива на отрезке, отсекаемом долинами рек Макара-Рузь и Енга-Ю. Область его распространения в плане линзовидная и имеет длину до 7 км при ширине 1.5–2.0 км. Среди пород комплекса преобладают дуниты, верлиты, клинопироксениты, габброиды. Широко развиты амфиболитизированные разности габброидов. Комплекс имеет линзовидно-полосчатое строение, местами смят в складки. Комплекс является тектонитом и, возможно, его полосчатость отражает условия «горячей тектоники» [Строение..., 1990].

Центральная зона метаморфизма (ЦЗМ) находится на стыке двух крупных тектонических блоков: северного (мощностью 1.0–1.5 м) и южного (мощностью до 6 км). Это наиболее ярко выраженная, подвергшаяся высокотемпературным преобразованиям, осевая часть значительно более широкой полосы (мощностью до 3.5 км) метаморфизма и деформаций, проявленных на массиве. Она пересекает массив в северо-восточном направлении и протягивается вдоль р. Левая Макара-Рузь до верховьев р. Енга-Ю [Строение..., 1990]. По результатам наших работ западная часть зоны прослежена как в истоках руч. Визувшор, так и в борту руч. Кузьтывис и правобережье р. Макара-Рузь [Вахрушева и др., 2017]. Основной признак зоны – развитие оливин-энстатитовых пород, тесно связанных с сагвандитами, амфиболитами и габбро-амфиболитами.

Типичные габброиды полосчатого комплекса представлены габбро-амфиболитами и амфиболитизированными габбро. Габбро-амфиболиты преимущественно сложены амфиболом и сосюритизированным плагиоклазом. Соотношения плагиоклаза и амфибола в породе варьируют, содержание второго достигает 70–75 %. В редких случаях встречаются и лейкократовые разности. Амфиболитизированное габбро отличается от габбро-амфиболитов наличием реликтов клинопироксена (15–20 %). Вторичные минералы представлены амфиболом и хлоритом; акцессорные – магнетитом, ильменитом, халькопиритом, пиритом и апатитом (1–2 %). Структура пород мелко-среднезернистая, гомеобластовая, гранонематобластовая. Порода характеризуется преобладанием длиннопризматических зерен амфибола (размером 1–5 мм

в поперечном сечении) над зернами плагиоклаза таблитчатой формы (1.0–2.5 мм по длинной оси). Границы плагиоклаза с амфиболом извилистые, взаимопроникающие.

Амфиболиты, обнажающиеся в пределах ЦЗМ, отличаются по структуре, минеральному составу, количеству и размерам зерен граната. Выделено три основных разновидности: гранатовые амфиболиты, эпидотсодержащие гранатовые амфиболиты и безгранатовые клинопироксен-амфиболовые породы [Богданова и др., 2019].

Гранатовые амфиболиты сложены амфиболом длиннопризматической формы (размер 1–5 мм в поперечном сечении) (70–75 %), субизометричными, слабоуплощенными порфиробластами граната (10–15 %), достигающими 3 см в поперечнике. Порфиробласты распределены в породе неравномерно с образованием линейных зон и «цепочек» зерен. Пойкилитовые вроски в гранате представлены амфиболом, плагиоклазом, титанитом и ильменитом. Структура породы крупнозернистая порфиробластовая и/или пойкилобластовая.

В гранатовых амфиболитах встречаются линзовидно-линейные зоны мощностью 10–15 см и протяженностью 50–70 см, сложенные безгранатовыми клинопироксен-амфиболовыми породами. Содержание клинопироксена в породе достигает 35–40 %, амфибола – 50–55 %, в подчиненном количестве отмечается эпидот (1–2 %). Структура пород среднезернистая, нематобластовая. Главными породообразующими минералами эпидотсодержащих гранатовых амфиболитов являются амфибол (65–70 %), эпидот (10–15 %), гранат (10–15 %). Структуру породы, в которой зерна всех породообразующих минералов близки по размерам (0.4–1.0 мм), можно охарактеризовать как мелкозернистую, гомеобластовую. Во всех выше упомянутых разновидностях в подчиненном количестве присутствуют клиноцоизит (2–3 %) и плагиоклаз (1–2 %). Акцессорные минералы – целъзиан, рутил, титанит, циркон и апатит (1–3 %).

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ фигуративные точки составов габброидов полосчатого комплекса и амфиболитов ЦЗМ отвечают нормальнощелочному ряду, реже – умереннощелочному, и, как правило, располагаются в области пикробазальтов. На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ габбро-амфиболиты полосчатого комплекса с низкими содержаниями TiO_2 приурочены к полю островодужных базальтов (рис. 1). Амфиболиты ЦЗМ с относительно высокими содержаниями TiO_2 приурочены к области базальтов типа N-MORB. Встречаются единичные обогащенные TiO_2 и FeO гранатовые амфиболиты, точки составов которых располагаются на диаграмме за пределами выделенных полей (рис. 1).

Клинопироксены из амфиболизованного габбро полосчатого комплекса по составу отвечают ряду диопсид-геденбергит $(\text{Ca}_{0.94}\text{Na}_{0.02}\text{Mg}_{0.96})(\text{Mg}_{0.76}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.23}\text{Al}_{0.03})_{1.03}[(\text{Si}_{1.9}\text{Al}_{0.1})_2\text{O}_6]$ с переменной железистостью $f = 23.16\text{--}28.95$ %. Клинопироксены из клинопироксен-амфиболовых пород ЦЗМ также соответствуют ряду диопсид-геденбергит $(\text{Ca}_{0.88}\text{Na}_{0.13})_{1.01}(\text{Mg}_{0.65}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.25}\text{Al}_{0.08})_{0.99}[(\text{Si}_{1.97}\text{Al}_{0.03})_2\text{O}_6]$, однако более железистые $f = 27.35\text{--}30.57$ %.

Амфиболы из габброидов дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса по современной классификации кальциевых амфиболов [Hawthorne et al., 2012] соответствуют ферроактинолиту $(\text{Na}_{0.1}\text{Ca}_{0.11})_{0.21}(\text{Ca}_{1.67}\text{Mg}_{0.33})_2(\text{Mg}_{3.65}\text{Fe}_{1.19}\text{Mn}_{0.04}\text{Al}_{0.11}\text{Ti}_{0.01})_5[(\text{Si}_{7.68}\text{Al}_{0.32})_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$, магнезиальной роговой обманке $(\text{Na}_{0.35}\text{K}_{0.01})_{0.36}(\text{Na}_{0.01}\text{Ca}_{1.64}\text{Mg}_{0.35})_2(\text{Mg}_{2.06}\text{Fe}_{2.17}\text{Mn}_{0.05}\text{Ni}_{0.01}\text{Cr}_{0.01}\text{Al}_{0.6}\text{Ti}_{0.1})_5[(\text{Si}_{6.78}\text{Al}_{1.22})_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ и паргаситу $(\text{Na}_{0.39}\text{K}_{0.17}\text{Ca}_{0.09})_{0.65}(\text{Ca}_{1.81}\text{Mg}_{0.19})_2(\text{Mg}_{2.91}\text{Fe}_{1.51}\text{Mn}_{0.01}\text{Cr}_{0.02}\text{Al}_{0.46}\text{Ti}_{0.09})_5[(\text{Si}_{6.61}\text{Al}_{1.39})_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$. Амфиболы из амфиболитов Центральной зоны метаморфизма соответствуют паргаситу $(\text{Na}_{0.78}\text{K}_{0.1})_{0.88}(\text{Na}_{0.23}\text{Ca}_{1.61}\text{Mg}_{0.16})_2(\text{Mg}_{1.65}\text{Fe}_{2.21}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{1.01}\text{Ti}_{0.11})_5[(\text{Si}_{6.25}\text{Al}_{1.75})_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$. По соотношению $(\text{Na}+\text{K})-\text{Al}^{\text{IV}}$ амфиболы ЦЗМ, обладая более высокими щелочностью и Al^{IV} , формируют обособленное поле, которое приближено к высокобарическому тренду (рис. 2). Амфиболы из габброидов полосчатого комплекса образуют поле в пределах высокотемпературного тренда, перекрывающееся с фигуративными точками составов амфиболов из офиолитового комплекса Семайл (Оман) [Searle, Malpas, 1982].

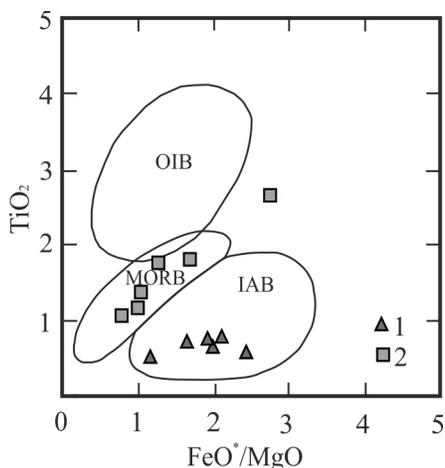
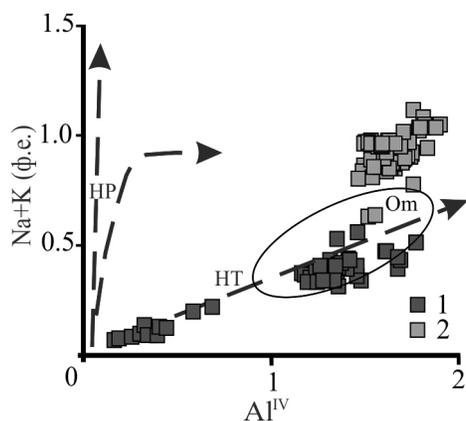


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма TiO_2 – FeO^*/MgO (мас. %) [Glassley, 1974].

Поля базальтов: OIB – океанических островов, MORB – срединно-океанических хребтов, IAB – островных дуг. 1 – габбро-амфиболиты полосчатого комплекса массива Рай-Из; 2 – амфиболиты ЦЗМ массива Рай-Из.

Рис. 2. Соотношение $(Na+K)-Al^{IV}$ (ф.е.) в амфиболах из габбро-амфиболитов полосчатого комплекса (1) и амфиболитов ЦЗМ (2) массива Рай-Из.

Тренды высокобарических (HP) и высокотемпературных (HT) метаморфических процессов; Om – поле составов амфиболов из метаморфической подошвы офиолитов Семайл, Оман [Searle, Malpas, 1982].



Для гранатов $(Ca_{0.91}Mg_{0.40}Fe_{1.58}Mn_{0.10}^{2.99})(Al_{1.94}Fe_{0.05}Ti_{0.01})_2[(Si_{2.99}Al_{0.01})_3O_{12}]$ из амфиболитов ЦЗМ характерна преобладающая роль альмандинового (43–57 %), умеренная – гроссулярового (21–32 %) и пиропового (9–16 %), невысокая – спессартинового (3–13 %) мишалов. Для габбро-амфиболитов полосчатого комплекса характерны плагиоклазы с высоким анортитовым компонентом (An_{83-100}) , тогда как в амфиболитах ЦЗМ преобладают плагиоклазы со значительной долей альбитового компонента (An_{11-21}) .

Спектры РЗЭ в изученных габброидах слабодифференцированы ($\Sigma РЗЭ = 10-30$ г/т). Отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ составляет менее 1. Исключением является лейкогаббро, в котором плагиоклаз, концентрирующий в себе ЛРЗЭ, количественно превалирует над амфиболом, что приводит к повышению отношения $(La/Yb)_n = 1.24$.

Спектры распределения РЗЭ в амфиболитах ЦЗМ пологие; при близкой конфигурации спектра содержания лантаноидов в породах в 10–20 раз выше, чем в хондрите С1, суммарное содержание РЗЭ составляет 33–75 г/т, отношение $(La/Yb)_n = 0.39-0.62$. Содержания РЗЭ и конфигурация спектров в амфиболитах ЦЗМ сопоставимы с таковыми в базальтах типа N-MORB.

Относительно таковых в базальтах типа N-MORB в габброидах полосчатого комплекса наблюдаются положительные аномалии крупноионных литофильных элементов (LILE) – Rb, Ba, Sr, K; отрицательные аномалии высокозарядных элементов (HFSE) – Nb, Zr, U, а также Th,

содержание которого ниже предела чувствительности прибора. Амфиболиты ЦЗМ обладают, относительно базальтов типа N-MORB, высоким суммарным содержанием LILE – Rb, Ba, Sr, K и более низким накоплением Zr.

На основе химического состава минералов оценены термодинамические условия образования минеральных парагенезисов амфиболитов ЦЗМ. Для гранатового амфиболита давление, рассчитанное по амфиболовому геобарометру [Schmidt, 1992], составило 7–11 кбар, температура по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [Holland, Blundy, 1994] – 694–717 °С, по гранат-амфиболовому геотермометру [Лаврентьева, Перчук, 1989] – 580–733 °С. Для амфибола из клинопироксен-амфиболовой породы рассчитанное давление по геобарометру [Schmidt, 1992] составило 6–7 кбар, температура по геотермометру [Holland, Blundy, 1994] – 578–669 °С. Использование плагиоклаз-роговообманкового геобарометра [Ферштатер, 1990] также дало возможность оценить давление для амфиболитов в 6–12 кбар.

Расчет параметров для габбро-амфиболитов из дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [Holland, Blundy, 1994] показал широкие вариации и более высокие температуры 716–984 °С при относительно невысоком давлении 5–8 кбар по амфиболовому геобарометру [Schmidt, 1992] и 4–7 кбар по плагиоклаз-роговообманковому [Ферштатер, 1990].

Совокупность петрогеохимических и минералогических исследований позволяет предположить, что протолитом для габбро-амфиболитов полосчатого комплекса и амфиболитов ЦЗМ являлись разные породы: аналогичные базальтам N-MORB типа для амфиболитов ЦЗМ и обедненные HFSE – для габбро-амфиболитов полосчатого комплекса. В процессе преобразования обоих типов пород был привнесен флюидный компонент, обогащенный LILE. Амфиболиты ЦЗМ формировались в условиях более высоких давлений по сравнению габбро-амфиболитами полосчатого комплекса, для которых характерны более высокотемпературные условия формирования.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590032-6.

Литература

Богданова А.Р., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б. Главные и редкоземельные элементы гранатовых и безгранатовых амфиболитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. № 16. С. 5–13.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитонность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-ХII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. Салехард, Комитет природных ресурсов по Ямало-Ненецкому автономному округу.

Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Доклады АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 173–175.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Под ред. В.Н. Пучкова и Д.С. Штейнберга. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. 228 с.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.

Glassley W. Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // Geological Society America Bulletin. 1974. Vol. 85. P. 785–794.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. P. 2031–2048.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 116. P. 433–447.

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1992. Vol. 110. P. 304–310.

Searle M.P., Malpas J. Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains // *Journal of the Geological Society*. 1982. Vol. 139. P. 235–248.

А.В. Нарыжнова

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
naryzhnovav@igm.nsc.ru
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Особенности состава и геохимическая типизация мезозойских гранитоидных ассоциаций Восточного Забайкалья

(научный руководитель член.-кор. РАН Н.Н. Крук)

А.В. Нарыжнова

*Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia
naryzhnovav@igm.nsc.ru
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

Composition features and geochemical classification of Mesozoic granitoid associations in Eastern Transbaikalia

Abstract. Granitoids of three similar complexes in Eastern Transbaikalia are studied. Granites and leucogranites of the Kukulbey complex belong to A-type, less often to I-type, and granitoids of the Amudzhikan-Sretensky and Borshchovochny complex are characterized as I-type granitoids.

Забайкалье характеризуется широким развитием гранитоидного магматизма с максимумом в юрском периоде. Более десяти гранитоидных комплексов сосредоточены в Восточном Забайкалье, однако до сих пор нет единого мнения о системе корреляции магматических комплексов и принадлежности некоторых массивов к тому или иному комплексу. В настоящей работе рассмотрены пять гранитоидных массивов из трех комплексов: 1) диорит-гранодиорит-гранитового амуджикан-сретенского (Сретенский массив), 2) гранодиорит-гранит-лейкогранитового борщовочного (Борщовочный массив) и 3) гранит-лейкогранитового кукульбейского (Соктуйский, Саханайский и Этыкинский массивы). В основу работы легли полевые наблюдения, данные вещественного (петро- и геохимического) и петрографического составов гранитоидов.

Различия между петрохимическими составами гранитоидов проиллюстрированы на классификационных диаграммах (рис. 1). При близких содержаниях кремнезема (рис. 1а) Борщовочный (SiO_2 63.10–76.39 мас. %) и Сретенский (SiO_2 64.59–76.38 мас. %) массивы характеризуются относительно меньшим количеством кислых разностей, в то время как массивы кукульбейского комплекса (SiO_2 65.30–78.21 мас. %) сложены преимущественно кислыми ($\text{SiO}_2 > 73$ мас. %) породами. По соотношению SiO_2 – K_2O (рис. 1б) породы ранних фаз Борщовочного и Соктуйского массивов и породы Сретенского массива принадлежат к высококальциевым (известково-щелочным) сериям; граниты и лейкограниты Соктуйского, Борщовочного, Саханайского и Этыкинского массивов относятся к высококальциевым (известково-щелочным) и шощонитовым сериям. По соотношению железа и магния (рис. 1в) породы ранних фаз Соктуйского, породы Сретенского и Борщовочного массивов являются магнезиальными; поро-

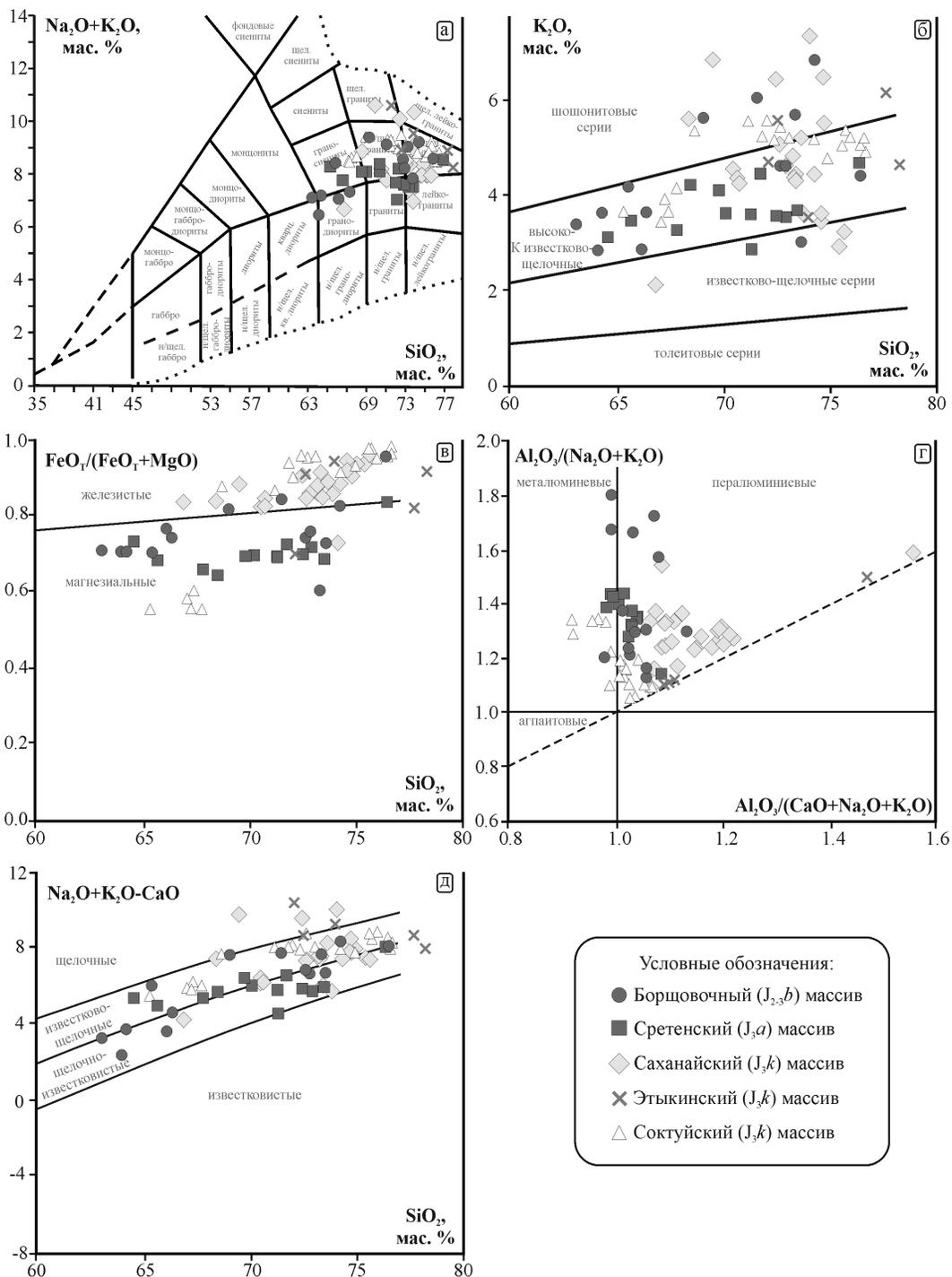


Рис. 1. Состав изученных пород на классификационных диаграммах: а) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [Шарпенко и др., 2013]; б) $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [Rickwood, 1989]; в-д) $\text{SiO}_2-\text{FeO}^{\text{Tot}}/(\text{FeO}^{\text{Tot}}-\text{MgO})$, $\text{A}/\text{CNK}-\text{ASI}$, SiO_2-MALI [Frost et al., 2001]. $\text{A}/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, $\text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$, $\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$.

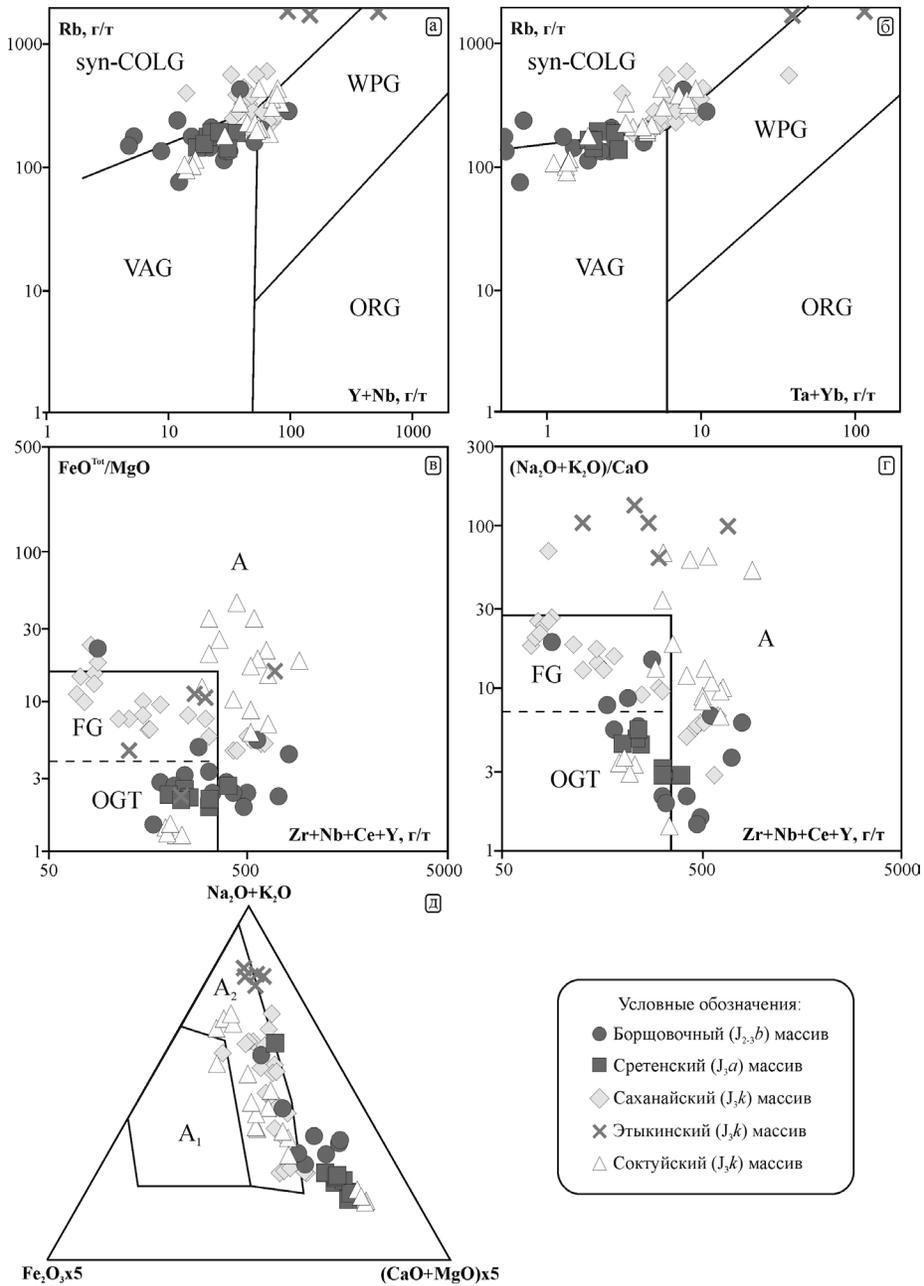


Рис. 2. Состав изученных пород на дискриминационных диаграммах: а) Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984]; б) Rb–(Ta+Nb) [Pearce et al., 1984]; в) $(\text{FeO}^{\text{Tot}}/\text{MgO})$ – $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987]; г) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ – $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987]; д) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5$ – $(\text{CaO}+\text{MgO}) \times 5$ [Гребенников, 2014].

Поля гранитоидов: syn-COLG – синколлизийных; WPG – внутриплитных; VAG – островодужных, ORG – океанических хребтов; FG – фракционированные и OGT – нефракционированные гранитоиды I-, S-, M-типов; A – анорогенные гранитоиды; A1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов, A2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов.

ды главной фазы Соктуйского, породы Этыкинского и Саханайского массивов относятся к железистым гранитоидам. По соотношению A/CNK (рис. 1г) породы Саханайского и Этыкинского, а также породы главной фазы Соктуйского массива относятся к пералюминиевым гранитоидам, породы ранней фазы Соктуйского массива являются металюминиевыми; большая часть пород Борщовочного и Сретенского массивов располагается на границе полей металюминиевых и пералюминиевых гранитоидов. По соотношению щелочей и кальция (рис. 1д) породы массивов сходны.

Гранитоиды основных фаз Сретенского и Борщовочного массивов и гранитоиды ранней фазы Соктуйского массива характеризуются относительно низкими содержаниями Rb (139.51–197.13, 74.89–287.11 и 91.25–200.18 г/т, соответственно), Y+Nb (17.53–36.66, 4.77–59.59 и 13.57–55.39 г/т, соответственно) и Ta+Yb (1.87–2.95, 0.38–4.51 и 1.10–4.80 г/т, соответственно). Породы главной фазы Соктуйского массива, Саханайского и Этыкинского массивов, напротив, характеризуются повышенными (и даже аномальными) содержаниями Rb (183.03–425.80, 188.08–605.89 и 1717.42–2986.56 г/т, соответственно), Y+Nb (39.48–84.28, 13.92–77.38 и 50.14–536.37 г/т, соответственно) и Ta+Yb (3.27–9.31, 3.11–37.51 и 29.31–321.91 г/т, соответственно).

На геодинамических диаграммах (рис. 2а, б) [Pearce et al., 1984] большинство пород массивов тяготеет к пограничным областям между составами островодужных и синколлизионных пород, также значительная часть располагается на точке пересечения островодужных, внутриплитных и синколлизионных составов. Породы Этыкинского массива образуют отдельную группу точек, которая попадает на границу между синколлизионными и внутриплитными гранитоидами.

На дискриминационных диаграммах [Whalen et al., 1987] (рис. 2в, г) видно, что только железистые породы главной фазы Соктуйского массива (сумма содержаний Zr+Nb+Ce+Y составляет 286.42–886.47 г/т) попадают в область А-гранитов. Породы остальных массивов расположены в нескольких областях: гранитов А-типа, фракционированных и нефракционированных гранитоидов I-, S-, M-типов. По мнению [Гребенников, 2014], дифференцированные граниты на диаграммах [Whalen et al., 1987] частично перекрывают область А-гранитоидов. В работе [Гребенников, 2014] для корректного расчленения гранитов предлагается использовать тройную диаграмму $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \times 5$, основанную на главных петрохимических параметрах А-гранитов (железистость, низкие содержания Са и Mg при высоких содержаниях Na и K). На рис. 2д видно, что гранитоиды Этыкинского, Саханайского и главной фазы Соктуйского массивов относятся к A_2 -типу гранитов, породы Борщовочного и Сретенского массивов и породы ранней фазы Соктуйского массива представлены породами I- и S- типа.

Таким образом, выделяются три основные группы гранитоидов: 1) железистые и пералюминиевые породы главной фазы Соктуйского массива, породы Саханайского и Этыкинского массивов, которые соответствуют А-типу гранитоидов; 2) магнезиальные и металюминиевые породы Соктуйского массива и 3) магнезиальные, мета- и пералюминиевые породы Сретенского и Борщовочного массивов. Последние две группы по своим вещественным характеристикам близки к I-гранитоидам.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 21-17-00175.

Литература

Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55(9). С. 1356–1373.

Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезема для химической классификации и диагностики plutonic пород // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 56. С. 40–50.

Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.

Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*. 1989. Vol. 22. P. 247–263.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 95. P. 407–419.

В.И. Воспрецов

*Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
vostretsowadim@gmail.com*

Петрографическая характеристика и метасоматические изменения гранитоидов Олекминского комплекса Могочинского района (Забайкалье)

V.I. Vostretsov

*Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia
vostretsowadim@gmail.com*

Petrography and metasomatic alteration of granitoids of the Olekma complex, Mogocha region (Transbaikalia)

Abstract. Petrographic characteristics of granitoids of the Olekma complex in Mogocha region (Transbaikalia) are presented. The rocks are divided into two groups and described in detail. The main focus of the work is metasomatic alteration as a most important feature of related ore mineralization.

Могочинской район Забайкальского края расположен в южной части Алдано-Станового щита и сложен преимущественно кристаллическими породами архея и протерозоя, а также многочисленными комплексами разновозрастных гранитоидов и гранодиоритов от раннего протерозоя до мезозоя. С мезозойскими интрузиями гранодиорит-порфиров в районе связано Ключевское золото-молибденовое месторождение [Кривоуцкая, Гонгальский, 1995] и Давендинское месторождение молибдена [Быбин, Багова, 2014]. Также в районе известно Амазарканское золоторудное месторождение, связанное с высокометаморфизованными породами архея [Жмодик и др., 2012]. Россыпное золото добывается по рекам Амазар, Итака, Черный Урюм и др. В настоящее время в районе ведутся поисковые работы на новые коренные месторождения. Автор принимал участие в литогеохимической и геологической съемке лицензионных площадей компании Норникель в 2020–2021 гг. в составе отряда Института геохимии СО РАН (ИГ СО РАН, г. Иркутск).

Участок Развалистый располагается в долине руч. Большой Амуджикан в Могочинском районе Забайкальского края в 20 км от пос. Ксеньевка (рис. 1). В геологическом строении участка преобладают коллизионные граниты Олекминского комплекса, возраст которого составляет 358 ± 2 млн лет (U-Pb датирование циркона), [Ларин и др., 2015]. Также известны тела гранодиоритов, которые одни авторы относят к одной из фаз раннепротерозойского

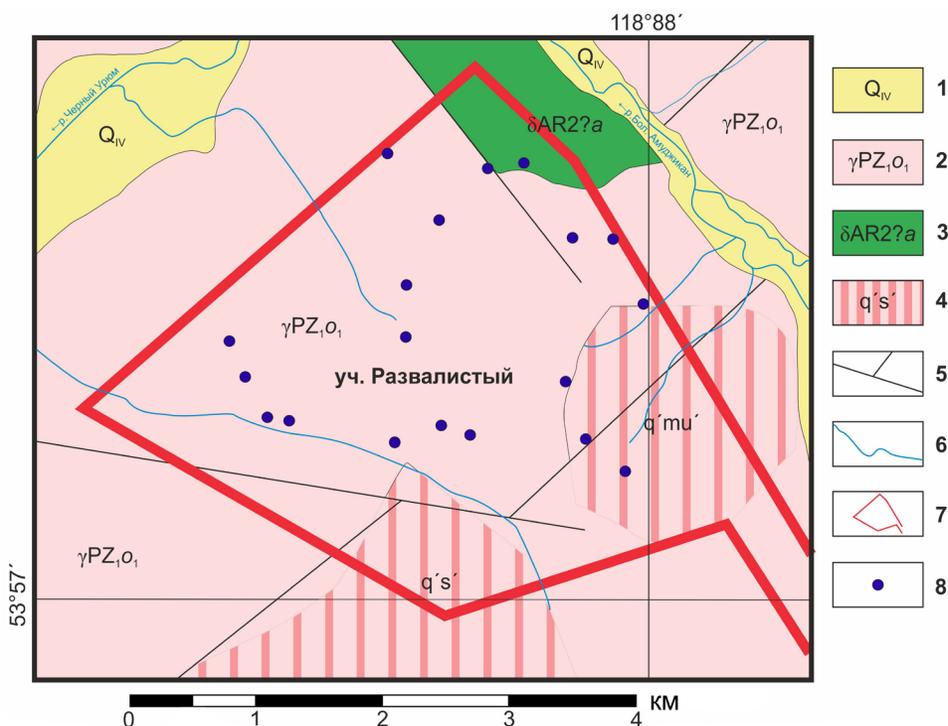


Рис 1. Схема геологического строения участка Развалистый по [Козлов и др., 2010] с изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты олекминского комплекса, первая фаза ($\gamma PZ_{1,01}$); 3 – габбро амарского комплекса ($\delta AR_{2?a}$); 4 – метасоматические изменения: q' – окварцевание, s' – сульфидизация, μ' – мусковитизация; 5 – разрывные нарушения; 6 – речная сеть; 7 – контуры участка работ; 8 – точки опробования.

Позднестанового комплекса [Козлов и др., 2010], а другие – к ранним фазам палеозойского Олекминского плутона [Дриль и др., 2020]. По результатам литогеохимической съемки содержания Au во вторичных ореолах рассеяния составляли 0.5–2.5 г/т. В работе приводятся результаты минералого-петрографического изучения гранитов и гранодиоритов Олекминского комплекса. Главной задачей исследования была характеристика гидротермально-метасоматических изменений этих пород для оценки перспектив на обнаружение золоторудной минерализации (рис. 1). Петрографические исследования проводились на микроскопе Микромед-Полар 3 в ИГ СО РАН.

По результатам изучения выделены лейкократовые граниты и биотит-роговообманковые гранодиориты. Лейкократовые граниты имеют гипидиоморфную (гранитовую), среднезернистую структуру и массивную текстуру. Породы сложены гипидиоморфными зернами полевых шпатов (60–65%), аллотриоморфными зернами кварца (30–35%) и незначительным количеством частично замещенного биотита (до 5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и цирконом.

Полевые шпаты примерно в равных пропорциях представлены плагиоклазом, ортоклазом и микроклином. Размер зерен плагиоклазов и КПШ достигает 2–3 мм по удлинению, они, как правило, идиоморфны либо гипидиоморфны. В ортоклазе наблюдаются пертиты альбита. Широко проявлена пелитизация полевых шпатов, особенно по центральной части зерен (рис. 2а). Ксеноморфные частично трещиноватые зерна кварца размером до 0.6 мм находятся

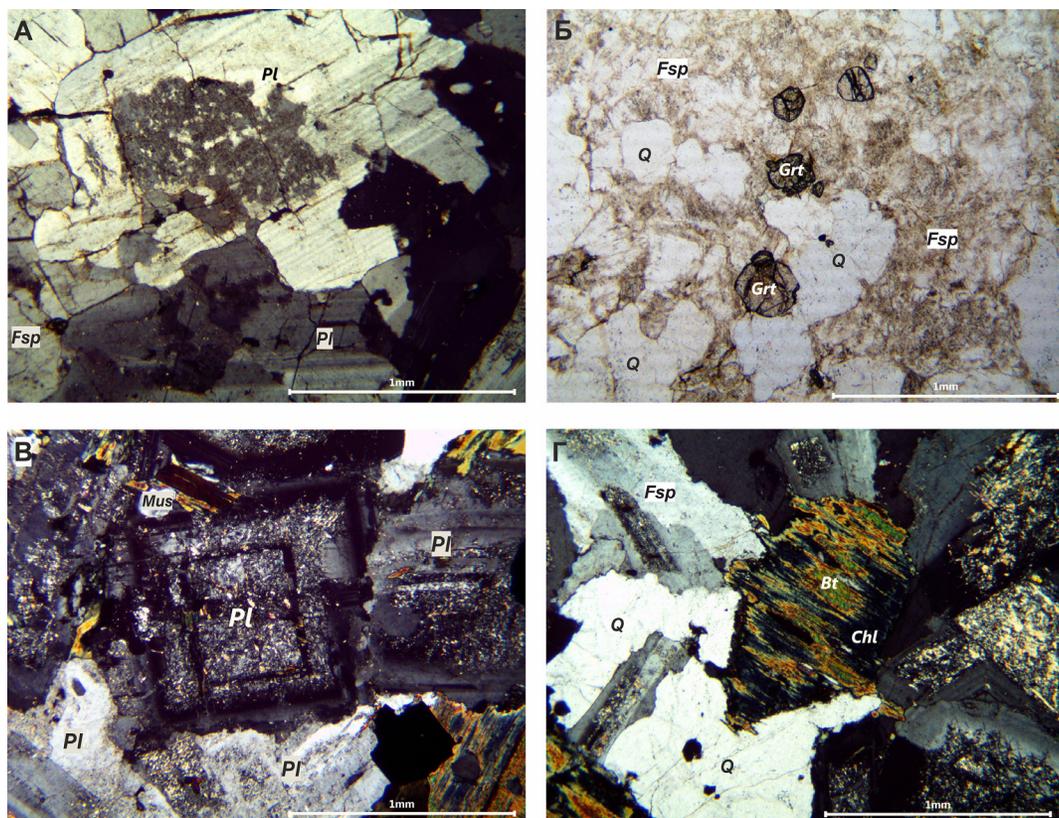


Рис. 2. Гранитоиды Олекминского комплекса и метасоматические изменения по ним: а) частичная пелитизация зерна плагиоклаза (Pl) в лейкограните, николи ×; б) зерна гранатов (Grt) в лейкограните, структура гипидиоморфнозернистая, николи ||; в) серицитизированное зерно плагиоклаза в гранодиорите, николи ×; г) псевдоморфное замещение биотита (Bt) хлоритом (Chl) в гранодиорите, николи ×.

Fsp – калиевый полевой шпат, Mus – мусковит, Q – кварц.

в интерстициях зерен полевых шпатов. По трещинам в кварце развиваются рудные минералы, чешуйки серицита и гидроокислы железа. Биотит частично или полностью замещен хлоритом, серицитом, пиритом и гидроокислами железа. Редко присутствуют неизменные чешуйки биотита размером 0.5–1.5 мм. Акцессорные минералы представлены мелкими призматическими зернами апатита (до 0.1–0.2 мм по удлинению), циркона (0.1 мм) и титанита (до 0.4 мм).

Из вторичных минералов в породах широко развиты хлорит и серицит, реже – мусковит. Хлорит либо частично замещает биотит, либо образует самостоятельные агрегаты, заполняющие трещины спайности или развивающиеся в зернах полевых шпатов в виде радиально-лучистых сростков. Мелкочешуйчатый серицит замещает зерна полевых шпатов или биотит. Часто заполняет трещины спайности полевых шпатов. Нередко по агрегатам серицита развиваются более крупные чешуйки мусковита (до 0.4 мм). Рудные минералы присутствуют в виде ксеноморфных агрегатов, заполняющих трещины или развивающихся самостоятельно, и кубических кристаллов (пирит?), расположенных по границам полевых шпатов. В тесной ассоциации с рудными минералами находятся мелкие зерна (до 0.2 мм) эпидота. Присутствуют гидроокислы железа.

К лейкогранитам могут быть отнесены гранатсодержащие граниты, наблюдающиеся

в нескольких образцах с участка. Это среднезернистые породы с идиоморфными зернами граната размером 0.1–0.4 мм (до 5 % от общей массы) (рис. 26). **Считается**, что гранат был захвачен в процессе контаминации из высокометаморфизованных вмещающих пород архейского возраста [Козлов и др., 2010].

Биотит-роговообманковые гранодиориты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Породы сложены идиоморфными индивидами плагиоклазов (30–40 %), гипидиоморфными зернами КПШ (40–45 %), и ксеноморфным кварцем (25–30 %). Темноцветные минералы представлены биотитом, роговой обманкой и замещающими их хлоритом и эпидотом. По текстурно-структурным признакам породы похожи на лейкограниты, но отличаются большим количеством темноцветных минералов 10–20 % и присутствием роговой обманки.

Полевые шпаты представлены идиоморфными зернами плагиоклазов (до 1–1.5 мм по длинной стороне) и гипидиоморфными зернами КПШ (до 0.7 мм). Для плагиоклазов характерно присутствие полисинтетических двойников, для КПШ – пертитов. Зерна полевых шпатов частично пелитизированы и серицитизированы (рис. 2в). Агрегаты кварца заполняют пространство в интерстициях полевых шпатов и темноцветных минералов, их размер колеблется от 0.2 до 0.4 мм. Темноцветные минералы представлены чешуйками биотита (10–15 %) и частично разрушенными зернами роговой обманки (до 5 %) размером до 1 мм. По биотиту развивается хлорит, а по роговой обманке – эпидот. Среди аксессуарных минералов отмечаются апатит (до 0.3 мм по удлинению) и частично разрушенные кристаллы титанита (до 0.5 мм), пространственно совмещенные с темноцветными минералами.

В небольшом количестве в породах присутствуют рудные минералы в виде кристаллов кубической формы размером до 0.3 мм, развивающихся в тесной ассоциации с кристаллами титанита и темноцветными минералами. Вторичные изменения проявлены в развитии серицита и глинистых минералов по полевым шпатам (пелитизация). Биотит частично хлоритизирован (рис. 2г), а роговая обманка замещается эпидотом.

Таким образом, изученные лейкограниты и гранодиориты слабо изменены, в основном, в них проявлены процессы хлоритизации (по биотиту) и эпидотизации (по роговой обманке). По полевым шпатам развита серицитизация и пелитизация. Следы интенсивной гидротермально-метасоматической проработки не выявлены, что, по-видимому, указывает на низкую перспективность участка Развалистый для обнаружения золоторудных объектов.

Автор выражает благодарность коллективу лаборатории геохимии рудообразования и геохимических методов поиска Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) и лично к.г.-м.н. А.Е. Будяку.

Литература

Быбин Ф.Ф., Багова В.З. Могочинско-Карийский золоторудный район (Восточное Забайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 1 (17). С. 78–84.

Дриль С.И., Носкова Ю.В., Ковач В.П., Сасим С.А. Гранит-лейкогранитная серия пород олекминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и Sm-Nd изотопная систематика пород // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2020. Т. 32. С. 32–41.

Жмодик С.М., Росляков Н.А., Козаченко И.В., Квасов Г.А. Моделирование и ГИС-технологии при перспективной оценке золоторудных районов восточного Забайкалья // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых). Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочаева СО РАН, 2012. Т. 3. С. 46–50.

Козлов С.А., Новченко С.А., Богад Г.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-забайкальская. Лист N – 50 – Сре-

тенск. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 377 с. + 3 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ФГУГП «Читагеолсъёмка»).

Криволиуцкая Н.А., Гонгальский Б.И. Ключевское месторождение / Месторождения Забайкалья. Том 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 33–40.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославенский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды Олекминского комплекса Селингино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 2. С. 194–198.

А.С. Волосов

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
volosovalex@gmail.com*

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Геологическая позиция, вещественный состав, возраст и модель формирования Керегетасского дайкового пояса, Восточный Казахстан

(научный руководитель д.г.-м.н. С.В. Хромых)

A.S. Volosov

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
volosovalex@gmail.com*

Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Geological setting, composition, age and formation model of the Keregetas dyke belt, East Kazakhstan

Abstract. The rocks of the Keregetas dyke belt in East Kazakhstan are studied. Two episodes of magmatic activity are established: 1) the emplacement of diorites of the Kolbulak pluton and intrusion of Bt-Amp granites 317 ± 2 Ma ago and 2) synchronous formation of dikes 287 ± 4 Ma ago and alkali leukogranites of the Keregetas intrusion 292 ± 4 Ma ago. The main geodynamic mechanism of the formation of the dike belt is related to the processes of stretching of the lithosphere caused by a collapse of the Carboniferous orogenic structure and activity of the Tarim mantle plume.

Введение. Дайки являются одними из главных (а в некоторых случаях, единственными) отражений глубинных процессов, происходящих в земной коре и мантии. Одним из важных критериев является их состав: в большинстве случаев это слабодифференцированные тела, отражающие состав глубинных магматических очагов. Пояса и рои базитовых даек отражают термические события в мантии и реакцию литосферы на эту активность. Исследования дайковых роев для того или иного региона могут помочь определить стадии эволюции литосферы, в том числе и эволюцию мантийных источников.

Объектом исследования является Керегетасский дайковый пояс, расположенный в Восточном Казахстане. В современных геодинамических представлениях этот регион рассматривается как позднепалеозойская Алтайская аккреционно-коллизийная система (часть Обь-Зайсанской складчатой системы), сформированная при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Дайки Керегетасского пояса (рис. 1) прорывают осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы ранне-среднекаменноугольного возраста в Жарма-Саурской зоне Обь-Зайсанской

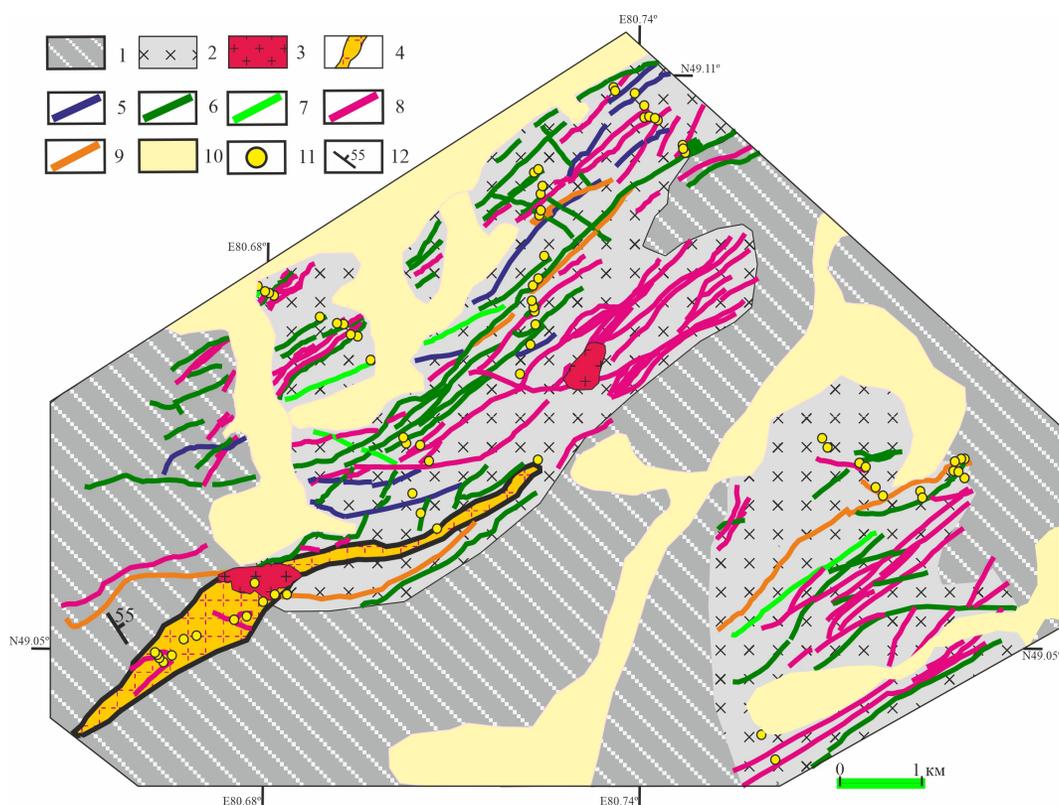


Рис. 1. Схема геологического строения Кергетасского дайкового пояса. Составлена автором по материалам дешифрирования космических снимков Bing.

1 – осадочно-вулканогенные отложения C_1 -t-v; 2, 3 – интрузивные породы саурской серии: 2 – Кольбулакский массив (микрогаббро и гранодиориты), 3 – Bt-Amp граниты; 4 – Кергетасская интрузия (щелочные лейкограниты); 5–9 – дайки Кергетасского пояса (внемасштабный знак): 5 – основного состава (долериты), 6 – лампрофирового состава (лампрофиры), 7 – среднего состава (диориты), 8 – среднекислого состава (гранодиориты), 9 – кислого состава (аплиты); 10 – четвертичные отложения (N–Q); 11 – места отбора проб; 12 – элементы залегания.

складчатой системы [Хромых, 2020]. Разнообразие состава пород (кислые, средние, основные) свидетельствует о проявлении процессов мантийно-корового взаимодействия, параметры которых можно выявить при исследовании даек.

В изученном районе выделено два структурных этажа: среднепалеозойский (герцинский), объединяющий отложения от нижнего девона до нижнего карбона, и кайнозойский, объединяющий отложения неогеновой и четвертичной системы [Ермолов и др., 1977]. Каменноугольные отложения прорваны интрузиями, наиболее крупная из которых (Кольбулакский массив) сложен диоритами и кварцевыми диоритами. Возраст массива определен нами U-Pb датированием магматических цирконов из биотит-амфиболовых кварцевых диоритов и составляет 317 ± 2 млн лет, что соответствует среднему карбону.

Кергетасский дайковый пояс имеет размеры 12×14 км, в плане вытянут в северо-западном направлении. Дайки пояса проявлены в северо-западной и юго-восточной частях Кольбулакского массива. Плотность даек в плане составляет 2–3 на 100 м, мощность – от 0.5–1.0 до 8–10 м, протяженность – в среднем, 4 км. Общее количество даек – не менее 250 тел. В западной части массива присутствует крупное дайкообразное интрузивное тело, сло-

женное гранитами. Оно резко выделяется в рельефе, образуя небольшую гряду – горы Керегетас [Столяров, 1964].

Методы исследования. Исследования проведены в ИГМ СО РАН с использованием ресурсов центра коллективного пользования. Петрографическое описание шлифов проведено с помощью петрографического микроскопа Carl Zeiss Axio Lab. Состав минералов проанализирован на СЭМ MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztech Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd. (аналитик М.В. Хлестов). Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА на спектрометре ARL-9900 XL (Thermo Element), редкоземельные и редкие элементы – методом ИСП МС на масс-спектрометре Finnigan Element (Thermo Fisher Scientific). Ar/Ar возраст определен методом ступенчатого прогрева монофракции зерен магматических амфиболов на масс-спектрометре Noblegas VG-5400. $U-Pb$ возраст единичных зерен магматических цирконов проанализирован методом ЛА ИСП МС на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan Element XR по методике [Хубанов и др., 2016].

Результаты исследований. На основании изучения минерального состава и структурных особенностей пород дайкового комплекса выделено их девять петрографических разновидностей. Породы Кольбулакского массива представлены неравномернозернистыми микрогаббро и гранодиоритами, интрузии кислого состава сложены $Vt-Amp$ гранитами, дайки основного состава – неравномернозернистыми долеритами, дайки среднего состава – лампрофирами и диоритами, дайки среднекислого состава – гранодиоритами, дайки кислого состава – аплитами. Наиболее поздняя Керегетасская гранитная интрузия сложена щелочными рибекитовыми лейкогранитами.

В долеритах главные минералы представлены зональным плагиоклазом (An_{56-26}), оливином (f 23–52), энстатитом (f 27–45) и авгитом (f 30–40); в лампрофирах – зональным плагиоклазом (An_{15-52}), калиевым полевым шпатом, авгитом (f 32–39), паргаситом (f 31–47), биотитом (f 36–46) (акцессорные минералы – апатит, титанит); в порфириовидных гранодиоритах – зональным плагиоклазом (An_{8-41}), калиевым полевым шпатом, магниальной роговой обманкой (f 42–55), биотитом (f 51–57). Щелочные лейкограниты Керегетасской интрузии отличаются: здесь >35 об. % занимает кварц, >50 об. % – калиевый полевой шпат, плагиоклаз по составу соответствует чистому альбиту (An_0), темноцветные минералы представлены рибекитом, эгирином, астрофиллитом.

Проведенные исследования позволяют говорить о двух эпизодах магматической активности в пределах изученного района: 1) внедрение диоритов и кварцевых диоритов Кольбулакского массива и интрузии $Vt-Amp$ гранитов; 2) субсинхронное внедрение даек с возрастом 287 ± 4 млн лет ($U-Pb$) и внедрение щелочных лейкогранитов Керегетасской интрузии (292 ± 4 млн лет ($Ar-Ar$)).

Полученные данные по вещественному составу позволяют говорить, что толеитовая серия представлена породами основного состава Кольбулакского массива. К известково-щелочной серии относятся основные, небольшое количество лампрофировых и среднекислых даек. К высококалевой известково-щелочной серии относятся породы кислого состава Кольбулакского массива, интрузии $Vt-Amp$ гранитов, большинство лампрофировых, средних, среднекислых и кислых даек, а также породы Керегетасской интрузии. Исходя из геодинамической диаграммы для базитовых пород (рис. 2а) Керегетасского пояса, габбро Кольбулакского массива саурской серии относятся к островодужным обстановкам, а лампрофировые и долеритовые дайки образованы в результате внутриплитного магматизма. На диаграмме $Nb/Yb-Th/Yb$ (рис. 2б) лампрофировые дайки попадают в поле вулканических дуг, габбро Кольбулакского массива – между полями E-MORB и N-MORB, а долериты даек – по разные стороны от поля эволюции мантийных базальтов и располагаются между E-MORB и OIB. Из этого можно сделать вывод, что габбро Кольбулакского массива и долеритовых даек имеют

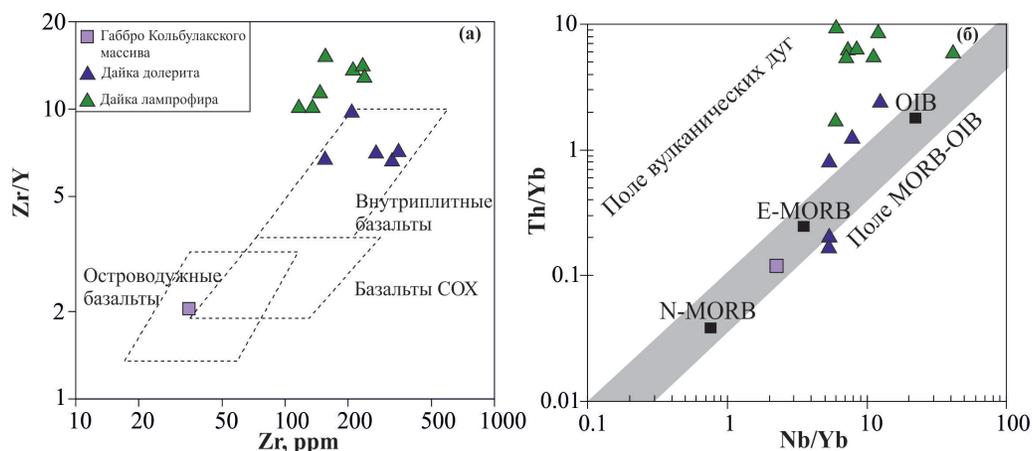


Рис. 2. Составы базитовых пород Керегетасского дайкового пояса на дискриминационных диаграммах Zr–Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] (а) и Nb/Yb–Th/Yb [Pearce, 2008] (б).

разные мантийные источники, в то время как лампрофировые и долеритовые дайки – это результат эволюции одного источника.

Сопоставление петрохимии и геохимии дайковых пород позволило предположить, что субсинхронное внедрение даек различного состава произошло из разноглубинных очагов, а образование этих очагов является результатом взаимодействия базитовых магм с литосферой. Дайки долеритов являются производными наиболее глубинного очага базитовых магм, дайки лампрофиров и диоритов – производными этого же очага со следами контаминации веществом вмещающих пород, а дайки гранодиоритов и аплитов – производными гибридного магматического очага, возникшего при смешении базитовых магм с выплавками из коровых субстратов. Формирование даек Керегетасского комплекса могло быть следствием тектономагматических событий, приведших к формированию Кольбулакского диоритового массива в среднем карбоне. Формирование Керегетасского тела щелочных лейкогранитов, резко отличающихся по составу, произошло из другого магматического очага. Данное тело сложено щелочными гранитами А-типа, которые в общем случае образуются во внутриплитных геодинамических обстановках за счет дифференциации щелочных или субщелочных базитовых магм при минимальной роли контаминации корового вещества [Гребенников, 2014].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00346).

Литература

- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. №. 9. С. 1356–1373.
- Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П. и др. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
- Столяров Ю.А. Объяснительная записка к карте М-44-XXVII масштаба 1:200000. М.: Недра, 1964. 102 с.
- Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан). Дис. на соиск. степ. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz₃-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. Vol. 100. № 1–4. P. 14–48.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. Vol. 69. № 1. P. 33–47.

ЧАСТЬ 7. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ, АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В.С. Стативко

*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
vlad.stativko@mail.ru*

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

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в гранатах из силикатно-карбонатных пород Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал)

(научный руководитель д.г.-м.н. С.Г. Скублов)

V.S. Stativko

*St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia
vlad.stativko@mail.ru*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia

Features of rare and rare earth element pattern in garnets from silicate-carbonate rocks of the Kusa-Kopan complex (South Urals)

Abstract. The results of study of REE contents of garnets of silicate-carbonate rocks found in Akhmatovskaya, Praskov'e-Evgen'evskaya and Perovskitovye mines of the Kusa-Kopan complex in the South Urals are presented. The average formulas of garnets are as follows (the HREE/LREE ratio is given in brackets): $(Ca_{2.98}Mn_{0.03}Mg_{0.01}Fe_{0.01})_{3.03}(Al_{1.01}Fe_{0.97}Ti_{0.04})_{2.02}Si_{2.94}O_{12}$ (5.39), $(Ca_{3.03}Mn_{0.04}Fe_{0.02}Mg_{0.01})_{3.10}(Fe_{1.38}Al_{0.45}Ti_{0.11})_{1.94}Si_{2.99}O_{12}$ (11.5), $(Ca_{3.02}Mg_{0.08}Mn_{0.01})_{3.11}(Fe_{1.41}Ti_{0.39}Al_{0.28})_{2.08}Si_{2.82}O_{12}$ (1.61), respectively. The garnets show positive Eu (average Eu/Eu* ratios are 2.56, 3.93, and 1.92, respectively) and Ce (average Ce/Ce* ratios are 0.43, 1.86 and 0.9992, respectively) anomalies. The contents of dominant La and Ce are correlated with Eu/Eu* value, as well as with Ti, Zr, U, Nb, Y and Hf contents. Strong positive Ti-U and Nb-Hf correlations are first observed in calcium garnets of the South Urals.

В пределах Шишимских и Няземских гор Южного Урала расположены Ахматовская, Прасковье-Евгеньевская и Перовскитовые копи, где вскрыты силикатно-карбонатные тела, генезис которых до конца не изучен. В этих выработках встречаются различные минеральные ассоциации с кальциевыми гранатами, например: клинохлор-диопсид-гранат-апатитовая, кальцит-перовскит-гранат-везувиановая или клинохлор-перовскит-гранатовая. Существует несколько гипотез образования силикатно-карбонатных пород, основанных на интерпретации минералогических ассоциаций: высокотемпературные магнезиальные скарны [Мясников, 1954] или карбонатитовые тела [Попов, 2010; Степанов и др., 2019].

С целью определения генезиса силикатно-карбонатных пород в ряде работ изучались отдельные минералы, входящие в состав этих пород. В.А. Поповым издан очерк минералогии Ахматовской копи, где описана морфология кристаллов диопсида, перовскита и магнетита, и рассмотрена минералогия Прасковье-Евгеньевской копи [Попов, 2012а, 2012б]. Из этих копей изучены также шпинель [Кутырев и др., 2014], перовскит [Степанов и др., 2017], апатит [Бочарникова и др., 2011], другие минералы, а также состав гранатов в отношении

главных компонентов [Стативко и др., 2019; Стативко, 2020]. Данные о содержаниях редких и редкоземельных элементов в гранате могут пролить свет на условия минералообразования силикатно-карбонатных пород. Целью настоящей работы является определение содержания редких и редкоземельных элементов в гранатах из Ахматовской, Прасковье-Евгеньевской и Перовскитовой гранатосодержащих копей Южного Урала и условий их образования.

Зерна гранатов из всех объектов отобраны из кристаллических агрегатов, которые сформировались в пустотах, полостях или трещинах с выраженным габитусом кристаллов, и имеют сходные скарновые ассоциации с преобладанием в них клинохлора, диопсида и граната. Гранаты исследованы методами СЭМ ЭДС и масс-спектрометрией вторичных ионов (SIMS). Для расчета кристаллохимических коэффициентов и соотношений минералов в гранатах определены содержания главных элементов на РЭМ JEOL JSM-6510LA с ЭДС JED-2200 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Содержания редкоземельных и редких элементов в гранатах (табл.) проанализированы на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль), где размер пучка не превышал в диаметре 20 мкм с относительной ошибкой измерения 10–15 % (порог обнаружения 10 мг/т). При построении спектров распределения содержания РЗЭ в гранатах нормированы на состав хондрита CI [McDonough, Sun, 1995].

Таблица

Содержания редкоземельных и редких элементов в гранатах из копей Южного Урала

г/т	Ахматовская копь					Прасковье-Евгеньевская копь					Перовскитовые копии			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La	0.11	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.06	0.04	0.06	0.10	1.39	2.07	1.60	1.05
Ce	0.11	0.02	0.01	0.03	0.03	0.15	0.10	0.13	0.17	0.20	9.07	8.98	8.80	7.99
Pr	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.01	2.98	3.51	3.10	3.07
Nd	0.25	0.08	0.24	0.26	0.76	н.о.	0.04	0.09	0.11	0.08	35.4	37.2	34.8	31.7
Sm	0.90	0.77	0.86	1.63	3.60	0.04	0.08	0.09	0.18	0.09	28.7	29.5	27.5	24.4
Eu	1.72	1.77	2.12	2.78	4.47	0.13	0.22	0.26	0.32	0.17	22.5	21.3	20.5	17.6
Gd	4.93	4.72	6.27	6.86	11.2	0.26	0.42	0.48	0.36	0.15	43.4	42.7	38.8	30.3
Tb	1.16	1.09	1.17	1.22	1.70	0.11	0.18	0.22	0.16	0.12	8.19	8.09	7.03	4.80
Dy	5.96	6.12	6.79	6.59	8.00	1.23	1.55	1.63	1.62	1.76	49.9	49.1	40.9	26.9
Ho	1.04	1.10	1.07	1.09	1.19	0.28	0.41	0.44	0.44	0.64	10.8	10.5	8.70	5.30
Er	2.76	2.78	2.62	2.72	3.10	1.03	1.68	1.69	1.82	2.62	34.3	33.2	28.1	17.8
Yb	2.34	2.49	2.29	2.18	2.61	1.44	2.11	1.95	2.17	3.56	34.7	33.7	27.7	14.9
Lu	0.36	0.41	0.50	0.45	0.51	0.20	0.26	0.27	0.32	0.37	4.69	4.65	3.79	2.02
Ti	4672	4929	4604	5086	5514	8532	11970	12762	12643	10786	55786	57072	55654	54103
V	375	355	370	379	380	1296	1485	1551	1734	1905	1370	1383	1359	1323
Cr	163	170	135	109	77.0	644	136	176	185	166	27.4	51.6	31.6	15.9
Y	30.0	29.6	30.3	29.6	35.9	8.44	11.8	12.2	12.4	20.2	449	461	382	235
Zr	21.9	24.1	22.9	24.5	27.8	30.3	41.1	47.8	41.8	37.5	1477	1468	1389	1223
Nb	0.34	0.29	0.30	0.32	0.43	0.70	1.12	1.82	1.44	0.70	35.6	34.8	37.6	42.4
Ba	1.50	0.74	0.90	1.88	3.30	3.20	2.86	2.52	3.17	3.32	0.89	1.15	0.78	0.31
Hf	2.22	2.82	3.05	3.15	3.43	1.42	1.85	2.04	1.97	1.99	45.7	44.5	40.3	30.7
U	0.10	0.13	0.20	0.24	0.24	0.05	0.04	0.03	0.07	0.10	25.9	25.8	24.8	22.6
Ce/Ce*	0.44	0.50	0.31	0.54	0.35	2.02	н.о.	2.24	1.84	1.34	1.08	0.81	0.99	1.08
Eu/Eu*	2.49	2.83	2.79	2.54	2.14	3.97	3.54	3.85	3.83	4.48	1.94	1.83	1.92	1.98

Примечание. н.о. – не определено.

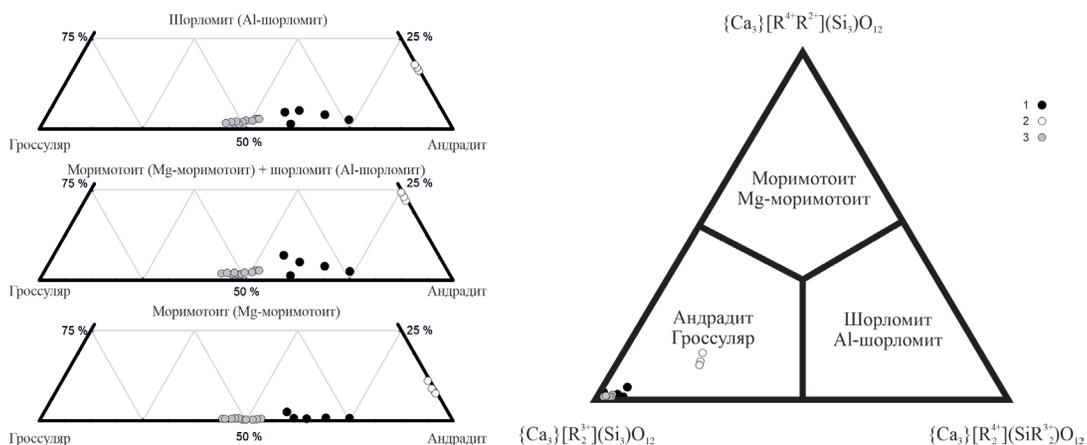


Рис. 1. Треугольная диаграмма составов гранатов из копей Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал).

Здесь и на рис. 2, копии: 1 – Прасковье-Евгеньевская; 2 – Перовскитовые; 3 – Ахматовская.

В Ахматовской копи гранаты извлечены из пород с клинохлор-диопсид-гранатовая ассоциацией. Окраска их индивидов варьирует от вишнево-красного до темно-красного цветов. Преобладают ромбододекаэдрические габитусные формы. В составе гранатов в равных количествах преобладаютgrossуляровый и андрадитовый миналы, что не позволяет отнести их ни к одному конечному члену (рис. 1). Средняя кристаллохимическая формула – $(Ca_{2.98}Mn_{0.03}Mg_{0.01}Fe_{0.01})_{3.03}(Al_{1.01}Fe_{0.97}Ti_{0.04})_{2.02}Si_{2.94}O_{12.00}$.

В Прасковье-Евгеньевской копи гранаты отобраны из эпидот-гранатовых жил в клинохлор-диопсид-везувиан-гранатовых породах. Кристаллы гранатов обладают темно-красным (до черного) цветом и ромбододекаэдрическим габитусом. Состав гранатов преимущественно андрадитовый, содержание grossулярового минала варьирует от 25 до 40 %, а содержание шорломитового минала достигает 5 %. Средняя кристаллохимическая формула – $(Ca_{3.03}Mn_{0.04}Fe_{0.02}Mg_{0.01})_{3.10}(Fe_{1.38}Al_{0.45}Ti_{0.11})_{1.94}Si_{2.99}O_{12.00}$.

В Перовскитовых копиях гранаты отобраны из жильных гранат-перовскит-хлоритовых пород. Индивиды, как правило, обладают комбинацией простых форм тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра и отличаются черным цветом. Состав гранатов уникален тем, что содержания шорломитового и моримотоитового миналов достигают 14 и 9 %, соответственно, при содержании андрадитового минала 70 %. Средняя кристаллохимическая формула – $(Ca_{3.02}Mg_{0.08}Mn_{0.01})_{3.11}(Fe_{1.41}Ti_{0.39}Al_{0.28}Si_{2.82})_{2.08}O_{12.00}$.

Для гранатов из рассматриваемых копей наблюдается закономерное преобладание ТРЗЭ над ЛРЗЭ (рис. 2). Средние отношения ТРЗЭ/ЛРЗЭ в гранатах из Ахматовской, Прасковье-Евгеньевской и Перовскитовых копей составляют 5.39, 11.5 и 1.61, соответственно. Для всех рассматриваемых гранатов наблюдаются положительные Eu аномалии (Eu/Eu* в среднем, 2.56, 3.93 и 1.92, соответственно). Избыток Eu, вероятно, обусловлен его наследованием из плагиоклазов, которые могли быть замещены при метасоматозе, что подтверждается наблюдениями в скарнах Ахматовской копи [Попов, 2012а]. Повышенные содержания ЛРЗЭ в гранатах из Перовскитовых копей и сходство со спектрами распределения РЗЭ в высокотитанистых кальциевых гранатах из мелкозернистого ийолита массива Салланлатва [Стифеева и др., 2020] могут свидетельствовать о том, что минералообразование в силикатно-карбонатных породах Перовскитовых копей происходило в щелочной среде. Кроме того, наблюдаются Ce аномалии разного знака (средние отношения Ce/Ce* для рассматриваемых копей

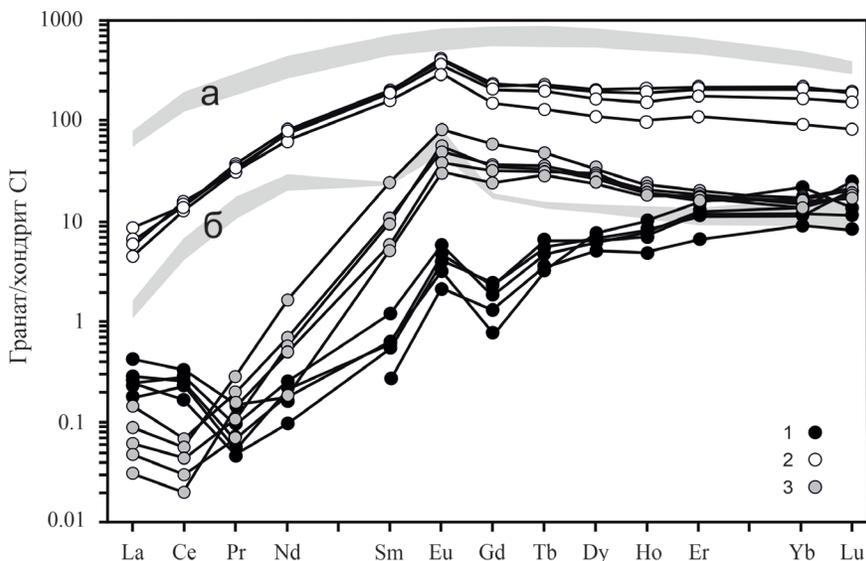


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в гранатах из копей Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал).

а – гранаты из ийолита массива Салланлатва (Кольский п-ов) [Стифеева и др., 2020]; б – гранаты из эпидот-гранат-пирротиновых метасоматитов месторождения Кроун Джувел (США) [Gaspar et al., 2008].

составляют 0,43, 1,86 и 0,99, соответственно). Если в гранатах из Перовскитовых копей Се аномалия не проявлена, то в гранатах из Ахматовской копи она отрицательная, что свидетельствует об образовании граната в восстановительных условиях. В гранатах из Прасковье-Евгеньевской копи Се аномалия положительная, что свидетельствует о кристаллизации граната в окислительных условиях. Следует отметить, что содержания преобладающих ЛРЗЭ (La и Ce) положительно коррелируют с отношением Eu/Eu^* и содержаниями Ti, Zr, U, Nb, Y и Hf. Впервые для кальциевых гранатов Южного Урала установлена сильная положительная связь Ti с U, Nb и Hf.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что условия образования гранатов в жильных силикатно-карбонатных породах Кусинско-Копанского комплекса со сходными минеральными ассоциациями отличаются и, следовательно, не позволяют выдвинуть единую гипотезу их образования. Следует продолжить исследование гранатов из этих и других минералогических копей Южного Урала для выяснения условий образования гранатов в силикатно-карбонатных породах.

Литература

Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Состав и источники флюидов в скарнах минеральных копей Кусинско-Копанского интрузивного комплекса (Южный Урал) // Литосфера. № 5. 2011. С. 124–130.

Кутырев А.В., Матвеева П.П., Степанов С.Ю. Особенности морфологии и состава цинковых шпинелей различных месторождений мира // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 212–215.

Мясников В.С. Минеральные копи Шишимских и Няземских гор // Минералогия Урала. Т. 1. М.: АН СССР, 1954. С. 250–268.

Попов В.А. Минералогические исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи // Уральский минералогический сборник. 2010. № 17. С. 109–117.

Попов В.А. Ахматовская копь на Южном Урале (очерк минералогии) // Минералогический Альманах. 2012а. Т. 17. Вып. 1. С. 8–47.

Попов В.А. К минералогии Прасковье-Евгеньевской копи на Южном Урале // Уральская минералогическая школа–2012. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2012б. С. 134–139.

Стативко В.С. Особенности химического состава гранатов из силикатно-карбонатных пород Кусинско-Копанского комплекса, Южный Урал // Всероссийская молодежная геологическая конференция памяти В.А. Глебовицкого–2020. СПб: СПбГУ, ИГГД РАН, 2020. С. 120–122.

Стативко В.С., Степанов С.Ю., Шагалов Е.С. Химический состав и природа гранатовой минерализации в жильных силикатно-карбонатных породах, пространственно сопряженных с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом, Южный Урал // Новое в познании процессов рудообразования–2019. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 397–401.

Степанов С.Ю., Лепехина Е.Н., Паламарчук Р.С., Шарпенюк Л.Н. Возраст и изотопные характеристики минерализованных карбонатных пород, сопряженных с магматитами Кусинско-Копанского габбрового интрузива, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2019. С. 266–269.

Степанов С.Ю., Шарпенюк Л.Н., Паламарчук Р.С., Глазов А.И. Особенности распределения микропримесей в перовските из скарнов и жильных кальцитовых образований Чернореченского и Нязямского хребтов (Южный Урал) // Минералогия. 2017. Т. 3. № 1. С. 61–70.

Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.

Gaspar M., Knaack C., Meinert L.D., Moretti R. REE in skarn systems: a LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. Vol. 72. P. 185–205.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 23–253.

А.А. Зворыгина

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
anj1789@rambler.ru*

Реликтовые хромшпинелиды из антигоритовых серпентинитов утарбаевской ассоциации максютковского комплекса, Южный Урал
(научный руководитель чл.-корр. РАН В.Н. Пучков)

А.А. Zvorygina

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg
anj1789@rambler.ru*

Relict Cr-spinels from antigorite serpentinites of the Utarbaevo association of the Maksyutovo complex, South Urals

Abstract. The paper presents the results of study of Cr spinels from HP-UHP antigorite serpentinites of the Utarbaevo lawsonite-bearing unit of the Maksyutovo complex. Most of the studied grains are almost completely altered by late metamorphic-metasomatic processes, but, in rare cases, the relics of primary alumochromites ($\#Cr = Cr \times 100 / (Cr + Al)$ 56.6–56.9; $\#Mg = Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+})$ 43.0–53.4) remained in the cores of the individual grains, the margins of which include late magnetite or chromium magnetite. In studied Cr spinels, the composition evolves from alumochromite to chromite and ferrichromite, which is typical of Cr spinels from dunite-harzburgite massifs.

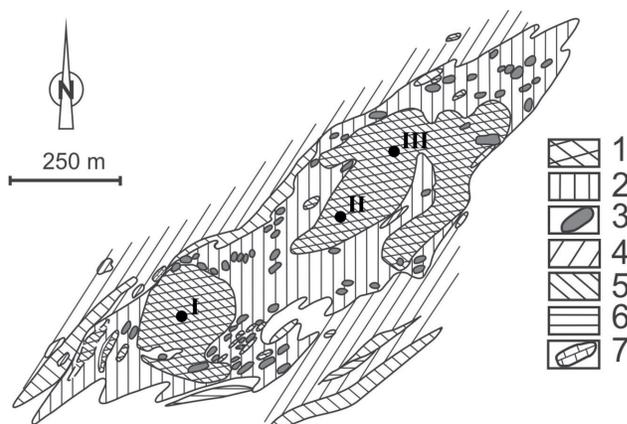


Рис. 1. Схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе д. Караяново – Утарбаево [Русин и др., 2021].

1 – антигритовые серпентиниты; 2 – зона меланжа; 3 – гранат-клинопироксеновые, лавсонитовые эклогиты и гранат-лавсонитовые породы; 4–7 – верхняя единица: 4 – зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горблендиты, габбро, диабазы; 5 – графитистые кварциты; 6 – слюдяные сланцы; 7 – мрамора. Точки на карте номера отбора проб серпентинитов: I – N = 51°59'4.5" E = 57°45'37.0", h = 469.5 м; II – N = 52°00'03"5, E = 057°46'05"2, h = 497 ± 3 м; III – N = 52°00'01"7, E = 057°46'00"5, h = 495 ± 2 м.

Особенности химического состава хромшпинелидов (содержания Cr, Al, Ti и #Mg) являются одним из критериев, определяющих протолит и эволюцию формирования серпентинитов. Многочисленные исследования химических и текстурных изменений хромшпинелидов показывают, что реликты первичных хромшпинелидов могут сохраняться в породах, претерпевших метаморфические преобразования от условий зеленосланцевой и до низов амфиболитовой фаций [Wunder et al., 2001; Farahat, 2008; Colas et al, 2014]. Целью работы является характеристика особенностей химического состава хромшпинелидов из антигритовых серпентинитов УНР-НР зоны меланжа максютковского комплекса.

В работе приводятся результаты изучения хромшпинелидов (более 100 обр.) из антигритовых серпентинитов зоны меланжа максютковского комплекса, включающей Утарбаевскую ассоциацию. Ассоциация слагает самостоятельное подразделение в аккреционной структуре максютковского комплекса [Русин и др., 2021]. Она представлена глыбообразными телами диоксид-гроссуляровых и разнообразных лавсонитсодержащих пород, включенных в антигрит-серпентинитовый меланж. Фрагменты серпентинитового меланжа прослеживаются в виде полос шириной до 1 км и протяженностью до 4–5 км (рис. 1). В последнее время в породах Утарбаевской ассоциации обнаружены редкие лавсонитовые эклогиты, сложенные индикаторной минеральной ассоциацией альмандин-гроссуляровый гранат + омфациит + лавсонит + коэзит/кварц, отражающей низкотемпературные ультравысокобарические условия метаморфизма [Русин и др., 2021].

Аналитические исследования проведены в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Морфология зерен хромшпинелидов исследовалась на СЭМ JSM-6390L фирмы Jeol. Химический состав минералов определен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100. Пределы обнаружения Na, K, Al, Mg, Si, Ca составили 0.02–0.03 мас. %, Cr и Ti – 0.04–0.05 мас. %, Fe и Mn – 0.09–0.12 мас. %. Аналитики – А.В. Михеева, В.В. Хиллер.

Представительные микронзондовые анализы минералов антигоритовых серпентинитов

Минералы	Антигорит		Амфибол		Магнетит	Шпинелиды			
						край	центр	край	центр
	1	2	3	4	5	6		7	
SiO ₂	44.39	44.16	40.78	41.26	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
TiO ₂	н/о	н/о	1.96	1.63	н/о	0.05	0.19	0.17	0.14
Al ₂ O ₃	0.23	0.16	12.02	12.86	0.07	0	10.32	0.01	23.23
Cr ₂ O ₃	0.5	0.23	0.09	0.07	0.44	1.26	60.2	19.3	45.1
V ₂ O ₃	–	–	–	–	–	0.01	0.07	–	–
FeO _{общ}	2.2	1.13	19.24	14.47	4.28	91.2	18.6	72.1	17.9
MnO		0.06	0.21	0.29	0.7	0.04	0.19	0.22	0.33
MgO	41.44	41.6	7.91	11.06	42.63	0.1	10.5	0.1	11.3
NiO	–	–	–	–	–	0.49	0.08	–	–
ZnO	–	–	–	–	–	0.01	0.08	–	–
CaO	0.01		11.44	11.55	0.28	н/о	н/о	н/о	н/о
Na ₂ O	0.02	0.01	2.06	2.39	0.01	н/о	н/о	н/о	н/о
K ₂ O	0.01	0.01	0.75	0.77	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Σ	88.79	87.35	96.46	96.35	48.41	93.2	100.1	91.9	98.1

Примечание. н/о – ниже предела обнаружения, прочерк – не определялось.

Антигоритовые серпентиниты – плотные массивные, иногда рассланцованные породы, состоящие из антигорита (86–94 %), хлорита (10–12 %), хромшпинелида (5 %), магнетита (5 %), магнезита (до 5 %), амфибола (1 %) и редких ильменита и циркона. Антигорит чешуйчатый мелкозернистый (до 0.4 мм) представлен магнезиальной разновидностью (#Mg = 0.90–0.98), при соотношении Si/Mg 0.72–0.77 содержит Al₂O₃ (от 0.04 до 0.15 к.ф.), Cr₂O₃ до 0.03 к.ф. и NiO до 0.05 к.ф. (табл.). Хлорит слагает агрегаты с антигоритом в матрице, по составу отвечает клинохлорпенниту (#Mg = 0.95) и содержит Al₂O₃ до 1.50 к.ф., Cr₂O₃ до 0.12 к.ф. Амфиболы представлены кальциевыми видами (чермакитом, паргаситом, роговой обманкой, тремолитом) и магнезиальным видом (куммингтонит). Чермакит-паргасит имеет незначительные колебания состава (Si⁴⁺ = 6.20–6.45 к.ф., Al^{VI} = 0.61–0.74 к.ф., Na до 0.62 к.ф., ΣAl = 0.53–0.58, #Mg = 0.60–0.62). Роговая обманка характеризуется значительными вариациями состава (Si⁴⁺ = 6.73–6.42 к.ф., Al^{VI} = 0.24–0.57 к.ф., Na 0.41–0.26, #Mg = 0.56–0.79), в отдельных кристаллах наблюдаются каймы тремолитового состава (Si⁴⁺ = 7.59–7.64 к.ф., Al^{VI} = 0.08–0.52 к.ф., Na 0.10–0.15, #Mg = 0.60), содержит незначительное количество (0.04–0.22 к.ф.) Na, Ca и Al. Магнетит развивается по антигориту, замещая последний. В его составе отмечается небольшое количество сидеритового минала (до 9 %) и примеси MnO (0.4–0.7 мас. %), Cr₂O₃ (до 0.44 мас. %) и Al₂O₃ (до 0.18 мас. %).

Хромшпинелиды представлены изометричными зернами размером до 0.04 мм, поверхность зерен часто резорбирована и содержит включения антигорита. Состав реликтовых участков хромшпинелида соответствует аломохромииту ((Cr/(Cr+Al) = 0.57, Mg/(Mg+Fe²⁺) = 0.43–0.54) или хромиту ((Cr/(Cr+Al) = 0.77–0.80, Mg/(Mg+Fe²⁺) = 0.44–0.60), а краевые зоны отвечают феррихромииту, хроммагнетиту или магнетиту (табл., рис. 2). От центра к краю зерна отмечается уменьшение содержаний MnO от 1.88 до 0.01 мас. % и TiO₂ – от 0.68 до 0.02 мас. % и незначительное увеличение содержаний V₂O₃ от 0.01 до 0.12 мас. % и ZnO до 0.92 мас. %. Для исследованных хромшпинелидов установлена эволюция состава аломохромиит – хромит – феррихромиит, которая характерна для хромшпинелидов дунит-гарцбургитовых массивов [Максеев и др., 1985].

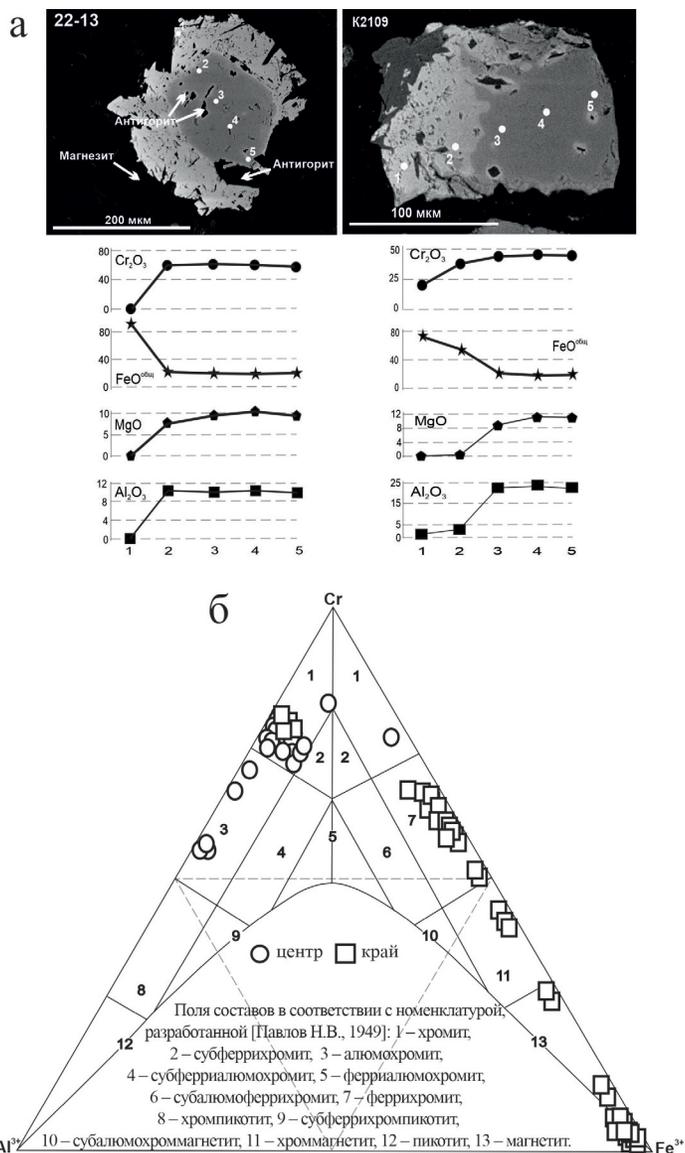


Рис. 2. а – микрофотографии зерен хромшпинели и профиля распределения основных оксидов; б – положение составов хромшпинелидов на диаграмме Al-Cr-Fe³⁺ [Павлов, 1949].

Для антигоритового серпентинита (по циркону, U-Pb методом) определены возрастные датировки – 1511 ± 15 , 452 ± 4.1 , 401 ± 5.6 и 279 ± 4.4 млн лет. Температуры образования цирконов этих групп (по геотермобарометру Zr_{Ti} [Ferry, Watson, 2007]) отвечают 846, 741, 640 и <590 °С, соответственно. Вероятно, данный интервал температур может отражать образование/преобразование (эволюцию химического состава) хромшпинелидов.

Литература

Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала, Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 153 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Института геол. наук. 1949. Вып. 103. Серия рудных месторождений. № 13. С. 91.

Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М. Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса // Литосфера. 2021. Т. 21. № 6. С. 867–883.

Colás V., González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Fanlo I., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kerestedjian T., Proenza J.A. Fingerprints of metamorphism in chromite: New insights from minor and trace elements // Chem. Geol. 2014. Vol. 389. P. 137–152.

Farahat E. Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications // Chem. Der Erde. 2008. Vol. 68. P. 193–205.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. Vol. 154. P. 429–437.

Wunder B., Wirth R., Gottschalk M. Antigorite pressure and temperature dependence of polysomatism and water content // Eur. J. Mineral. 2001. N 13. P. 485–495.

E.S. Karaseva¹, A.Yu. Kisin^{1,2}

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
lizavetakarasyova@outlook.com*

² – *Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

Новые данные по геологии Коркодинского месторождения демантоида (Средний Урал)

E.S. Karaseva¹, A.Yu. Kisin^{1,2}

¹ – *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
lizavetakarasyova@outlook.com*

² – *Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia*

New data on geology of the Korkodin demantoid deposit (Central Urals)

Abstract. The new data on geology of the Korkodin demantoid deposit in the Central Urals are presented. The Korkodin deposit, as well as the adjacent Poldnevskoe deposit, formed synchronously under similar conditions. Their main difference is related to more intense late lizardite serpentinization and “serpentine tectonics” at the Korkodin deposit, which is responsible for the foliation of rocks and tectonic fragmentation of demantoid.

Коркодинское коренное месторождение демантоида, на котором в настоящее время ведутся геологоразведочные работы, расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центрально-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Границы мегазон тектонические, фиксируются Серовско-Маукским и Главным Уральским (ГУР) разломами, трассируемыми гипербазитовыми массивами и серпентинитовым меланжем. Месторождение приурочено к южной части Коркодинского гипер-

базитового массива ~12 км длиной и до 2 км шириной. Ориентировка север-северо-западная согласно вмещающему одноименному разлому, входящему в зону ГУР. Отдельные сведения о месторождении изложены в нескольких производственных отчетах, монографиях и ряде статей [Кропанцев, 1998; Иванов, 1998; Поляков, 1999; Алферова, 2000].

Хотя демантоид в коренном залегании известен более века, но представления о его генезисе остаются дискуссионными. И, прежде всего, в отношении структурного контроля, играющего ключевую роль при поисково-разведочных работах и оценке промышленного потенциала месторождения. Представления о структурном контроле минерализации демантоида на уральских месторождениях сводятся к анализу разрывной тектоники разного ранга и времени от карбона до палеогена: серпентинитовый меланж, шарьяж, надвиги, кливаж скалывания и течения, будинаж-структуры, рассланцевание и т. п. (обзор в [Кисин и др., 2020]). Анализируются многочисленные данные по элементам залегания разрывных нарушений и системам трещиноватости с явным предпочтением субширотных простираний предполагаемых рудоконтролирующих трещин и их пересечений субмеридиональными разрывами.

В 2019–2021 гг. авторы провели полевые геолого-структурные исследования этой проблемы, давшие совершенно иной результат. Большинство перечисленных выше «рудоконтролирующих и рудовмещающих» структур на Коркодинском месторождении не наблюдались. «Субширотным надвигом» называют не крупную (несколько десятков метров) трещину со взбросо-надвиговой кинематикой, «рудоподводящая роль» которой невозможна в силу ее масштаба, как и ее «оперяющих трещин скалывания». Нет и «субширотной зоны рассланцевания, секущей надвиг». Вероятно, за зону рассланцевания была принята система сближенных трещин субширотного простирания. В тех случаях, когда наблюдалось рассланцевание пород, демантоиды всегда были раздроблены и растащены.

Минерализация тяготеет к восточному краю массива ультрабазитов, ограниченного с востока тектоническим нарушением ССВ простирания, падающим на восток под углом около 70°. Породы всячего бока представлены турмалин-кварц-серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами с крупными розетками роговой обманки и хлоритовыми сланцами. Ультрабазиты в зоне контакта представлены талькитами, тальк-серпентин-карбонатными породами и лизардитовыми серпентинитами суммарной мощностью 60–80 м. К западу они сменяются аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами и антигоритизированными клинопироксенитами. Породы сильно тектонизированы и напоминают мегабрекчию. Контакты клинопироксенитов с аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами тектонические. Вдоль трещин развивается лизардит, а сами трещины выполнены жильным лизардитом, иногда с демантоидом (рис. 1).

Антигоритовые серпентиниты и клинопироксениты имеют повышенную вязкость и дают положительный рельеф поверхности. Они же, и особенно клинопироксениты, контро-



Рис. 1. Аподунитовый антигоритовый серпентинит с жилками лизардита, иногда содержащими зеленый демантоид.

1 – демантоид; 2 – лизардит; 3 – пылевидный магнетит; 4 – антигоритовый серпентинит.



Рис. 2. Агрегаты демантоида в жильной массе.
1 – демантоид; 2 – лизардит; 3 – лизардитовый серпентинит.

лируют минерализацию. Контроль минерализации тектоническими нарушениями не наблюдался: их распределение хаотичное.

Гнезда с демантоидом имеют форму уплощенной линзы протяженностью по простиранию десятки сантиметров, редко до 1–2 м, при мощности 2–3 см и редко более. По простиранию гнезд проводники минерализации не наблюдаются, а по падению границы не установлены. Есть все основания считать их рудными столбами, как это предполагалось для Полдневского месторождения [Кисин и др., 2020; Карасева и др., 2021]. На Коркодинском месторождении минерализованные гнезда нередко срезаны крупными трещинами с надвиговой кинематикой, падающими на восток под углом 50–70°, а демантоиды испытали катаклиз. Появление данных трещин обусловлено либо давлением с востока, либо проявлением серпентинитовой тектоники.

На Коркодинском месторождении ювелирные демантоиды обычно представлены обломками, реже цельными, неразрушенными зернами округлой формы (рис. 2). Очень редко встречаются крупные округлые желваки-агрегаты, которые распространены на Полдневском месторождении, расположенном в 7 км севернее Коркодинского. На Коркодинском месторождении демантоид ассоциирует с лизардитом, бруситом и водными силикатами магния; с желваками-агрегатами в ассоциации появляется кальцит. На Полдневском месторождении в ассоциации с демантоидом обычны клинохризотил, магнетит, кальцит; по клинохризотилу часто развивается лизардит, а затем водные силикаты магния. Таким образом, первичные минеральные ассоциации на обоих месторождениях близки, но на Коркодинском месторождении они сохранились только в редких случаях. Отсутствие структурного контроля минерализации, тяготение ее к висячему боку массива, обилие жильного материала, выполняющего бессистемные трещины растяжения, последовательность метасоматических изменений пород от дунита и клинопироксена к антигоритовому и далее лизардитовому серпентиниту, радиально-лучистые секториальные агрегаты демантоида и другие признаки указывают на его образование в условиях декомпрессии. Факты, подтверждающие данную точку зрения, также наблюдались на Полдневском месторождении [Карасева и др., 2021; Кисин и др., 2020].

Оценить объем декомпрессионного расширения массива сложно, поскольку жильный материал распределен крайне неравномерно. Условия декомпрессии мы связываем с бы-

стрым подъемом массива с глубины 50–70 км или более в составе корово-мантийной смеси [Кисин и др., 2016; Murzin et al., 2018]. Подъем корово-мантийной смеси вверх обусловлен тектоническим выжиманием масс при коллизионных процессах. На позднем коллизионном и постколлизионном этапах происходила последовательная антигоритизация, хризотилизация и лизардитизация ультрабазитов. С наиболее высокотемпературной серпентинизацией сопряжено и образование демантоида на участках подъема минералообразующих растворов. Коркодинское и Полдневское месторождения демантоида формировались в одно время в сходных геологических условиях. Основное их отличие заключается в более интенсивной поздней лизардитовой серпентинизации и «серпентинитовой тектонике» на Коркодинском месторождении, вызвавшей рассланцевание пород и тектоническое раздавливание демантоида.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

Литература

Алферова М.С. О минералогии Коркодинского месторождения демантоида, Средний Урал (антигорит, хризотил, брусит, магнезиохромит, хромит, Ст-андрадит, демантоид, Ст-пеннин, кулкеит) // Уральская минералогическая школа–2000. Екатеринбург: УГГГА, 2000. С. 15–21.

Иванов О.К. Генезис демантоидных месторождений Урала // Уральский геологический журнал. 1998. № 1. С. 19–21.

Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия // Литосфера. 2021. Т. 21. № 5. С. 681–696.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64–73.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е. Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм // Литосфера. 2016. № 4. С. 79–91.

Кропанцев С.Ю. Ново-Коркодинское месторождение демантоида как уникальный источник ювелирного топазолита // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. 1998. № 8. С. 64–69.

Поляков В.Л. Уральские демантоиды: соотношение известных и новых данных // Уральский геологический журнал. 1999. № 5. С. 103–127.

Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash massif of ultramafic rocks (Southern Urals, Russia) // Minerals. 2018. Vol. 8(7). 306.

О.Г. Резникова, С.А. Блинова

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж
blinovasvetlana200@yandex.ru*

Распределение Mg в отвалах Данковского месторождения доломитов (Липецкая область)

O.G. Reznikova, S.A. Blinova

*Voronezh State University, Voronezh, Russia
blinovasvetlana200@yandex.ru*

Mg distribution in the Dankov dolomite deposit dumps, Lipetsk region

Abstract. The mineral composition of dolomites of the Dankov dolomite deposit (Voronezh region) and Mg distribution affected by supergene processes in the dumps are studied.

Настоящее исследование посвящено изучению минерального состава и особенностей распределения Mg под воздействием гипергенных процессов в отвалах Данковского месторождения доломитов, Липецкая область. Месторождение расположено в центральной части Восточно-Европейской платформы в северо-восточном крыле Воронежской антеклизы на левом берегу р. Дон. Месторождение является крупнейшим в России с разведанными балансовыми запасами 628 млн т [Сычева, 2018]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения плавского и озерского горизонтов верхнего девона в виде пластов 0.5–25.0 м. 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]. Геологическое строение месторождения, особенности изменения химического состава по разрезу и литолого-фациальная характеристика подробно описаны в предыдущих работах авторов [Блинова, 2021; Блинова, Резникова, 2021; Резникова, Блинова, 2021].

Ведущим признаком для определения марки сырого доломита является массовая доля оксида магния (MgO , %). Карбонатное сырье, обогащенное Mg, используется в металлургической, строительной, сельскохозяйственной и других отраслях промышленности. По результатам химического анализа, который проводится Отделом технического контроля компании АО «Доломит», разрабатывающей месторождение, с фабрики «ДОФ Центральная» отходы производства выходят в отвал с показателями MgO 16.68 %, CaO 29.51 %, SiO_2 6.74 %, нерастворимый остаток 8.43 %.

Отвалы как результат геологической и горнотехнической деятельности человечества являются техногенно-минеральными образованиями (ТМО) в процессе техногенеза [Наумов, Наумова, 2018]. Он выражается в техногенном пороодо- и минералообразовании, преобразовании строения и состава ТМО и полезных компонентов под действием внутренних и внешних факторов геологической среды. Важнейшими направлениями его проявления являются геологические процессы, обусловленные механической, физико-химической и биохимической дифференциацией и интеграцией осадков и полезных компонентов. Здесь велика роль поверхностных, отвальных, рудных, подрудных, техногенных вод, развитых в пределах техногенно-минеральных образований.

Установлено, что в отвалах Данковского месторождения с течением времени изменяется содержание MgO . Для увеличения выхода готовой продукции и оптимизации производства изучена дифференциация MgO в отвале, находившемся в зоне гипергенеза в течение одного месяца. Характеристики отвала (измерены в программе Sarex): высота 16.8 м, общая площадь 12782 м², объем 51940 м³ (рис. 1).

Для изучения миграции MgO раз в месяц после выхода в отвал на промышленной площадке отобрано 10 образцов в кровле, средней части и подошве отвала. Химический состав проб получен титриметрическим методом. Для проведения анализа пробы измельчались до 0.063 мм, из них выделяли навески массой не менее 50 г. Измерения массовых долей кальция и магния основаны на прямом комплексонометрическом титровании ионов раствором трилона Б с индикатором кислотным хром-темно-синим. Массовую долю одного оксида вычисляли по разности суммарной массовой доли оксидов кальция и магния и массовой доли одного из оксидов. Метод измерения массовой доли нерастворимого остатка основан на его выделении после обработки навески доломита соляной кислотой, прокаливании при температуре 950 °C и взвешивании. Были получены следующие результаты (табл., рис. 2).

Растворяясь в доломитах, магний-ион характеризуется слабой миграционной способностью, но высокими сорбционными свойствами, т. е. способностью концентрироваться в

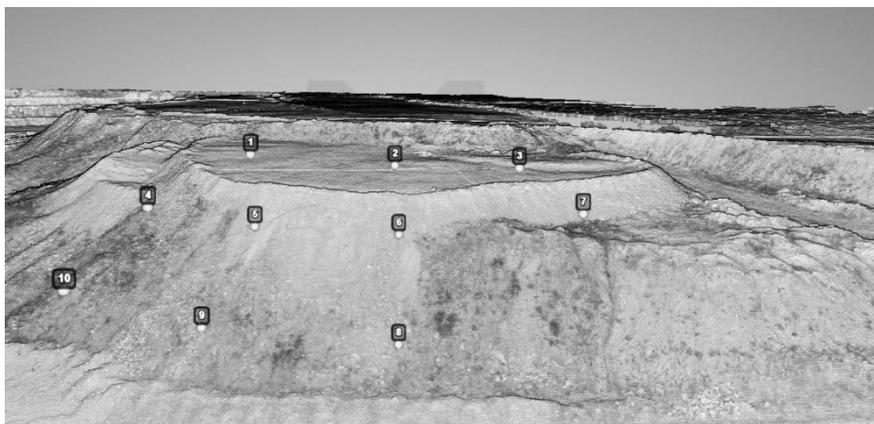


Рис. 1. Профиль отвала с точками отбора проб в программе Sarex.

Таблица

Средние содержания основных компонентов в разных частях отвалов (мас. %)

Часть отвала	CaO	MgO	SiO ₂	НО	R ₂ O ₃
Кровля (n 3)	31.23	15.61	8.35	10.44	0.95
Средняя часть (n 4)	30.54	15.98	8.58	10.47	0.96
Подошва (n 3)	30.92	16.86	7.64	9.55	0.93

Примечание. n – количество проб, НО – нерастворимый остаток, R₂O₃ – содержания остальных компонентов.

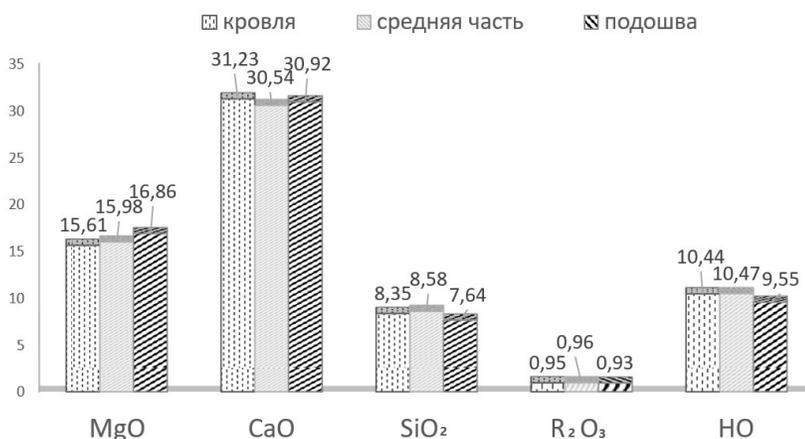


Рис. 2. Диаграмма распределения оксидов в отвале по горизонтам.

слоистых силикатах (глинах, хлоритах и др.), а также участием в реакциях ионного обмена, при этом магний уходит из раствора [Кирюхин и др, 1993].

По данным рентгеноструктурного анализа, породы в подошве отвала содержат следующие минералы: силикаты – монтмориллонит, сапонит, хлорит, флогопит, гидрослюда (иллит); оксиды и гидроксиды: гидрогетит, марганит, бернессит, кварц; карбонаты: кальцит, марганцовистый кальцит, марганцовистый доломит, доломит.

К минералам, способным концентрировать в себе магний относятся силикаты (22.2 %), оксиды и гидроксиды (38.9 %) и карбонаты (38.9 %), из которых 76 % принадлежит кальциту (28 % – марганцовистый кальцит, 24 % – доломит и 10 % – марганцовистый доломит). Результаты исследований получены на оборудовании ЦКПНО ВГУ.

Таким образом, в результате физических и химических процессов под воздействием внешних факторов (преимущественно атмосферных) наблюдается разность в содержаниях магния от кровли к подошве (возрастают), что подтверждает теорию о естественной дифференциации вещества, но требует дополнительных исследований. Однозначные выводы о миграции других элементов сделать пока затруднительно. Планируется отобрать пробы почвенного слоя под отвалом, чтобы установить характер миграции элементов, а также исследовать минеральный и химический состав на разных горизонтах отвала.

Литература

Блинова С.А. Литолого-стратиграфическая характеристика доломитов Данковского месторождения (Липецкая область) // Материалы XXI Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов Геологи XXI века. Саратов: СГУ, 2021. С. 28–29.

Блинова С.А., Резникова О.Г. Особенности химического состава доломитов Данковского месторождения (Липецкая область) // Материалы XV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: МГРИ, 2021. Т. 7. С. 146–149.

Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1993. 384 с.

Наумов В.А., Наумова О.Б. Геология техногенно-минеральных образований // Материалы Международной научно-практической конференции «Геоэкология, инженерная геодинамика, геологическая безопасность». Пермь: ПГУ, 2018. С. 45–52.

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.

А.Р. Гайнанова¹, О.П. Шиловский^{1,2}

¹ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

² – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань
nau@hotmail.ru

Геохимические особенности фоссилизации костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан

A.R. Gaynanova¹, O.P. Shilovsky^{1,2}

¹ – Kazan Federal University, Kazan, Russia

² – Natural History Museum of Tatarstan, Kazan, Russia
nau@hotmail.ru

Geochemical features of fossilization of bone tissue of vertebrae of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan

Abstract. The results of study of geochemistry and distribution of chemical elements of bone tissue of fossil remains of pliosaur vertebrae using micro-X-ray fluorescence analysis, optical and scanning electron microscopy are presented. The structure of the fossil bone tissue is studied and the features of biogenic and chemogenic processes of secondary mineralization of filling voids, cracks and intertrabecular space are revealed.

Изучение химического состава ископаемых остатков используют для определения их степени фоссилизации и сопровождающих ее вторичных процессов минерализации, а также для реконструкций палеообстановок и выяснения условий осадконакопления. На данный момент ископаемые остатки плиозавров (морских рептилий) найдены на всех континентах. Изученные в работе позвонки, предположительно, относятся к виду *Pliosaurus rossicus*, который встречается в отложениях волжского яруса на территории Поволжья [Березин, Александров, 2014]. Цель работы – изучение геохимических особенностей распределения химических элементов в костной ткани ископаемых позвонков морских рептилий, собранных в отложениях верхней юры на правом берегу Куйбышевского водохранилища у с. Тархановская пристань. По результатам предыдущих исследований данный период формирования верхнеюрских глинистых отложений характеризуется интенсивным диагенетическим перераспределением железа в условиях сероводородного заражения донного илистого осадка Среднерусского палеоморя [Королев и др., 2010]. Исследования образцов (№№ 1БГ, 2СР, 3МЛ) проводились в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ с использованием методов оптической (Axio imager vario a2m, ПОЛАМ РП-1) и сканирующей электронной (Carl Zeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС Oxford instruments Inca X-Max, оператор Б. Галиуллин) микроскопии и микрорентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр M4 Tornado, оператор Б. Гареев). Для образцов 1БГ и 2СР были изготовлены шлифы для световой микроскопии.

Все три образца имеют сходную структуру и хорошую сохранность костной ткани, представленной губчатой (трабекулярной) костной тканью. Учитывая нахождение образцов в пределах одного стратиграфического подразделения и литологического типа породы, можно предположить, что условия фоссилизации были сходными, и причины различия в химическом составе могут быть лишь в структурных характеристиках [Николаев, 2017]. Костные ткани представлены фосфатными пластинами, неплотно прилегающими друг другу. Пространство между ними, пустоты, трещины и межтрабекулярное пространство выполнено пиритом. На рис. 1а–е показаны различные стадии (от слабой до сплошной) процесса пиритизации костной ткани. В межкостном пространстве обнаружены многочисленные скопления бактерий коккоидной и палочковидно-ветвящейся формы, предположительно, представители серобактерий (коккоидной формы) (рис. 1ж–к).

Плотная костная ткань, в основном, состоит из Са и Р, которые входят в состав биоапатита (табл. 1, спектры 1, 3, 7). В небольшом количестве встречаются Na, Al, Si, Mn, W, а также F, который способен замещать гидроксильные ионы в костях. Состав межкостного пространства (табл. 1, спектры 2, 4) сходен с плотной костной тканью и представлен S и Fe, незначительным количеством Si, Al, Ti, Cl, Mg. Присутствие последних указывает на процесс минерализации, протекающий с участием простейших микроорганизмов. Заполнение бактериями межкостного пространства в образцах 2СР и 1БГ (рис. 1ж–к) может свидетельствовать о биогенном механизме минерализации. Присутствие Fe и S может быть связано с процессами синтеза и переработки серобактериями органических веществ, а Са и Р мигрировали в межкостное пространство из биоапатита костной ткани. В образце 3МЛ зафиксирована пиритовая корка обрастания на подстилающей ее костной ткани остистого отростка позвонка (табл. 1, спектр 5, рис. 1ж), являющаяся продуктом биогенного осаждения в процессе жизнедеятельности бактериальных форм. В образцах 1БГ и 3МЛ отмечены псевдоморфозы лимонита по пириту в углублении костной ткани (табл. 1, спектр 6, рис. 1и–к), что свидетельствует о хемогенном механизме минерализации.

Участки для изучения образцов методом микрорентгенофлуоресцентного анализа были выбраны так, чтобы проиллюстрировать все разнообразие фоссилизированной костной ткани. Образцы имеют сходное распределение химических элементов (рис. 2). Распределение Са и Р, являющихся составными компонентами биоапатита, отчетливо повторяют строение

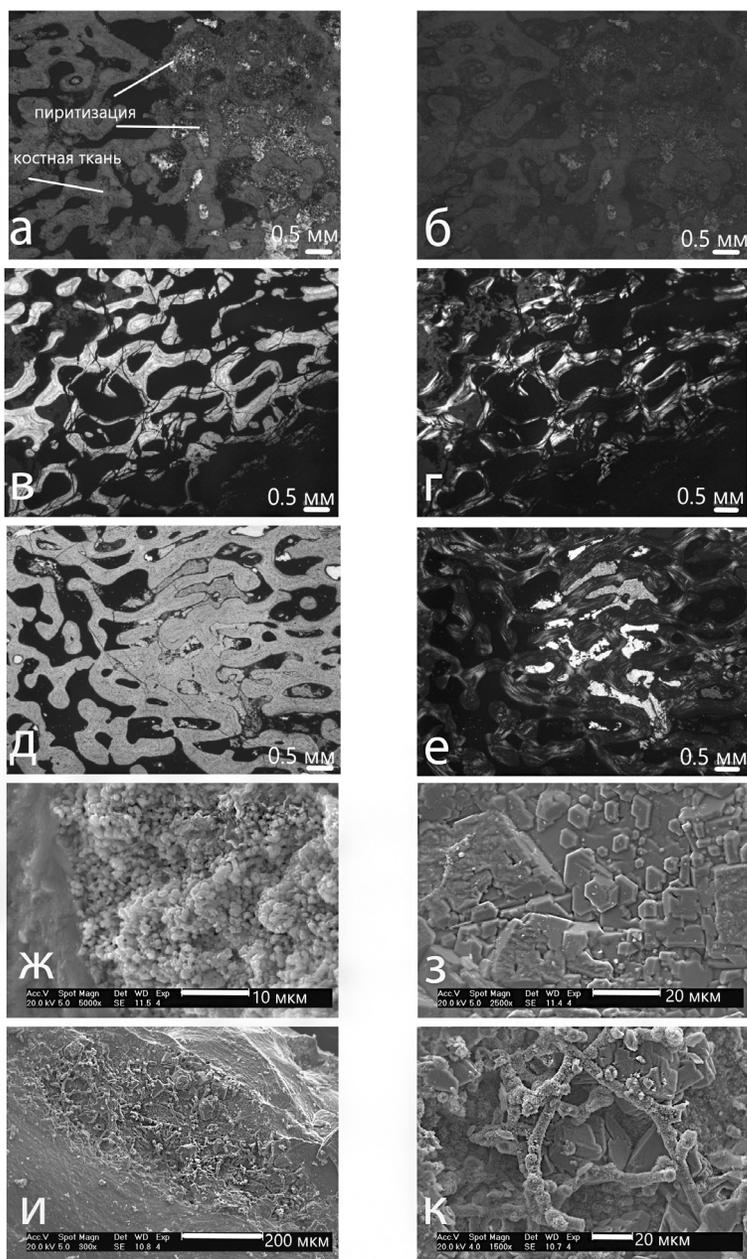


Рис. 1. Структуры костной ткани: а–е) процесс пиритизации костной ткани (а, в, д – николи параллельны; б, г, е – николи скрещены); ж) бактерии коккоидной формы (обр. 2СР); з – пиритовая корка обрастания; и – кристаллы лимонита в ассоциации с трубчатыми бактериями в углублениях костной ткани; к – деталь рис. и (обр. 1БГ).

Рис. а–е – оптическое фото, ж–к – СЭМ фото.

костной ткани во всех образцах, тогда как S и Fe приурочены к трещинам, сложенным вторичным пиритом (рис. 2а, в). Примесные элементы, такие как Al, K, Ti, Mn, Cr, Si распространены повсеместно. Распределение Sr (табл. 2, рис. 2а–в) в образцах аналогично распределению

Таблица 1

Химический состав (мас. %) ископаемых остатков позвонков морских рептилий

№ обр.	№ спектра	O	F	Na	Al	Si	P	S	Ca	Mg	Mn	Ti	Cl	K	Fe	W
2СР	1	45.00	4.74	1.52	0.72	0.96	14.71	0.52	29.62	–	0.85	–	–	–	1.36	–
2СР	2	42.52	–	1.25	2.69	5.41	9.12	0.95	24.36	0.87	–	0.29	0.18	0.86	11.49	–
3МЛ	3	41.26	3.03	0.87	–	–	15.88	0.42	33.09	–	0.64	–	–	–	1.23	3.57
3МЛ	4	43.04	–	0.66	1.26	2.06	0.78	0.67	2.69	0.76	11.03	–	–	0.24	36.80	–
3МЛ	5	–	–	–	–	–	–	52.8	–	–	–	–	–	–	47.20	–
1БГ	6	48.82	–	0.81	0.41	0.77	0.39	–	3.93	5.18	1.70	–	–	–	38.00	–
1БГ	7	34.60	2.79	1.30	0.77	–	17.20	0.53	36.55	–	0.52	–	–	–	1.19	4.54

Примечание. 1 – на костной ткани; 2 – межкостное пространство, заполненное бактериями; 3 – плотная костная ткань; 4 – межкостное пространство (пирит-лимонитовая корка); 5 – пиритовая корка обрастания на плотной костной ткани; 6 – псевдоморфный лимонит (по пириту); 7 – плотная костная ткань. Сумма приведена к 100 %. СЭМ анализы.

Ca и P, что объясняется способностью Sr прочно откладываться в костях, замещая Ca [Николаев, 2017].

Во вторичной минерализации образца 2СР наблюдается слабое накопление Y (табл. 2) на контакте костной ткани (справа) с каналом в остистом отростке позвонка (слева округлой формы), полностью заполненном аморфным пиритом (рис. 2а). В образце 2БГ распределение S неравномерное относительно Fe (рис. 2б), что связано с процессом образования псевдоморфоз лимонита по пириту.

Апатитовый модуль (отношение CaO/P_2O_5 , табл. 2) для образца 2СР составляет 1.52, для образца 3МЛ – 2.29, что характеризует незначительное изменение костной ткани и сохранение CaO в структуре биоапатита. Для образца 1БГ его значение 1.29 означает низкое содержание в структуре биоапатита CaO, обусловленное миграцией и замещением его другими элементами [Мальков и др., 2004].

Таким образом, в ходе комплексного анализа выявлена костная ткань плииозавра с хорошо сохранившейся первичной анатомической структурой. С помощью микрорентгенофлуоресцентного анализа и СЭМ выявлен сходный химический состав компактной и трабекулярной костной ткани, а также особенности биогенного и хемогенного процессов вторичной минерализации. В образцах 2СР и 1БГ прослеживается биогенный механизм минерализации, что подтверждено нахождением представителей коккоидных бактерий и палочковидно-ветвящейся формы. В образце 3МЛ протекал хемогенный процесс, о чем свидетельствует пирит-лимонитовая корка, которая образовалась путем синтеза сульфидов железа из насыщенных растворов.

Таблица 2

Результаты микрорентгенофлуоресцентного анализа (мас. %) образцов костной ткани ископаемых позвонков

№ обр.	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	BaO	S	Cr	Sr	Y
2СР	0.88	9.86	0.25	2.28	17.8	1.10	27.00	0.16	7.45	58.52	–	18.55	0.07	0.34	0.06
1 БГ	0.61	13.3	0.55	2.28	23.3	1.30	30.10	0.32	13.62	65.64	–	1.43	0.58	0.48	–
3 МЛ	0.74	1.58	0.12	0.70	39.59	0.16	71.54	–	1.75	17.64	4.72	7.80	–	0.66	–

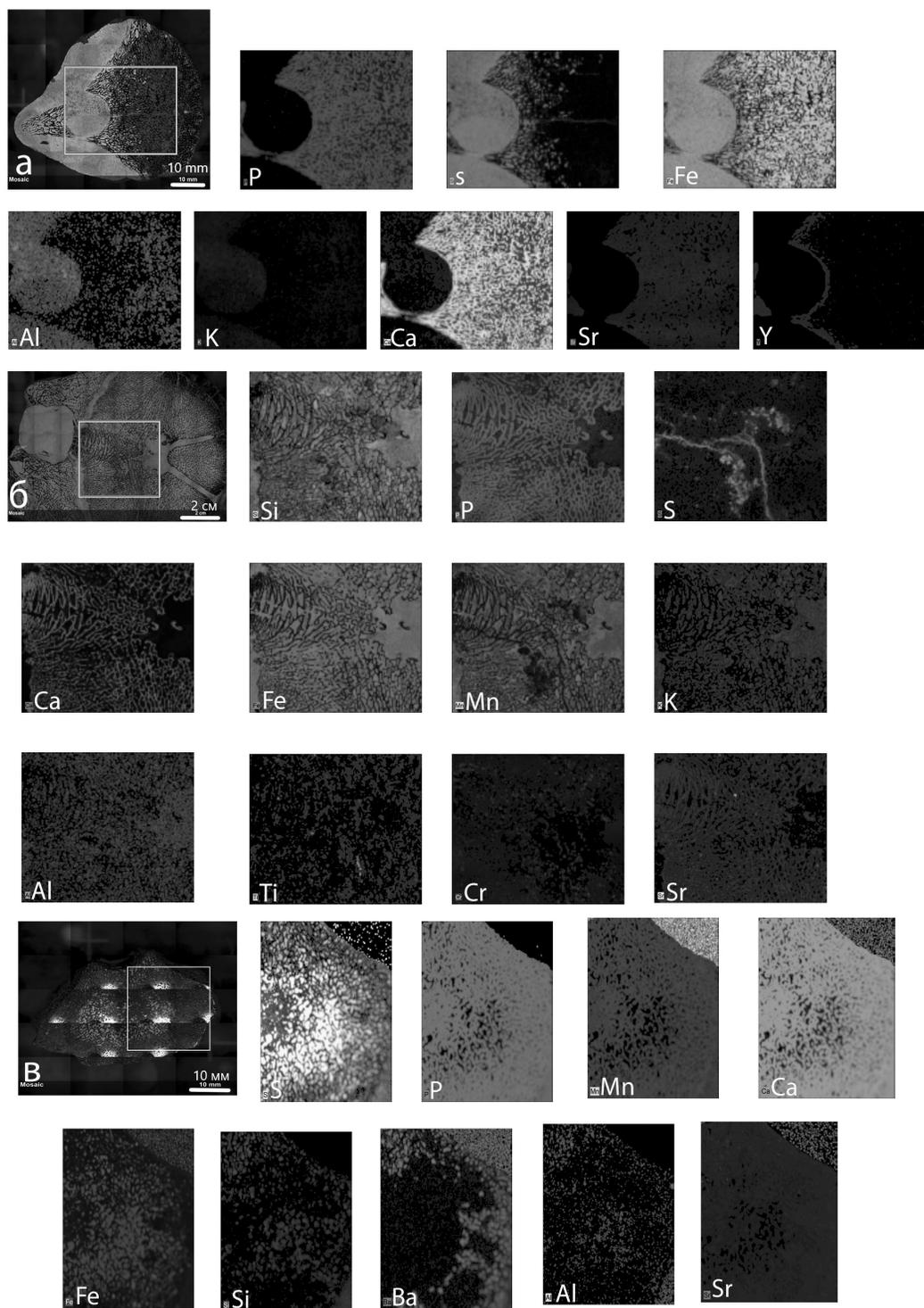


Рис. 2. Карты распределения микроэлементов по ископаемым позвонкам морской рептилии предположительно вида *Pliosaurus rossicus*: а) обр. 2СР; б) обр. 1БГ; в) обр. 3МЛ.

Светлые области соответствуют более высоким содержаниям элементов, темные – более низким.

Литература

Березин А.Ю., Александров А.Н. Новая находка плезиозавра на территории Чувашии // Журнал «Естественнонаучные исследования в Чувашии». 2014. №1. С. 71–75.

Королев Э.А., Шиловский О.П., Бариева Э.Р., Нурждин 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 научного центра Уральского отделения РАН. 2004. № 1. С. 12–15.

Николаев А.М. Изоморфизм, условия образования и свойства биогенного апатита и ассоциирующихся с ним ортофосфатов. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2017. 141 с.

М.С. Глухов

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань
gluhov.mixail2015@yandex.ru*

Компьютерная обработка томографических снимков магнитных микросферул (научный руководитель д.г.-м.н. Р.Х. Сунгатуллин)

M.S. Glukhov

*Kazan Federal University, Kazan, Russia
gluhov.mixail2015@yandex.ru*

Computer processing of tomographic images of magnetic microspherules

Abstract. Additional morphometric data on magnetic microspherules from natural and technogenic objects can be yielded by computer processing of their tomographic image projections: the volume fraction of voids and the volume of phases. The technogenic microspherules are characterized by the presence of several phases and a high volume of pores. Magnetic microspherules from natural objects include a single phase and a low volume of pores.

Широкая доступность источников рентгеновского излучения, а также совершенствующее программное обеспечение для реконструкции изображений, полученных с помощью рентгеновской микротомографии (микро-КТ), еще во второй половине XX века привели к появлению потенциального метода для неразрушающего картирования взятых объектов [Arnold et al., 1983]. Среди объектов взятых происхождения особый интерес для исследователей представляют магнитные микросферулы. Их образование связывают с процессами плавления при падении и столкновении метеоров с Землей [Vi et al., 1993; Brownlee et al., 1983; Genge et al., 2008; Torrani et al., 2001; Eriksson et al., 2004]. Трейсеры этих событий, могут рассказать об их масштабе влияния на Землю [Корчагин, 2013]. Однако микрообъекты (менее 1 мм), обладающие сферичной формой и магнитными свойствами, весьма распространены. Наиболее сходными признаками обладают микросферулы вулканического и техногенного происхождения [Сандиминова, 2008; Сокол и др., 2001]. Диагностические признаки магнитных микросферул разной природы позволяют их сравнивать по морфологии (размер,

коэффициент сферичности, микроструктура, площадная доля пор, типы пор и наличие ядер) и особенностям минерального и химического состава (моно- и полиминеральные агрегаты, количество изоморфных примесей) [Глухов, 2022]. Несмотря на это, список диагностических признаков необходимо пополнять новыми данными.

Целью исследования стало получение морфометрических характеристик магнитных микросферул природного и техногенного происхождения благодаря использованию современной компьютерной программы. Задачи исследования включали обработку томографических снимков магнитных микросферул в программе Avizo и анализ полученных морфометрических характеристик. Разная способность к поглощению рентгеновских лучей химическими элементами позволило обнаружить на томографических снимках контрастные минеральные зерна и поры, слагающие микросферулу [Feng et al., 2005; Kohout et al., 2014; Глухов, 2019, 2022]. Проекция томографических снимков десяти техногенных магнитных микросферул (золы уноса, металлургические шлаки) и 21 микросферулы из природных объектов (штуфы и керн из древних осадочных пород, штуфы импактитов) получены с помощью рентгеновского компьютерного томографа Phoenix V|tome|X S 240 при энергии излучения 100 КэВ. Выбор энергии излучения опирается на данные о размере и составе микросферулы.

Известно, что минеральный состав микросферул разной природы может быть представлен, преимущественно, ферришпинелидами (магнетит, магнезиоферрит и др.) и стеклом [Глухов, 2022]. На электронных изображениях шлифов и томографических срезах техногенных микросферул наблюдаются высокая площадная доля пор и дифференциация минеральных фаз, которая подтверждена картированием полированной поверхности микросферул методом рамановской спектроскопии [Глухов, 2019, 2022].

Согласно базе данных «MuCalcTool» [Berger et al., 2015], диаграмма кривых поглощения (рис. 1) показывает, что из известных минералов в составе магнитных микросферул разной природы на томографических снимках возможно выделить следующие фазы: магнетит, ферришпинелиды (магнезиоферрит, купрошпинель, яacobсит, франклинит), титаношпинелиды (ульвошпинель) и стекло. Перечисленные фазы ферришпинелидов, кроме магнетита, а также титаношпинелиды имеют одинаковый коэффициент поглощения, который на снимках контрастирует только с магнетитом и стеклом. Таким образом удается визуализировать магнетит, шпинелиды и стекло в микросферулах из металлургических шлаков (рис. 2).

На томографических снимках микросферул из металлургических шлаков наблюдалось не менее двух фаз (магнетит-стекло или шпинелид-стекло). Объемная доля магнетита в них не превышает 79 % при минимальном содержании 1 % (табл.).

Микросферулы из зол уноса и природных объектов на томографических снимках имеют однофазовый скелет и различные по типу и объему поры. Эти микросферулы имеют множество несвязанных пор различного размера, обуславливающие наличие тончайших (до 10 мкм) стенок. Напротив, микросферулы из природных объектов не имеют большого количества пор и представлены одной крупной (от 23 до 38 % от общего объема микросферулы) субсферичной порой или небольшим количеством несвязанных пор неправильной формы. Толщина стенок при этом минимальна – 20 мкм. Толщина стенок измерялась для ста проекций томографических снимков (по X, Y, Z) каждой сферулы. Небольшие объемы несвязанных пор неправильной формы характерны также для микросферул из металлургических шлаков. Объем пор в микросферулах из зол уноса может достигать 92 %, когда максимальная доля пор в микросферулах из природных объектов не превышает 23 %, а у микросферул из металлургических шлаков – 11 % (табл.). Разные типы пор обусловлены процессами их образования путем ухода газов или летучих веществ [Сокол и др., 2001; Brownlee et al., 1983].

Выявленные морфометрические характеристики в микросферулах разной природы, объемная доля пустот и объем фаз согласуются с площадной долей пор и дифференциацией

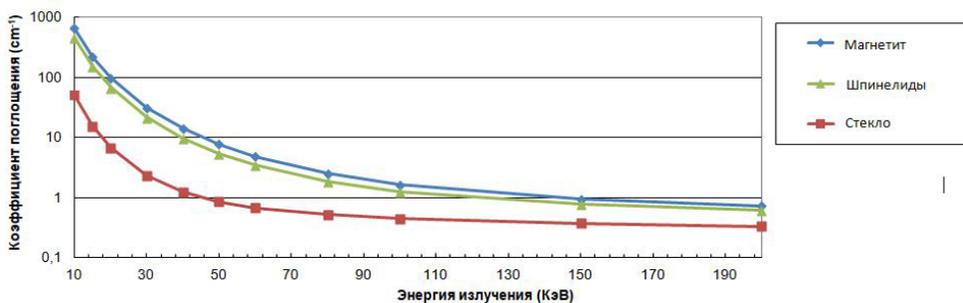


Рис. 1. Зависимость коэффициента поглощения от энергии излучения для разных фаз.

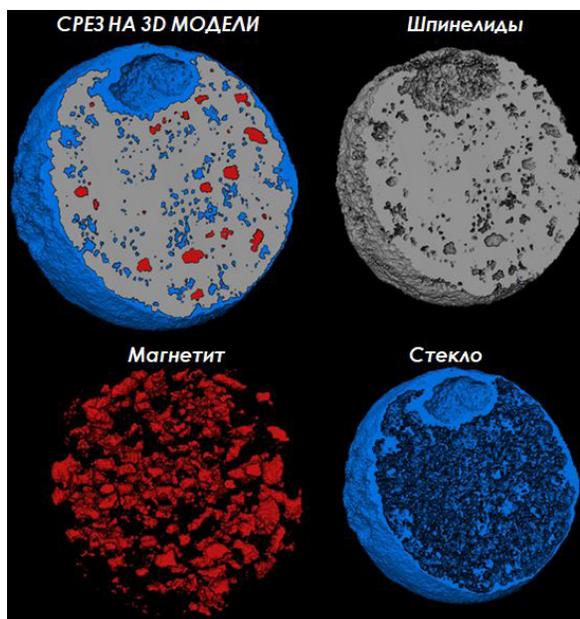


Рис. 2. Трехмерная модель составных фаз магнитной микросферы из металлургических шлаков.

Таблица

Морфометрические данные микросферул разной природы

Магнитные микросферы	Объемная доля пор, (мин.–макс./среднее) %	Объем фаз, %		
		Магнетит, (мин–макс/среднее)	Шпинелиды, (мин–макс/среднее)	Стекло,(мин–макс/среднее)
Из металлургических шлаков	<u>0.5–11</u> 4	<u>1–79</u> 12	<u>51–78</u> 61	<u>19–52</u> 48
Из зол уноса	<u>27–92</u> 59	нет		
Из осадочных пород и импактивов	<u>2–38</u> 12	нет		

минеральных фаз [Глухов, 2022]. Для микросферул техногенного генезиса также характерна высокая пористость и наличие нескольких минеральных фаз, а для микросферул из природных объектов, абляционного и микрометеоритного происхождения – однофазовый состав и низкая пористость.

Полученные морфометрические данные о микросферулах недостаточны для выделения четких границ по предложенным признакам. Проблема может быть решена при значительно большем количестве микросферул, исследованных методом микротомографии. Из вышеизложенного следует, что совместное использование современных приборов и компьютерная обработка данных позволяют расширить знания о микрообъектах разной природы.

Литература

Глухов М.С. Магнитные микросферулы: морфология, состав, принципы классификации. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Казань: Казанский (Приволжский) федеральный университет, 2022. 24 с.

Глухов М.С. Морфология и внутреннее строение природных и техногенных железозоксидных микросфер // Известия УГГУ. 2019. Вып. 1. № 53. С. 60–66.

Корчагин О.А. Ископаемые микрометеориты, микротектиты и микрокриститы: методика исследований, классификация и импакт-стратиграфическая шкала // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. Очерки по региональной геологии России. Вып. 6. М.: 2013. С. 112–142.

Сандимирова Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Петропавловск-Камчатский, 2008. 24 с.

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Френкель А.Э. Природа, химический и фазовый состав энергетических зол челябинских углей. Новосибирск: Гео, 2001. 107 с.

Arnold J.R., Testa J.P., Jr., Friedman P.J., Kambic G. Computed tomographic analysis of meteorite inclusions // Science. 1983. Vol. 219. P. 383–384.

Berger M.J., Hubbell J.H., Seltzer S.M. et al. NIST XCO database at MuCalcTool – Text: electronic. XCOM: Photon Cross Sections Database, 2015. <http://physics.nist.gov/PhysRefData/Xcom/Text/XCOM.html> (accessed: 16.02.2021).

Bi D., Morton R.D., Wang K. Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. Vol. 57. P. 4129–4136.

Brownlee D.E., Bates B., Beauchamp R.H. Meteor ablation spherules as chondrule analogs // Chondrules and Their Origins. 1983. Vol. 1. P. 10–25.

Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D.R. et al. The Precambrian Earth: tempos and events. Amsterdam: Elsevier, 2004. 966 p.

Feng H., Jones K.W., Tomov S. et al. Internal structure of type I deep-sea spherules by X-ray computed microtomography // Meteoritics & Planetary Science. 2005. Vol. 40. P. 195–206.

Genge M.J., Engrand C., Gounelle M., Taylor S. The classification of micrometeorites // Meteoritics and Planetary Science. 2008. Vol. 43. P. 497–515.

Kohout T., Kallonen A., Suuronen J.-P. et al. Density, porosity, mineralogy, and internal structure of cosmic dust and alteration of its properties during high-velocity atmospheric entry // Meteoritics & Planetary Science. 2014. Vol. 49. P. 1157–1170.

Toppani A., Libourel G., Engrand C., Maurette M. Experimental simulation of atmospheric entry of micrometeorites // Meteoritics and Planetary Science. 2001. Vol. 36. P. 1377–1396.

А.А. Усачева, А.Ю. Мирошников
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
usacheva@list.ru

Радиационное состояние ландшафтов Севера европейской территории России

А.А. Usacheva, A. Yu. Miroshnikov
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
usacheva@list.ru

Radiation state of landscapes of the North European territory of Russia

Abstract. The forest-tundra and south tundra landscapes are considered for the Kola Peninsula, as well as the arctic tundra landscapes of the Novaya Zemlya Archipelago. The average ^{137}Cs activity in lichens of the Kola Peninsula is 20 Bq kg^{-1} and the ^{137}Cs average inventory in tundra and forest-tundra landscapes is $900\text{--}1100 \text{ Bq m}^{-2}$. The maximum ^{137}Cs activity on Yuzhny Island is related to a moss-shrub layer and an upper one-centimeter soil layer ($100\text{--}300 \text{ Bq kg}^{-1}$). This can indicate the intake of radionuclides in these landscapes as a result of local radioactive fallout from nuclear weapons tests. The landscapes of Severny Island have a weak potential for the accumulation of radionuclides, because the soil cover is almost undeveloped.

Испытания ядерного оружия в атмосфере и техногенные аварии на предприятиях ядерно-топливного цикла обусловили глобальное загрязнение поверхности Земли продуктами радиоактивного распада, в том числе ^{137}Cs , который накапливается в фоновых ландшафтах и является одним из главных дозобразующих радионуклидов. Включаясь в биологический круговорот, радиоцезий обнаружен во всех видах животных организмов и растений, а также в пищевых цепочках [Моисеев, 1985]. В связи с тем, что ^{137}Cs является долгоживущим радионуклидом ($T_{1/2} \sim 30.17$ лет), с течением времени его количество в почве увеличивалось даже при снижении интенсивности выпадений.

Исследованные в работе участки расположены в пределах Арктической зоны РФ. Актуальность их изучения определяется национальными интересами, обозначенными в «Основах государственной политики Российской Федерации в Арктике» [Основы..., 2020]. Одной из главных задач, обеспечивающих социально-экономическое развитие страны, является обеспечение дальнейшего накопления знаний и экологической безопасности региона, решение проблем фундаментальной науки, организация экологического мониторинга арктических территорий и акваторий. Целью исследований стал анализ распределения ^{137}Cs в почвах и растительности тундр и лесотундр Кольского полуострова, полярных пустынь и арктикотундровых ландшафтов на островах архипелага Новая Земля.

На Кольском полуострове изучено три участка. Самый южный из них расположен в лесотундре вокруг судоремонтного завода (СРЗ) «Нерпа». Еще два участка находятся в пределах фоновых прибрежных южнотундровых ландшафтов и приурочены к пос. Терiberка и Дальние Зеленцы. На восточном побережье архипелага Новая Земля исследовано пять участков, три из которых находятся на о. Северный и характеризуют примитивно-пустынные ландшафты (мыс Желания, побережья заливов Благополучия и Цивольки), два участка расположены в арктических тундрах на о. Южный (побережья заливов Абросимова и Степового). Для сравнения использованы данные авторов по растениям и почвам типичных тундр Западной Сибири [Усачева и др., 2016].

Активность ^{137}Cs в лишайниках

Род	n	Среднее \pm ст. откл., Бк/кг	Мин–макс, Бк/кг	Cv, %
Кольский полуостров (лесотундра, участок Нерпа)				
<i>Cetraria</i>	19	21 \pm 8	12–43	37
<i>Cladonia</i>	12	17 \pm 4	10–21	24
Западная Сибирь (типичная тундра)				
<i>Cetraria</i>	4	79 \pm 6	72–87	8
<i>Cladonia</i>	4	56 \pm 8	49–61	14

Примечание. n – количество анализов; ст. откл. – стандартное отклонение.

Удельная активность ^{137}Cs в 195 почвенных и 72 растительных пробах измерена методом прямого γ -спектрометрического анализа с использованием полупроводникового Ge(Li)-детектора GEM-4519 (GLP-25300/13), оснащенного NaI(Tl)-детекторами 160 \times 160 мм с колодцами 55 \times 110 мм (аналитик Р.В. Соломенников, ИГЕМ РАН, г. Москва).

Лишайники являются индикаторами атмосферного загрязнения, поскольку, за счет отсутствия корневой системы и благодаря высокой сорбционной емкости, накапливают существенные количества радионуклидов, а также характеризуются медленным нарастанием и отмиранием фитомассы [Сухоруков и др., 2000]. В лесотундре Кольского полуострова в радиусе 50-км от СРЗ «Нерпа» активность ^{137}Cs в лишайниках родов *Cladonia* и *Cetraria*, в среднем, составляет 20 Бк/кг. Активность радиоцезия в лишайниках Западной Сибири, отобранных на той же широте, выше в 3–4 раза (табл.), что, по-видимому, связано с климатическими особенностями. По сравнению с Западной Сибирью климат на Кольском полуострове более мягкий, отсутствуют вечномерзлые породы, а процессы разложения и гумификации растительных остатков протекают быстрее. Сравнение между собой разных родов лишайников, отобранных на одних и тех же участках, показало, что в среднем лишайники рода *Cetraria* накапливают в 1.4 раза больше ^{137}Cs , чем *Cladonia*.

Удельная активность радиоцезия в лишайниках, собранных в 2014 г. на точках мониторинговой сети 2005–2008 гг. [Кузьменкова, 2009], снизилась, в среднем, в 1.9 раз с учетом радиоактивного распада (рис.). Вероятно, повышенная активность, зафиксированная в образцах 2005–2008 гг. объясняется свежим аэрогенным загрязнением слоевищ лишайников

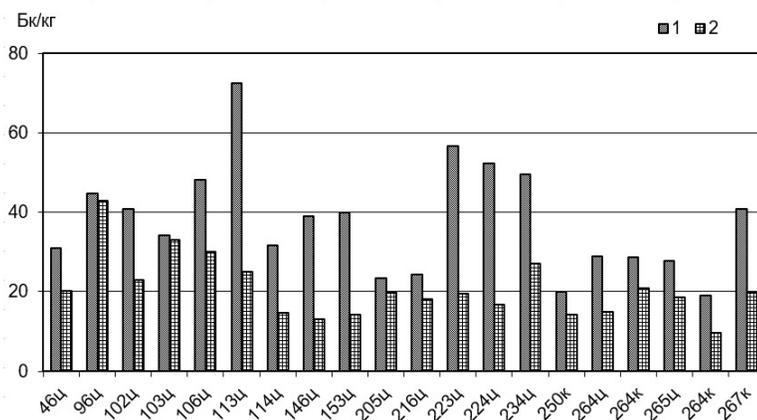


Рис. Активность ^{137}Cs в лишайниках: 1 – отобранных в 2005–2008 гг., в пересчете на 2014 г.; 2 – отобранных в 2014 г.

к – *Cladonia*, ц – *Cetraria*.

мелкодисперсными частицами, сорбировавшими радионуклиды, которые впоследствии были смыты с поверхности организмов атмосферными осадками, а поступление нового загрязнения не происходило, т. к. к этому времени период интенсивной утилизации атомных подводных лодок на СРЗ «Нерпа» был завершен.

В почвах лесотундр и тундр Кольского полуострова максимальная активность ^{137}Cs составляет ~200 Бк/кг, а плотность загрязнения 1800 Бк/м². Эти величины зафиксированы в верхних органических горизонтах почв. Значения этих показателей с глубиной экспоненциально снижаются, что типично для слабоподвижных загрязнителей, поступающих в ландшафты в результате атмосферных выпадений. Радиоцезий в минеральных почвах (подзолах и подбурах) проникает до глубины 10–15 см. Ниже его значимые активности отсутствуют. В системе почва-растение основные запасы радионуклида сосредоточены в почве, на которую приходится более 90 % от суммарных запасов. В лесотундровых ландшафтах средние запасы ^{137}Cs составляют ~900 Бк/м²; в тундровых – немного больше (~1100 Бк/м²). Полученные величины не превышают 3 % от установленного в РФ норматива [Закон РФ, 1991] и указывают на благоприятную радиоэкологическую обстановку в регионе.

Ландшафты Новой Земли, особенно о. Северный, до сих пор слабо изучены в силу труднодоступности. На о. Северный на побережьях заливов Цивольки и Благополучия распространены примитивно-пустынные ландшафты мохово-лишайниковых пустошей. Проектное покрытие на побережье залива Благополучия составляет менее 10 %: лишайники, кустарники и осоки формируются в понижениях рельефа. Преобладают каменные россыпи с накипными лишайниками, поэтому здесь распространены почвопенки [Горячкин, 2010]. На побережье зал. Цивольки общая задернованность территории составляет менее 60 %, доминируют мхи рода *Politrichum*, образующие кочки высотой 3–8 см и диаметром 10–25 см. Под моховыми сообществами формируются первые миллиметры мелкозема, что позволяет отнести почвы к петроземам типичным. Зеленомошные сообщества не являются значимыми депозитариями радионуклида: активность ^{137}Cs в них составляет 25–45 Бк/кг.

Существенно более высокие активности радиоцезия обнаруживаются в самой северной части Архипелага: в районе мыса Желания и у подножия северного ледникового купола. Результаты радиометрического анализа измерения удельной активности ^{137}Cs в почвенных и растительных пробах, а также в мелкоземе снежников и в наилках показали, что она не превышает 100 Бк/кг. Исключением является одна точка, которая расположена в 150 м от края ледника. В ней зафиксированы 420 Бк/кг в верхней (зеленой) части мхов рода *Polytrichum*, 610 Бк/кг в нижней (бурой) части мхов и 450 Бк/кг в мелкоземе почвы. Установленные уровни удельной активности радиоцезия в растительности и почве у подножия ледника иллюстрируют процесс поступления радиоактивного загрязнения из Северного ледникового купола, который накопил радионуклиды, образовавшиеся во время ядерных испытаний в воздухе на Северном испытательном полигоне.

Побережья заливов Степового и Абросимова на о. Южный представлены арктотундровыми слабокислыми и кислыми ландшафтами, соответственно. Мощность почв не превышает 10 см на побережье зал. Степового и 11–15 см на берегах зал. Абросимова.

Активность радионуклида ^{137}Cs максимальна в мохово-травянисто-кустарничковом ярусе и верхнем сантиметровом слое почвы и составляет 100–300 Бк/кг. Установленные уровни удельной активности ^{137}Cs в зеленых мхах о. Южный в 2–5 раз выше, чем в фоновых ландшафтах севера Западной Сибири, что может указывать на поступление радионуклидов в рассматриваемые ландшафты в результате локальных радиоактивных выпадений после испытаний ядерного оружия. Удельная активность ^{137}Cs в нижних частях живых мхов в 5–6 раз больше, чем в верхних и составляет 230–300 и 45–57 Бк/кг, соответственно. Уровни удельной активности ^{137}Cs в верхнем сантиметровом слое почвы и в нижних частях мхов близки. В ни-

железащей пятисантиметровой почвенной толще активность ^{137}Cs уменьшается, в среднем, в 7 раз, что является характерным признаком для распределения радионуклидов искусственно-го происхождения в профиле аналогичных почв.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500216-3.

Литература

Горячкин С.В. Почвенный покров севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: Геос, 2010. 414 с.

Закон РФ № 1244-1 от 15.05.1991 г. (в ред. от 30.11.2011 № 346-ФЗ). О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС. Справочная правовая система «Консультант плюс».

Кузьменкова Н.В. Оценка радиационного состояния почв и лишайников северо-западного побережья Кольского залива // Вестник МГУ. Серия 5. 2009. № 2. 32–37.

Моисеев А.А. Цезий-137: окружающая среда; человек. М.: Энергоатомиздат, 1985. 189 с.

Основы государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2035 года, утв. Президентом РФ 05.03.2020 № 164 [Электронный ресурс] // <http://static.kremlin.ru/media/events/files/ru/f8ZrjhpAaQ0WB1zjywN04OgKi1mAvaM.pdf> (дата обращения: 10.02.2022).

Сухоруков Ф.В., Маликова И.Н., Гавшин В.М. и др. Техногенные радионуклиды в окружающей среде Западной Сибири (источники и уровни загрязнения) // Сибирский экологический журнал. 2000. № 1. С. 31–38.

Усачева А.А., Семенов И.Н., Мирошников А.Ю. Распределение ^{137}Cs в растениях и почвах фоновых Западно-Сибирских ландшафтов тундры и тайги // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 185–189.

**К.А. Бондаренко¹, В.Д. Третьякова¹, О.В. Ракова¹,
С.В. Гаврилкина², В.Н. Удачин², Т.Г. Крупнова¹**

¹ – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск
krupnovatg@susu.ru

² – Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс

Изучение частиц PM_{10} , собранных на территории Челябинска, методом сканирующей электронной микроскопии

**К.А. Bondarenko¹, V.D. Tretyakova¹, O.V. Rakova¹,
S.V. Gavrilkina², V.N. Udachin², T.G. Krupnova¹**

¹ – South Ural State University, Chelyabinsk, Russia
krupnovatg@susu.ru

² – South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass, Russia

SEM study of PM_{10} particles collected at the territory of Chelyabinsk

Abstract. The compositional and morphological properties of the particulate matter <10 μm in size (PM_{10}) collected from five different monitoring stations in Chelyabinsk, Russia, are studied. The Al, Ca, Cl, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, S, Si, Ti, and Zn contents of particles are determined by SEM EDS.

The atmospheric PM_{10} particles contain aluminosilicates, Ca particles, sulfates, and metals. The Fe-Mg-rich particles and aluminosilicates are ubiquitous and show a similar origin. The metal-bearing particles have more heterogeneous composition mainly related to the human activity. The major metal particles include Fe, Zn, Pb, Cu, Mn, Ni and Cr, which are most likely emitted from various industries and coal-fired power plants at high temperatures. The S-rich particles originated from incomplete diesel combustion. Sulfate PM_{10} with metal inclusions contains Mn, Ti, Zn, Cu, and Cr. The higher content of potentially toxic elements in traffic-related S-rich particles compared with industrial-related PM_{10} is a result of solubilization of metals in airborne particles and increased their toxicity.

Российские промышленные города – это уникальные урбэкоисистемы. Колоссальное сосредоточение промышленных предприятий на небольшой территории и отсутствие планирования часто делают их центрами экологических проблем. В настоящее время назрела необходимость разработки новых подходов к мониторингу состояния атмосферного воздуха. Переносимые по воздуху твердые частицы представляют потенциальную опасность для человека и окружающей среды [Колпакова и др., 2015]. Основными источниками твердых аэрозольных частиц являются выхлопные газы автомобилей, промышленная деятельность, сельское хозяйство, природная пыль, а также сжигание промышленного и бытового топлива. Металлы и металлоиды (As, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb и Zn), входящие в состав частиц PM_{10} и $PM_{2,5}$, являются потенциально токсичными элементами (ПТЭ). Повышенные концентрации ПТЭ в мелкодисперсных взвешенных веществах с аэродинамическим диаметром менее 2.5 мкм тесно связаны с неблагоприятными последствиями для здоровья, особенно среди городских жителей, поскольку $PM_{2,5}$ могут достигать альвеол и проникать в кровоток [Колпакова и др., 2019].

Промышленность является одним из основных источников загрязнения твердыми частицами промышленных городов России. Подтверждено наличие мелкодисперсных частиц в выбросах различных производств: в машиностроении – до 13 % $PM_{2,5}$, до 40 % PM_{10} ; в черной металлургии – до 79 % $PM_{2,5}$, до 84 % PM_{10} ; в цветной металлургии – до 43 % $PM_{2,5}$, до 88 % PM_{10} [Загороднов и др., 2019]. Концентрации $PM_{2,5}$, до 40 % PM_{10} в атмосферном воздухе вблизи промышленных предприятий часто превышают гигиенические нормативы. С учетом того, что на территории Челябинска сосредоточено большое количество предприятий черной и цветной металлургии, машиностроения и металлопереработки, актуально изучение не только содержания $PM_{2,5}$ и PM_{10} , но и их морфологии и элементного состава.

С помощью каскадного импактора частицы PM_{10} отобраны в пяти районах Челябинска (табл.) и изучены на СЭМ JEOL JSM-7001F с ЭДС Oxford INCA X-max 80, оснащенном стандартными автоматизированными функциями. Для анализа образцы PM_{10} крепились с помощью двустороннего токопроводящего скотча на алюминиевой подставке. С помощью установки для вакуумного напыления (Gold Sputter Coater, SPI-MODULE, США) на поверхность каждого образца наносился тонкий слой золота для достижения лучшей проводимости и меньшего заряда электронов. Проанализировано 300 частиц (по 60 частиц, выбранных случайным образом в каждом из пяти образцов).

Атмосферные частицы, собранные зимой 2020 г. в городской черте Челябинска, содержали 16 элементов с концентрациями выше предела обнаружения (Al, Ca, Cl, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, S, Si, Ti и Zn). Отдельные частицы были подразделены на алюмосиликаты, Fe-, Fe-Mg-, Cr-Fe-, S- и Zn-, Pb-, Cu-, Mn- и Ni-содержащие (рис. 1). Наиболее распространены Mg-Fe- и Fe-содержащие частицы (80–100 % частиц PM_{10}) (рис. 1). Второй по распространенности группой являются Al-Si и S-содержащие частицы (30–90 % частиц PM_{10}). К третьей группе относятся Cr-Fe-, Mn-Fe-содержащие и частицы с Cu, Zn и Pb. Таким образом, в образцах наблюдаются частицы природного происхождения, производные от выветривания коренных пород и почв (Al-Si- и Fe-Mg-содержащие) и техногенные частицы (S-, Cr-Fe- и Mn-Fe-содержащие и частицы с Cu, Zn, Pb).

Координаты и описание точек пробоотбора

№ точки	Местоположение		Описание точки
	Широта (N)	Долгота (E)	
S1	55°10'18.34"	61°33'66.44"	Жилой район рядом с небольшими промышленными предприятиями. Интенсивное движение, в том числе междугородних автобусов и большегрузных транспортных средств.
S2	55°17'73.44"	61°36'50.13"	Жилой район на равнинной местности на удалении от металлургических заводов и шлакоотвалов. Характерно интенсивное движение, преимущественно, легкового транспорта.
S3	55°15'58.49"	61°38'72.73"	Жилой район. Характерен высокий трафик, с преобладанием большегрузных транспортных средств.
S4	55°14'25.35"	61°43'55.49"	Жилой район рядом с угольной ТЭС и промышленными предприятиями.
S5	55°26'29.62"	61°38'52.16"	Жилой район с низким объемом трафика рядом с городским парком и крупным металлургическим комбинатом.

Источником Cr-Fe- и Mn-Fe-содержащих частиц является производство ферросплавов. Цветная металлургия является источником Zn- и Pb-содержащих частиц. Поскольку частицы субмикронных размеров распространяются на большие расстояния, то частицы, обогащенные Fe и цветными металлами, встречаются повсеместно во всех точках пробоотбора. Однако при очевидном сходстве состава PM_{10} в каждой точке имеются свои особенности. Так, в точках 2 и 3, расположенных вблизи крупных автомагистралей, отмечено наибольшее количество S-обогащенных частиц, причем более половины из них содержали $>3\%$ S. PM_{10} -содержащие сульфаты обычно идентифицируют как маркеры вторичных аэрозолей, связанных с переносом на большие расстояния [Cheng et al., 2018].

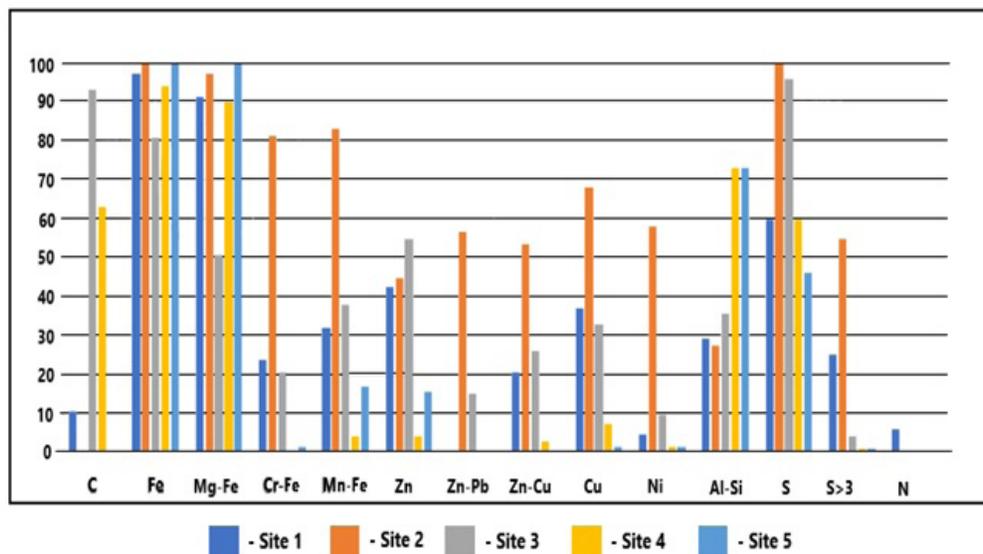


Рис. 1. Содержания (%) различных групп PM_{10} , собранных в точках 1–5.

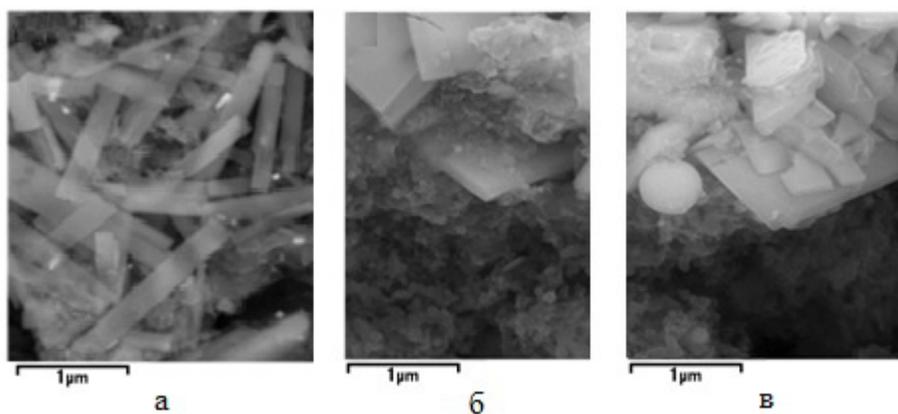


Рис. 2. Стержнеобразные (а), пластинчатые (б) и пластинчатые и сферические (в) S-обогащенные частицы. СЭМ фото.

Большинство S-содержащих частиц имели одно или несколько включений потенциально токсичных металлов. На рис. 2 показаны типичные стержнеобразные, пластинчатые и сферические частицы класса $PM_{2.5}$. Размер металлосодержащих S-частиц в пространственной связи с основными автомагистралями составлял около 1 мкм. Большинство из этих частиц обогащено Fe, Zn, Pb, Mn, Sb, что связывается с образованием тонкодисперсной пыли за счет истирания шин, тормозных колодок, коррозии кузова автомобилей и истирания дорожного покрытия [Penkala et al., 2018]. Солюбилизация металлов в аэрозольных частицах может увеличить их токсичность [Li et al., 2013]. На состав аэрозольных частиц субмикронных размеров могут оказывать значительное влияние климатические факторы, поэтому необходимо провести дополнительные исследования образцов, собранных в различные климатические сезоны.

Авторы признательны Екатерине Юдиной за помощь в изучении образцов методом электронной микроскопии. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-20006 и при финансовой поддержке Правительства Челябинской области.

Литература

Загороднов С.Ю., Май И.В., Кокоулина А.А. Мелкодисперсные частицы ($PM_{2.5}$ и PM_{10}) в атмосферном воздухе крупного промышленного региона: вопросы контроля и нормирования взвешенных частиц в промышленных выбросах // Гигиена и санитария. 2019. Т. 98. С. 142–147.

Колпакова А.Ф., Шарипов Р.Н., Волкова О.А. Влияние загрязнения атмосферного воздуха взвешенными веществами на сердечно-сосудистую систему // Сибирский медицинский журнал. 2015. Т. 30. № 3. С. 7–12.

Колпакова А.Ф., Шарипов Р.Н., Волкова О.А. Загрязнение атмосферного воздуха взвешенными веществами как фактор риска рака легких // Пульмонология. 2019. Т. 29. № 4. С. 477–485.

Cheng X., Huang Yi., Zhang S.P., Ni S.J., Long Z.J. Characteristics, sources, and health risk assessment of trace elements in PM_{10} at an urban site in Chengdu, Southwest China // Aerosol Air Quality Research. 2018. Vol. 18. P. 357–370.

Li W., Wang T., Zhou S., Lee S., Huang Y., Gao Y., Wang W. Microscopic observation of metal-containing particles from Chinese continental outflow observed from a non-industrial site // Environmental Science and Technology. 2013. Vol. 47. № 16. P. 9124–9131.

Penkala M., Ogrodnik P., Rogula-Kozłowska W. Particulate matter from the road surface abrasion as a problem of non-exhaust emission control // Environments. 2018. Vol. 5. № 1. P. 9.

А.В. Лебеденко

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
st068736@student.spbu.ru*

Гранаты родонитовых пород Учалинского колчеданного месторождения, Южный Урал

(научный руководитель М.Н. Ветрова)

A.V. Lebedenko

*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
st068736@student.spbu.ru*

Garnets of rhodonite rocks of the Uchaly massive sulfide deposit, South Urals

Abstract. The work presents the results of study of garnets and associated minerals from rhodonite rocks of the Uchaly massive sulfide deposit (South Urals) on the basis of petrographic description, chemical composition of minerals, and X-ray phase analysis. The minerals of the garnet group of the Uchaly deposit form a continuous isomorphous grossular-andradite series. Mn grossular occurs together with rhodonite and carbonates, whereas Mn andradite is associated with hematite and chlorite.

Введение. Учалинское медноколчеданное месторождение, расположенное в Учалинском районе Республики Башкортостан, открыто в 1939 г. Х.А. Шафеевым, И.М. Гаритовым, Л.А. Баженовым, А.И. Демчуком, И.М. Долгалем. Геология месторождения и рудная минерализация подробно изучены в работе [Серавкин и др., 1994]. Месторождение расположено в области северного замыкания Магнитогорского мегасинклинория, границами которого служат зоны Главного Уральского (на западе) и Восточно-Уральского и Кацбахского (на востоке) разломов. Месторождение приурочено к палеовулкану, который образовался за счет системы эффузивно-экструзивных куполов.

Марганцевая минерализация на месторождении Учалы представлена пластовыми телами (мощность 0.7–1.2 м) и родонитовыми, браунитовыми и пьезонитовыми породами. На южном фланге родонитовое тело залегает на контакте миндалекаменных базальтов с окварцованными игнимбритами. В районе западного откаточного штрека родонитовое тело располагается в окварцованных и эпидотизированных туфобрекчиях риолитовых порфиритов западного бока рудной залежи [Пирожок и др., 2012]. Состав гранатов месторождения ранее обсуждался в статье [Пирожок и др., 2012]. Цель данного исследования – минералогическое описание гранатов из родонитовых пород и детализация информации об акцессорной минерализации с помощью современных методов.

Материалы и методы. В ходе работы изучены минералы группы граната из эпидот-гранат-родонитовой и гранат-гематитовой ассоциаций родонитовых пород Учалинского месторождения, предоставленных кафедре минералогии Санкт-Петербургского государственного университета П.И. Пирожком и М.П. Орловым. Исследования проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Геомодель», «Рентгенодифракционные методы исследования» с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi TM-3000 с приставками OXFORD, настольного дифрактометра Miniflex II с Co анодом, а также микроскопа Leica DM4500 P LED.

Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты минералов группы граната

Компонент	2ОР-91					1П-72		
	7	8	9	10	11	12	13	15
Al ₂ O ₃	14.46	14.76	9.52	16.88	9.93	3.31	2.52	3.92
SiO ₂	38.24	38.16	38.01	38.72	36.53	37.53	36.37	35.95
CaO	29.16	28.76	32.22	25.45	30.86	28.24	28.31	28.27
MnO	9.46	9.69	5.61	13.77	7.48	7.84	6.49	7.16
FeO	8.69	8.64	14.64	5.17	15.20	23.07	26.31	24.70
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00
Коэффициенты в формуле								
Ca	2.46	2.42	2.74	2.14	2.64	2.48	2.50	2.49
Mn ²⁺	0.54	0.58	0.26	0.86	0.36	0.52	0.45	0.50
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01
Сумма	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fe ³⁺	0.57	0.57	0.97	0.34	1.01	1.58	1.75	1.68
Al	1.34	1.37	0.89	1.56	0.93	0.32	0.24	0.32
Mn ³⁺	0.09	0.06	0.12	0.06	0.15	0.02	0.00	0.00
Сумма	2.00	2.00	1.98	1.96	2.09	1.92	1.99	1.96
Si	3.00	3.00	3.02	3.04	2.91	3.08	2.98	2.95
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Сумма	3.00	3.00	3.02	3.04	2.91	3.08	2.98	3.01

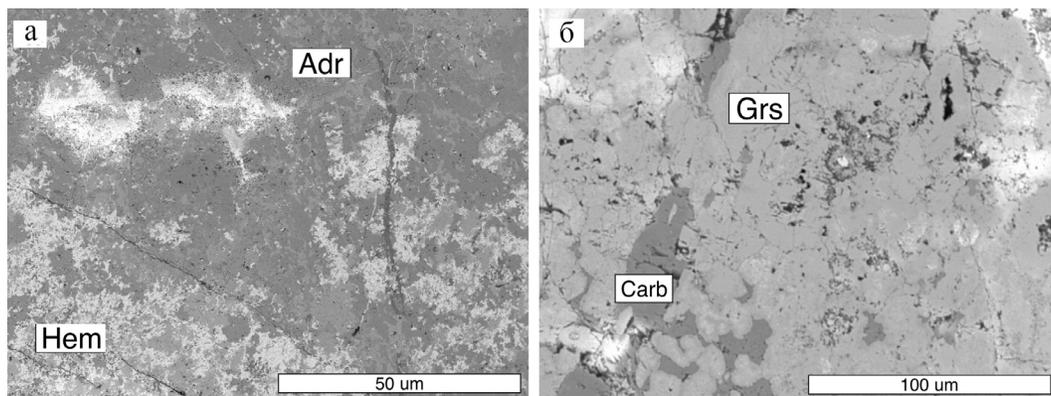


Рис. 1. Андрадит-гематитовая (а) и эпидот-гроссуляр-родонитовая (б) ассоциации. BSE фото. Adr – андрадит, Hem – гематит, Grs – гроссуляр, Carb – карбонат.

Результаты и их обсуждение. В образцах гранаты представлены изометричными трещиноватыми коричневыми и бежевыми зёрнами размером до 0.1 см. Первые (Mn-андрадит) слагают мономинеральные прожилки или ассоциируют с черным гематитом и зеленоватым хлоритом (рис. 1а, б). Бежевые гранаты (Mn-гроссуляр) встречаются в ассоциации с родонитом и карбонатом розового цвета. Породы обеих ассоциаций представлены тонкозернистой массой с полосчатой текстурой, лепидобластовой структурой (рис. 1в, г). В образцах развиты поздние жилки, сложенные минералами группы карбоната. Мощность прожилков до 0.3 см, направление перпендикулярно полосчатости основной массы породы. Помимо указанных минералов в породах также диагностирован эпидот. Присутствие андрадита, гроссуляра, кальцита, эпидота, аксинита, родонита, гематита, хлорита подтверждается рентгенофазовым

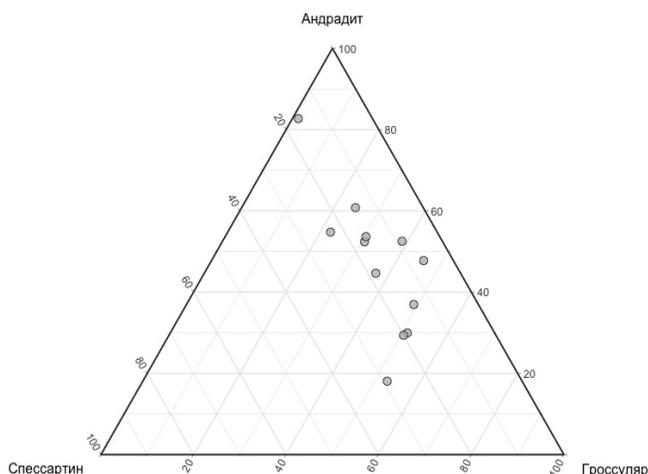


Рис. 2. Диаграмма вариации минерального состава гранатов.

анализом. Химический состав гранатов (образцы 2ОР-91 и 1П-72) представлен в таблице и проиллюстрирован на рис. 2. Расчет Fe^{3+} производился по балансу зарядов при условии отнесения преимущественной части марганца к Mn^{2+} .

Таким образом, минералы группы граната из родонитовых пород Учалинского месторождения образуют между собой непрерывный изоморфный гроссуляр-андрадитовый ряд (рис. 2), но встречаются в разных ассоциациях. Бежевый Mn-гроссуляр ассоциирует с родонитом и минералами группы карбоната, тогда как коричневый Mn-андрадит – с гематитом и хлоритом.

Литература

Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П. К вопросу о марганцевой минерализации на Учалинском месторождении (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа, 2012. № 9. С. 183–187.

Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н., Хмелев А.П., Знаменский С.Е., Ковалевский Н.И., Пиеничный Г.Н., Самусенко А.К., Хамидуллина Ф.Г., Григорьев Ю.П., Калинин Е.П., Чадченко А.В. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. Уфа, 1994. 328 с.

**Пространственное распределение меди и цинка в Главной рудной залежи
Урупского медноколчеданного месторождения, Северный Кавказ**
(научный руководитель к.г.-м.н. Г.С. Январев)

В.В. Bobomurotov
Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI), Novocherkassk, Russia
bobmurotov97@mail.ru

**Cu and Zn spatial distribution in the Main ore body
of the Urup massive sulfide deposit, Northern Caucasus**

Abstract. Maps of Cu and Zn distributions in the Main ore body of the Urup massive sulfide deposit (Northern Caucasus) are plotted. The features of Cu and Zn distributions are described. Against the background of a contrasting general variable vertical zonation of ore-forming components, which obeys the standard scheme of zonation, the local ring zones of higher metal contents form with repeated zonal steps, the direction of vector of which is observed from the center to the periphery.

Урупское месторождение является «классическим» представителем колчеданных месторождений Северного Кавказа [Скрипченко, 1966]. Его промышленные медноколчеданные руды сосредоточены в Главной рудной залежи. Залежь представляет собой систему пространственно сопряженных линз массивных колчеданных руд, субогласных прожилков и рассеянной вкрапленности сульфидов на контакте эффузивных и туфогенно-осадочных пород. Мощность массивных колчеданных руд колеблется от нескольких до десятков метров. В плане Главная залежь представляет собой изометричное пластовое тело с отношением длины по простиранию к длине по падению 7:6. Неоднородность формы, проявляющаяся в деталях строения залежи, обусловлена нестабильностью первичной фациальной обстановки формирования, с чем связано расщепление залежи на параллельные слои и многочисленные пережимы ее мощности пострудными разрывными дислокациями, в результате которых залежь оказалась разбитой на многочисленные мелкие блоки.

Главным типом промышленных руд являются сплошные медноколчеданные руды, состоящие, главным образом, из пирита (до 80 %), халькопирита (10–15 %) и борнита (до 3 %) с небольшим количеством сфалерита и галенита, а также кварца, хлорита и карбоната. Вопросы распределения рудообразующих компонентов (зональность) в поперечном разрезе рудной залежи многократно обсуждались многими исследователями и геологами Урупского ГОКа [Иванов, 1953; Скрипченко, 1966].

Целью настоящего исследования стал анализ зональности в распределении Cu и Zn в плоскости рудного тела и прогноз их распределения на глубоких горизонтах. Для этого были использованы материалы эксплуатационной разведки и очистных работ, проведенные на верхних (I–VIII) и средних (VIII–XVI) горизонтах: координатные отметки центров эксплуатационных блоков и результаты химического анализа балансовой руды, полученные при выемочных работах. Были построены карты распределения Cu и Zn в объеме Главной рудной залежи с помощью геоинформационной системы Micromine (рис. 1). Интерполяция содержания между центрами эксплуатационных блоков производилась методом обратных взвешенных расстояний.

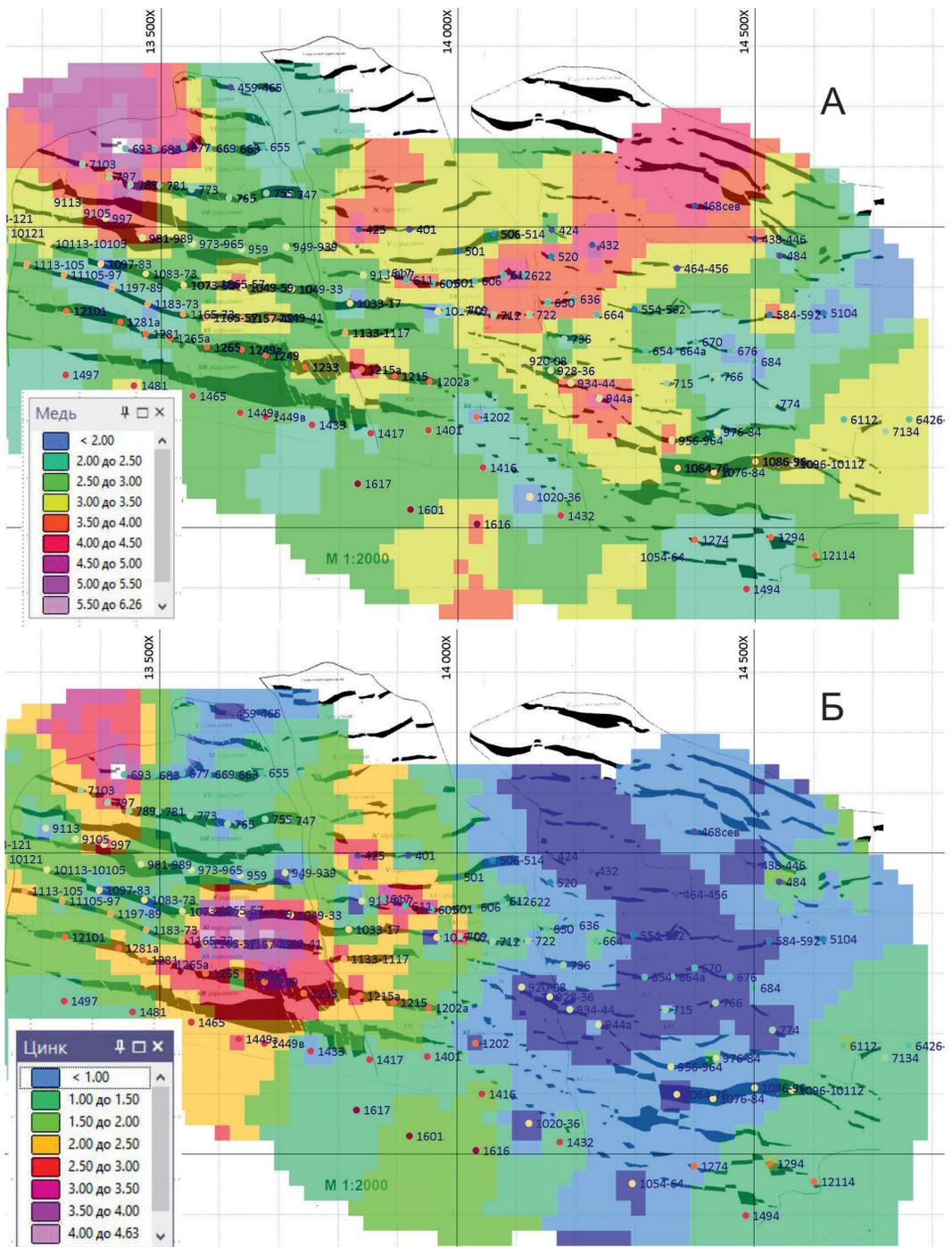


Рис. 1. Карты распределения Cu (а) и Zn (б) в Главной рудной залежи Урупского медноколчеданного месторождения.

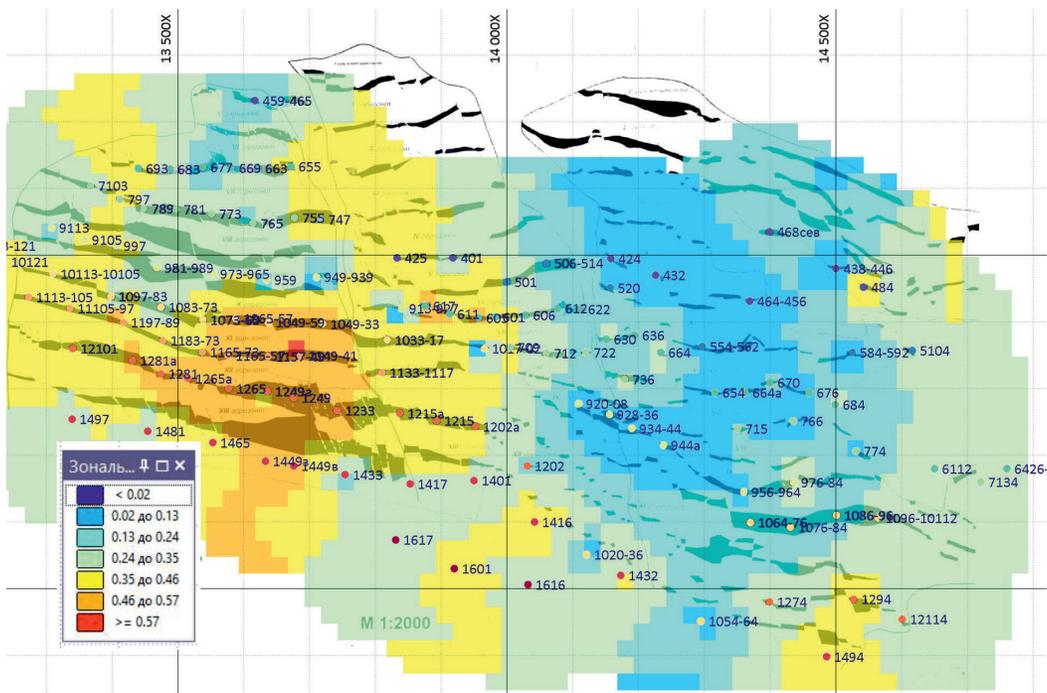


Рис. 2. Карта распределения коэффициента зональности в Главной рудной залежи Урупского медноколчеданного месторождения.

Анализируя карту распределения содержаний Cu , построенную на совмещенном плане горизонтов месторождения (рис. 1а), можно выделить два аномальных участка: западный и восточный. Изометричный западный участок распространяется от поверхности до X горизонта. Восточный участок локализуется лишь до VIII горизонта и вытянут в юго-западном направлении. В пределах этих участков распределение Cu имеет кольцевой характер, а ее содержание варьирует от 3.5 до 6.26 % и имеет регрессивную структуру, т. е. от центра к периферии участков наблюдается падение содержаний.

Важно отметить участок повышенной концентрации Cu и на XVI горизонте (блок 1616). Содержание Cu здесь составляет 3.5–4.5 %. Наличие такого участка может послужить основанием для прогнозирования содержания Cu на более глубокие горизонты.

Распределение Zn отличается от распределения Cu . Повышенные концентрации Zn сосредоточены в западной части месторождения (рис. 1б). Здесь выделяются два участка его повышенных содержаний. Участок 1 локализован в центральной части западной стороны карты и имеет кольцевую структуру, охватывая эксплуатационные блоки на X–XIV горизонтах в пределах 15–81 разрезов. Содержание Zn на данном участке составляет 3.0–4.63 %. Участок 2 расположен в северной части западной стороны карты, охватывая часть залежи до VII горизонта.

Несмотря на отличающееся распределение Cu и Zn , отношение $\text{Zn}/\text{Zn}+\text{Cu}$ имеет упорядоченный характер и характеризуется определенной направленностью (рис. 2). Наибольший участок аномальных значений коэффициента зональности расположен в западной части месторождения и имеет кольцевую структуру. В районе эксплуатационного блока 1601 проявляется второй участок повышенных значений коэффициента зональности. Третий участок повышенных значений коэффициента зональности имеет изометричную форму и охватывает эксплуатационные блоки 1294 и 1494.

Морфология колчеданной залежи и распределение содержаний рудоконтролирующих компонентов изначально контролируются расположением и интенсивностью рудоносных гидротермальных источников: они формируют вокруг себя депрессии на морском дне. Эти депрессии становятся благоприятными геоморфологическими образованиями для осаждения и аккумуляции руд. Участки наиболее мощных руд, вероятно, находятся непосредственно в местах разгрузки гидротермальных растворов [Скрипченко, 1966]. Здесь наблюдаются повышенные мощности массивных руд в соответствии с глубиной депрессии. По ранее изученным геолого-морфологическим особенностям Главной рудной залежи Урупского месторождения установлено, что наибольшая мощность рудного тела наблюдается в пределах средних горизонтов (VIII–XVI), на западном фланге месторождения. Аномальные участки содержания Zn локализуются в раздувах рудного тела. Сопоставив все эти факторы, можно предположить, что зоны разгрузки рудоподводящих гидротермальных источников локализовались вдоль линии северо-западного простирания, образуя максимумы с шагом 300–400 м. Соответственно, наиболее перспективными на глубоких горизонтах являются участки в районах 10-34 и 58-70 разведочных линий.

Закономерности пространственной дифференциации средневзвешенных концентраций Cu и Zn в пределах Главной рудной залежи Урупского месторождения отражают разные аспекты рудообразующего процесса. Геологический смысл зонального распределения повышенных концентраций металлов заключается в неоднородном насыщении рудными компонентами различных участков рудного тела, хотя наиболее обогащенными являются их фронтальные зоны. На фоне контрастной общей изменчивой зональности рудообразующих компонентов в вертикальном направлении, подчиняющейся стандартной схеме зональности, формируются локальные кольцевые зоны повышенных концентраций металлов с самостоятельными повторяющимися зональными ступенями, направление вектора которых наблюдается от центра к периферии.

Литература

Иванов Н.В. О генезисе колчеданного месторождения на Северном Кавказе // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1953. Сер. 2. Вып. 2.

Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Сев. Кавказа). М.: Недра, 1966. 291 с.

Т.М. Жихарева, О.Г. Резникова

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж
tatochka1999g@gmail.com*

Особенности состава огнеупорных каолиновых глин Латненского месторождения, Воронежская область

Т.М. Zhikhareva, O.G. Reznikova

*Voronezh State University, Voronezh, Russia
tatochka1999g@gmail.com*

Compositional features of refractory kaolinite clays of the Latnenskoe deposit, Voronezh region

Abstract. The aim of the study is to explore the kaolinite clays of the Latnenskoe deposit in Voronezh region, their chemical and mineralogical composition.

**Химический состав огнеупорных глин Латненского месторождения
по данным РФА (мас. %)**

№ пробы	1 ЛТ-3Ж	2 ЛТ-ОС	3 ЛТ-2С	4 ЛТ-ПКС	5 ЛТ-К1С	7 ЛТ-3С	8 ЛТ-ОТ	9 ЛТ-У2	10 ЛТ-У2
Al ₂ O ₃	34.53	40.11	33.07	25.50	16.22	28.79	39.27	34.49	35.91
SiO ₂	59.40	54.75	61.45	70.53	80.67	66.55	55.25	58.82	56.43
Fe ₂ O ₃	1.78	1.13	1.11	1.08	0.56	1.14	1.44	1.75	1.83
TiO ₂	2.42	2.06	2.12	1.62	1.34	1.73	2.03	1.85	1.88
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.55	0.76	0.30	0.26	0.46	0.78	1.68	2.64
MgO	0.27	0.39	0.36	0.30	0.23	0.34	0.35	0.39	0.45
Na ₂ O	0.63	0.63	0.63	0.62	0.61	0.65	0.64	0.63	0.61
K ₂ O	0.36	0.38	0.50	0.04	0.11	0.35	0,24	0.40	0.24

Настоящее исследование направлено на изучение каолиновых огнеупорных глин Латненского месторождения Воронежской области, уточнение их химического и минералогического состава. Латненское месторождение расположено в бассейне рек Девица и Ведуга – правых притоков реки Дон, в 5 км к западу от г. Воронежа.

Основным полезным ископаемым являются аптские каолиновые огнеупорные глины осадочного типа, сформировавшиеся в континентальных условиях за счет перемыва и перетложения продуктов коры выветривания в условиях древних речных долин, застойных озер и прибрежной зоне [Савко и др., 2011]. Продуктивная толща имеет сложное строение, залежи глин не выдержаны по качеству и простиранию на глубину. Обычно они хорошо коррелируют с минералогическим и гранулометрическим составом. Полукислые и кислые сорта глин обогащены кварцем (до 45 %), а в основных его почти нет (1–2 %). В минеральном составе глин преобладает каолинит (60–95 %), в небольших количествах присутствуют монтмориллонит (0.0–30 %), гидрослюда, а из неглинистых минералов – кварц, гиббсит, сульфиды, гидроокислы железа, углистое вещество [Горюшкин, Михин, 2010].

Выделяется 15 сортов (марок) глин. Основными показателями качества являются содержания Al₂O₃ и Fe₂O₃, а также потери при прокаливании (ППП, %). Наиболее качественные глины содержат до 43 % Al₂O₃. Содержание Fe₂O₃ сильно колеблется, его наибольшие значения характерны для углистых глин за счет присутствия пирита и марказита. Основные марки глин: 1) отборные – 1-й сорт (темные и светлые), Al₂O₃ 37–42 %, Fe₂O₃ – 0.9–1.5 %, ППП – 12–18 %; 2) 2-й сорт (светлые или темные со слабой примесью песка), Al₂O₃ 33–37 %, Fe₂O₃ 0.9–1.7 %, ППП 10–18 %; 3) 3-й сорт (темные и светлые с примесью песка), Al₂O₃ 28–33 %, Fe₂O₃ 0.9–1.7 %, ППП 9–15 %; 4) железистая глина (марка ЛТ-3Ж) соответствует 1-му, 2-му и 3-му сортам, но с повышенным содержанием Fe₂O₃; 5) несколько полукислых сортов с различной примесью песка (ПКС, ПКТ, К1С, К3Т, КЖ, КЖ2), содержание Al₂O₃ в которых достигает 28 %; 6) углистые глины, обогащенные органикой, Al₂O₃ 22–40 %, Fe₂O₃ 1–2 %, ППП 16–36 % [Горюшкин, Михин, 2003].

Химический состав глин Латненского месторождения определялся с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Анализы проводились в лаборатории ООО «Сибелко Воронеж» (табл. 1). Основными показателями качества здесь являются содержания Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃. Чем выше содержание Al₂O₃, тем более качественные глины. Чем выше содержание Fe₂O₃, тем сырье менее качественное. Примесь песчаного материала приводит к повышению содержания SiO₂ и снижению качества глин. Отмечаются также относительно высокие содержания TiO₂, хотя он и не выступает как показатель качества.

Минеральный состав огнеупорных глин Латненского месторождения (%)

№ пробы	1 ЛТ-3Ж	2 ЛТ-ОТ	4 ЛТ-ПКС	5 ЛТ-К1С	10 ЛТ-У2
Каолинит	70	75	60	60	65
Монтмориллонит	5	10	10	5–7	5
Кварц	20	15	30	33–35	27
Гиббсит	5	–	–	–	3

Минералогический состав огнеупорных глин был изучен с помощью рентгеноструктурного анализа на дифрактометре ARL X'TRA в лаборатории Воронежского государственного университета. Образцы истирались в ступке, просеивались, затем измельчались в истирателе. Навеска пробы составляла в среднем 10 г.

Таким образом, на основании данных рентгенофлуоресцентного и рентгеноструктурного анализов определены качество и марки глин образцов. Наиболее качественными являются монтмориллонит-каолининовые глины марок ЛТ-ОС и ЛТ-ОТ (1-й сорт светлые и темные) с небольшой примесью кварца. Среднему качеству отвечают образцы с марками ЛТ-2С, ЛТ-3С, ЛТ-3Ж и ЛТ-У2 (2-й сорт светлые, 3-й сорт светлые, железистые и углистые глины, соответственно), которые также являются монтмориллонит-каолининовыми, но с большим содержанием кварца и примесью гиббсита. Наименее качественные – это монтмориллонит-каолининовые глины марок ЛТ-ПКС и ЛТ-К1С (полукислые сорта), в которых отмечается наименьшее содержание Al_2O_3 и относительно высокая примесь кварца.

Литература

Горюшкин В.В., Михин В.П. Геологический отчет по результатам поисково-оценочных работ на керамические глины, строительные и стекольные пески в районах, прилегающих к Латненскому месторождению огнеупорных глин. Воронеж, 2003.

Горюшкин В.В., Михин В.П. Отчет по доизучению качества вскрышных и подстилающих пород на действующих карьерах «Латненского месторождения огнеупорных глин». Воронеж, 2010.

Савко А.Д., Новиков В.М., Крайнов А.В., Давыдов Д.Н., Ратников В.Ю. Минерагеня аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 1. Огнеупорные и керамические глины // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. 2011. № 2. С. 116–136.

Е.А. Князева¹, А.В. Родионова^{1,2}

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
katerinaa_knyaze@mail.ru

² – Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М. Федоровского, г. Москва

Стадии рудообразования на вольфрамовом месторождении Северный Катпар (Центральный Казахстан)

(научный руководитель к.г.-м.н. С.В. Петров)

Е.А. Князева¹, А.В. Родионова^{1,2}

¹ – St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
katerinaa_knyaze@mail.ru

² – Vedorovsky All-Russian Scientific-Research Institute of
Mineral Resources, Moscow, Russia

Ore formation stages at the Northern Katpar tungsten deposit (Central Kazakhstan)

Abstract. The paper presents the stages of ore formation at the North Katpar tungsten deposit (Central Kazakhstan). Our and previously published data indicate a diverse mineral composition of ores at various stages of the evolution of the deposit, which are strongly affected by magmatic and hydrothermal fluids.

Месторождение вольфрамовых скарново-грейзеновых руд Северный Катпар (Северный Казахстан) расположено в центральной осевой части Успенского синклиория и входит в состав Акмая-Катпарского редкометалльного рудного поля [Букуров, Сабиев, 1994]. Большая его часть представлена известняками, которые образуют крупную, опрокинутую на север, синклинальную складку. Оруденение на месторождении генетически связано с раннепермскими аляскитовыми гранитами массива Акмая, которые перекрываются на глубине 400–600 м вышележащими известняками.

Большое влияние на вмещающие породы и граниты оказали процессы метасоматоза: известняки преобразованы в мрамора, гранатовые и волластонитовые скарны; граниты скарнированы, калишпатизированы и альбитизированы [Баданина, 1998]. Грейзенизация наложена на все типы метасоматитов и граниты, благодаря чему образуются флюоритовые грейзены вместо типичных турмалин-флюоритовых и топаз-флюоритовых. Это связано с образованием грейзенов в карбонатных породах с интенсивным привнесом Si, F и крайне малым количеством Al. Основной рудный минерал скарново-грейзеновых руд – шеелит. Породообразующие минералы представлены (по убыванию содержания) кальцитом, гранатом, волластонитом, флюоритом, апофиллитом. Ранее на месторождении были выделены несколько стадий минералообразования: скарновая, грейзеновая и позднегидротермальная [Баданина, 1998]. Также установлено, что шеелит имеет три генерации, среди которых от ранней генерации к поздней улучшается качество огранки кристаллов, упрощается их морфология и снижается содержание повеллитовой составляющей.

Целью настоящего исследования являлось установление минеральных ассоциаций, которые сформировались в результате скарново-грейзеново-гидротермального процесса на месторождении. Для изучения использовались образцы, отобранные с различным интервалом (1–7 м) из керна геологоразведочной скважины (глубины 90–500 м). Исследования проведены с использованием оборудования двух ресурсных центров Научного парка СПбГУ: «Геомодель» (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N с анализатором для количе-

Стадии Минералы	Скарновая	Грейзеновая	Гидротермальная
Кальцит	—————		
Гранат	—————		-----
Волластонит	—————		
Флюорит		—————	
Апофиллит		—————	
Кварц		—————	
Халькопирит	—————		-----
Шеелит	—————	—————	
Молибденит	—————		
Пирит		—————	
Сфалерит	—————		
Гематит			—————
Минералы висмута			—————

Рис. 1. Схема последовательности минералообразования на месторождении Северный Катпар, по [Баданина, 1998] с дополнениями автора.

ственного энергодисперсионного микроанализа EDX-AzTec Energy 350) и «Рентгенодифракционные методы исследования» (микроскоп Leica DM4500 P).

По результатам исследований установлены минералы, характерные для каждой стадии (рис. 1). Гранат гроссуляр-андрадитового состава имеет несколько генераций, соответствующих скарновой и гидротермальной стадиям. Генерации различаются цветом, размерами и составом. Гранат гидротермальной стадии более крупный и железистый. Волластонит образовался в скарновую стадию совместно с гранатом и молибденитом. Большая часть шеелита сформировалась в гидротермальную стадию. Минерал находится в ассоциации с ранее образованными сульфидами: пиритом, халькопиритом, сфалеритом и др. (рис. 2а). Шеелит скарновой стадии, в основном, встречается в виде ксеноморфных зерен в гранате, также не редко его сростки с молибденитом.

Гематит заполняет пустоты между зернами граната, образованными в гидротермальную стадию (рис. 2б). Гематит также присутствует в сростаниях с пиритом. Халькопирит широко распространен в скарнах, а также присутствует в ассоциации с пиритом грейзено-гидротермальной стадии. Пирит образует идиоморфные кристаллы (рис. 2в). Молибденит формировался в скарновую стадию в виде самостоятельных чешуек и пластинок. В образцах с молибденитом обычно присутствуют халькопирит и шеелит.

Висмутовая минерализация соответствует гидротермальной стадии и встречается, в большинстве случаев, совместно с флюоритом и гранатом (рис. 2г). Установлены следующие минералы висмута: галеновисмутит, самородный висмут, висмутин, пильзенит и виттихенит. Помимо этих минералов в рудах также описаны айкинит, висмутит, козалиит и эмплектит [Букуров, Сабиев, 1994].

Таким образом, по результатам наших исследований и работ предшественников выделяется три стадии рудообразования на месторождении Северный Катпар: скарновая, грейзеновая, гидротермальная. Для каждой из стадий характерен свой набор минеральных ассоциаций и их взаимоотношения друг с другом. Большое влияние на формирование минералов оказали магматические и гидротермальные флюиды. Наибольшее воздействие магматических флюидов отмечается в приконтактной зоне, где широко распространены эндо- и экзоскарны, в которых формируются молибденит, шеелит, волластонит, халькопирит. На эти же скарны, за счет влияния летучих компонентов, наложены минералы грейзеновой стадии с характерными флюоритом и апофиллитом. Наиболее поздняя стадия – гидротермальная. На этой стадии формировались наибольшие скопления шеелита, минералы висмута и гематит.

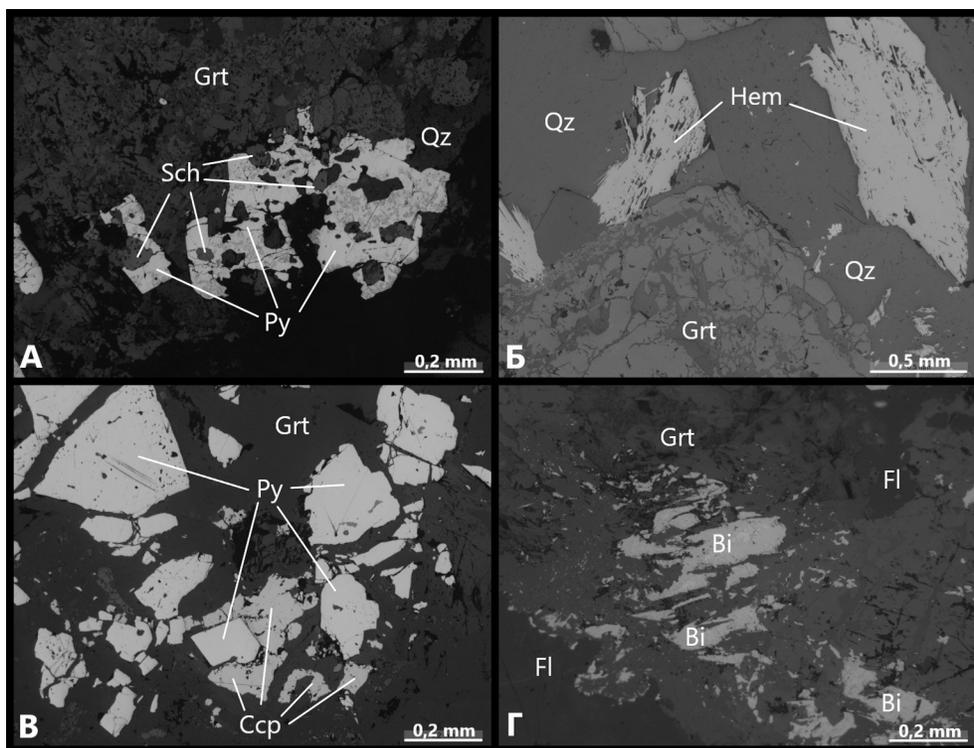


Рис. 2. Минеральные ассоциации в рудах скарново-грейзенного месторождения Северный Катпар.

а) шеелит (Sch) в ассоциации с пиритом (Py), кварцем (Qz), гранатом (Grt); б) гематит (Hem) гидротермальной стадии, заключенный между зернами железистого граната и кварца; в) кристаллы пирита грейзеново-гидротермальной стадии в ассоциации с халькопиритом скарновой стадии, гранатом; г) минералы группы висмута (Bi) гидротермальной стадии среди флюорита (Fl) и граната.

Литература

Баданина И.Ю. Вещественный состав и технологические свойства руд скарново-грейзенного месторождения Северный Катпар. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, СПбГУ, 1998. 162 с.

Букуров Г.С., Сабиев С.К. О детальной разведке месторождения Северный Катпар с подсчетом запасов. Отчет, том 1. 1994.

А.А. Олюшина¹, А.В. Родионова^{1,2}

*¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
aoliushina@gmail.ru*

*² – Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М. Федоровского, г. Москва*

**Минералы рудной стадии вольфрамового месторождения
Верхние Кайракты (Центральный Казахстан)**
(научный руководитель к.г.-м.н. С.В. Петров)

А.А. Oliushina¹, A.V. Rodionova^{1,2}

*¹ – St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
aoliushina@gmail.ru*

*² – Vedorovsky All-Russian Scientific-Research Institute of
Mineral Resources, Moscow, Russia*

Minerals of ore stage of the Upper Kayrakty W deposit (Central Kazakhstan)

Abstract. Minerals of ore stage of the Upper Kayrakty W deposit (Central Kazakhstan) are studied: five generations of scheelite, three generations of wolframite, molybdenite, Bi minerals (native bismuth, bismuthinite, galenobismutite, cosalite, tetradyomite), pyrite, rutile, and chalcopyrite.

Месторождение вольфрам-молибденовых руд Верхние Кайракты находится в Шетском районе Карагандинской области (Центральный Казахстан). Вмещающими породами являются алевролиты, алевропесчаники и сланцы нижнего силура, приуроченные к надинтрузивной зоне гранитного плутона. Основным полезным компонентом является вольфрам, заключенный в шеелите и вольфрамите.

Рудная минерализация установлена в двух сближенных конусовидных штокверковых зонах, вытянутых на поверхности в северо-западном направлении с погружением на юго-запад [Исаева, 2010]. Выделяются дорудный, прерудный и рудный этапы минералообразования. Рудный этап подразделяется на ранний и поздний. В рудообразующую стадию формировались полевошпатовые и кварц-полевошпатовые жилы и прожилки. Сульфидно-кварцевый материал отлагался повсеместно. В центральной и восточной частях штокверка плотность жил максимальна и постепенно снижается к периферии месторождения. Завершился процесс образованием флюоритовых, кварцевых безрудных, цеолитовых, карбонатных и ангидритовых прожилков [Пильдиш, 1991; Исаева, 2010].

Цель исследования – диагностика основных минералов, характеризующих этапы рудообразования на месторождении Верхние Кайракты. В ходе работы выполнены оптические исследования препаратов, изготовленных из образцов, отобранных из керна разведочной скважины в интервале 10–600 м. Часть препаратов была проанализирована с помощью СЭМ HitachiS-3400N с анализатором для количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX-AzTec Energy 350 ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель».

В результате проведенных исследований были установлены следующие минералы (рис. 1). Шеелит пяти генераций встречается в жилах и прожилках и вмещающих породах. Наблюдается замещение зерен шеелита вольфрамитом, а также их взаимопрорастания. Вольфрамит обнаружен в виде трех генераций в жилах и прожилках. Практически все зерна вольфрамитов в той или иной степени замещаются шеелитом вплоть до полных псевдоморфоз. Молибденит установлен на нижних горизонтах месторождения. Встречается в виде расщепленных пластин размером до 1 см (рис. а).

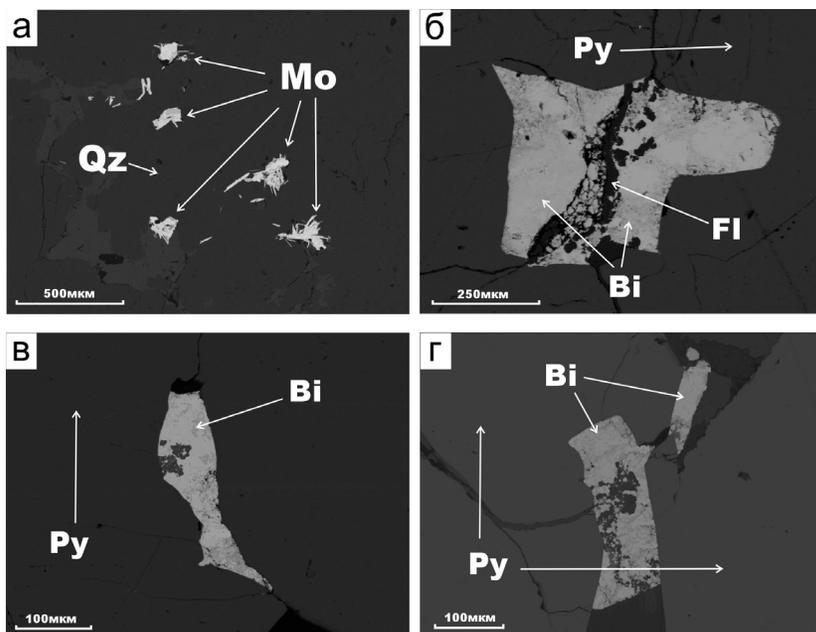


Рис. Ассоциации минералов в вольфрам-молибденовых рудах месторождения Верхние Кайракты. а) молибденит (Mo) в кварцевом прожилке (Qz); б) висмутин (Bi) в ассоциации с пиритом (Py) и флюоритом (Fl); в, г) включения висмутина между кристаллами пирита.

Висмутовая минерализация представлена самородным висмутом, висмутином, галеновисмутином, козалитом, тетрадимитом. Встречается в виде включений размером до 500 мкм в составе поздних флюоритовых прожилков в ассоциации с пиритом (рис. б–г). Рутил представлен мелкой рассеянной вкрапленностью как во вмещающих породах, так и в виде включений в пирите.

Пирит слагает основную массу сульфидной минерализации. Он распространен во вмещающих породах и прожилках различного состава (см. рис. б–г). Выделяются две генерации пирита: пирит-1 представлен различными по форме кристаллами, содержит включения висмутовых минералов, халькопирита и рутила; для пирита-2 характерны идиоморфные кристаллы, ровные границы с сосуществующими минералами. Халькопирит распространен значительно реже в виде самостоятельных зерен и включений в пирите.

Таким образом, установленные минералы характеризуют рудную стадию. В течение этой стадии также формировались флюоритовые прожилки с включениями висмутовых минералов. Рудная стадия завершилась формированием тунгстенита, вольфрамита и флюорита.

Литература

- Исаева Л.Д. Моделирование процессов рудообразования на месторождении Верхние Кайракты (Центральный Казахстан). Алматы, 2010. С. 112–116.
- Пильдиш Е.И. Метасоматическая зональность Верхне-Кайрактинского месторождения. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, СПбГУ, 1991. 189 с.

**Фосфориты и глаукониты Ижбердинского месторождения глин
(Оренбургская область)**

(научный руководитель А.В. Никифоров)

V.S. Goncharov

G.A. Sopotsko Society of Young Geologists–Ecologists, Orsk, Russia

Phosphorites and glauconites of the Izhberda clay deposit, Orenburg region

Abstract. Phosphorites and glauconites of the Izhberda clay deposit, Orenburg region, are studied using physical and chemical methods.

На Ижбердинском месторождении (Оренбургская область) продолжено изучение фосфоритовых отложений, начатое в 2012 г. В разрезе вскрышных пород месторождения выделено четыре слоя: 1 – почвенно-растительный с различными костными останками мощностью 0.5–0.8 м; 2 – прерывистые алевролитовые отложения с рострами белемнитов мощностью до 0.8 м; 3 – зеленовато-серые фосфориты с единичными включениями костных остатков крупных рептилий мощностью 0.2–0.5 м; 4 – фосфорит-глауконитовые пески. Это основной костеносный горизонт. В нем встречаются фрагменты скелетов рептилий, зубы акул, химер и рептилий, остатки деревьев, обломки белемнитов и позвонки рыб. Слой образует линзовидные, кармановидные тела мощностью 0.5–1.5 м.

В результате работ отобраны образцы фосфоритов и фосфорит-глауконитовых песков для изучения физических свойств минералов. С образцами проведено несколько экспериментов:

1 – окрашивание раствором молибденово-кислого аммония в азотной кислоте (1:3). В ходе реакции пески окрасились в желтый цвет, что подтверждает наличие в них фосфора.

2, 3 – нагревание. При нагревании желвака фосфорита происходит потеря массы, что говорит о наличии в нем воды или других летучих веществ (органических). Проведена термическая активация глауконита для получения сорбента, очищающего воду от катионов меди.

4 – очистка слабого раствора с помощью сорбента из глауконита. По результатам эксперимента раствор стал значительно чище.

5 – растворимость в азотной и лимонной кислотах. В результате эксперимента можно сказать, что изученные фосфориты – лимоннорастворимые, что свидетельствует о возможности использования их в качестве удобрений.

6 – измерение радиоактивности, магнитных свойств и плотности. Фосфориты оказались немагнитными, но с относительно высокой радиоактивностью. Глаукониты за счет примеси фосфоритов имеют повышенную радиоактивность, что позволяет находить подобные местонахождения с помощью радиоразведки.

Е.С. Поздеева

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопотцько, г. Орск

Мозазавры Ижбердинского местонахождения, Оренбургская область

(научный руководитель А.В. Никифоров)

E.S. Pozdeeva

G.A. Sopotsko Society of Young Geologists–Ecologists, Orsk, Russia

Mosasaurus of the Izhberda locality, Orenburg region

Abstract. Samples of vertebrae and teeth of the genus *Mosasaurus* of the Izhberda locality, Orenburg region, are described.

С помощью палеонтологической литературы описаны образцы позвонков (около 100 шт.) и зубов (35 шт.) рода мозазавров из коллекции Клуба юных геологов им. Г.А. Сопотцько г. Орска. После консультаций с палеонтологами и изучения сравнительных таблиц удалось выделить ископаемые остатки рода *Mosasaurus*, а также предположительно установить остатки рода *Clidastes*. Ранее на Ижбердинском местонахождении остатки представителей семейства *Mosasauridae* известны не были. Работа по изучению окаменелых остатков морских ящеров семейства *Mosasauridae* будет продолжена.

Автор благодарен палеонтологам Д.В. Григорьеву и Н.Г. Зверькову за помощь при проведении исследований.

Р. Сенькин, Г. Мартынов

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопотцько, г. Орск

Г.В. Божко – первооткрыватель Айдырлинского колчеданного месторождения, Оренбургская область

(научный руководитель О.С. Чуманова)

R. Sen'kin, G. Martynov

G.A. Sopotsko Society of Young Geologists–Ecologists, Orsk, Russia

G.V. Bozhko – a discoverer of the Aydyrlya massive sulfide deposit, Orenburg region

Abstract. Brief information about a geological carrier of Gennady Bozhko, a famous geologist of Orenburg region, Russia, is presented. G.V. Bozhko is a discoverer of the Aydyrlya massive sulfide deposit. He also actively participates in teaching young geologists of Orenburg region.

Геннадий Владимирович Божко – легенда не только Орска, но и всей Оренбургской области (рис. 1). Г.В. Божко – один из первооткрывателей месторождений полезных ископаемых Восточного Оренбуржья. С 1958 по 1986 г. он работал в Восточно-Оренбургской полевой стационарной круглогодичной поисково-разведочной партии, а с 1963 г. был старшим геологом этой партии. Одним из целевых заданий на 1959–1960 гг. было проведение на востоке области ревизии известных рудопроявлений железа. Была также поставлена задача изучения бурых железняков с учетом обнаружения колчеданных месторождений. Задание поручено Г.В. Божко – старшему геологу Ревизионного отряда Восточно-Оренбургской партии. В ре-



Рис. 1. Геннадий Владимирович Божко.

зультате этих работ выяснилось, что площадь участка, в основном, сложена непродуктивной в отношении колчеданного оруденения верхней, существенно кремнисто-туффитовой, с участием базальтоидов, толщей айдырлинского вулканогенного комплекса (D_{2-3}).

В 1963 г. им с коллегами проведено прослеживание на глубину Центральной зоны сульфидной минерализации с одновременной проверкой комплексной геофизической аномалии. 25 ноября 1963 г. на глубине 88 м была вскрыта сплошная медноколчеданная руда, а скважину № 1210 переименовали в «Айдырлинское месторождение». Первооткрывателями были Борис Павлович Потапенко и Геннадий Владимирович Божко.

К сожалению, выявленное и изученное с таким трудом Айдырлинское месторождение оказалось мелким. Единственная колчеданная залежь – это удлиненное линзовидное полого-залегающее тело сплошных сульфидных руд меридионального простирания в опрокинутой на запад западной контактовой зоне субвулканической интрузии дацитов, подстилаемой существенно базальтовой толщей (D_2). Залежь слепая, ее верхняя зона выклинивания находится на глубине около 70–80 м. Тело сплошных руд пересечено скважинами на глубине от 150 до 600 м. Ширина рудного тела от 100 до 140 м, длина по падению (без учета околорудной вкрапленности) около 700 м, максимальная мощность около 25 м, нижняя зона выклинивания находится на глубине 440 м. В минеральном составе руды резко преобладает пирит, в подчиненном количестве встречаются халькопирит и сфалерит. Общие запасы руды – 3653.5 тыс. т., Cu – 15 тыс. т., Zn – 9.64 тыс. т.

Благодаря стараниям таких же геологов, как Геннадий Владимирович, разведан ряд месторождений медных руд, золота и нерудных полезных ископаемых.

Ребята Клуба юных геологов лично встретились с Г.В. Божко и взяли у него интервью:

– *Геннадий Владимирович, как вы пришли в геологию, и каково это – быть первооткрывателем?*

– Всегда мечтал стать геологом. Осенью 1958 г., окончив институт, по распределению приехал в Оренбуржье. Геологоразведочная партия сначала находилась в Новотроицке, но вскоре была перебазирована в поселок Никель-рудник (ныне Айдырлинский). Окрестности были хорошо изучены геологами, в конце 30-х годов там действовал золотой рудник, но почему-то геологи пропустили явные признаки колчеданного месторождения. Мы вместе со старшим геологом партии Борисом Потапенко искали проявления железа и меди. В итоге



Рис. 2. Г.В. Божко с юными геологами. Месторождение пейзажной яшмы Гора Полковник. 2002 г.

были замечены бурые железняки. Мы начали бурить скважины, вскрыли более явные признаки – измененные породы с сульфидной медной минерализацией. Через четыре года с момента открытия признаков месторождения здесь выявили первую колчеданную руду.

– В нашем регионе в те годы активно велась разведка недр. Как оцениваете труд своих коллег?

– Заслуги работников геологической отрасли в индустриальном развитии востока области неоспоримы. Достаточно вспомнить, что ряд городов и поселков возник в связи с открытием геологами и разведкой месторождений полезных ископаемых. Например, города Медногорск и Гай появились благодаря открытию месторождений медных руд; поселок Халилово – никелевых, хромовых руд и огнеупорного сырья; Новотроицк – особо ценных природнолегированных железных руд; Аккермановка – железных, никелевых, марганцевых руд и известняка; Домбаровка – угля; Ясный – горного льна; Айдырлинский и Светлый – никелевых руд. Бывая в Новотроицке, я невольно удивляюсь, почему гостей города на привокзальной площади не встречает скульптура геолога Иосифа Рудницкого, первооткрывателя железных и медных руд, лауреата Государственной и Ленинской премий, главного инициатора строительства металлургического комбината и, следовательно, самого Новотроицка? Имена многих геологов – первооткрывателей месторождений, виновников основания городов и поселков – многим неизвестны.

В Орске сегодня перерабатываются полезные ископаемые, разведанные геологами как в черте города, так и за его пределами. Строительный камень – сырье для Орского карьероуправления, Орского щебеночного завода и железной дороги, нефть Башкортостана и Казахстана. Чистая питьевая вода в Орске – заслуга гидрогеологов, разведавших подземные воды Кумакского водозабора.

Сегодня Г.В. Божко является геологом-наставником для ребят Клуба юных геологов, принимает активное участие в жизни Клуба, проводит с ними лекции, ездит на экскурсии выходного дня (рис. 2).

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	
<i>Масленников В.В.</i> Проблемы моделей рудообразования.....	5
<i>Каменецкий В.С.</i> Несмесимость жидкостей и флюидов в силикатных магмах: ключ к пониманию рудных месторождений?	9
<i>Перцев А.Н., Бельтнев В.Е.</i> Петрология внутренних океанических комплексов, вмещающих гидротермальные поля в Центральной Атлантике.....	10
<i>Сокол А.Г.</i> Моделирование минералообразующих процессов с участием летучих fO_2 и приемы изучения состава флюида.....	14
<i>Косарев А.М.</i> Еще раз о зоне субдукции в среднем палеозое Южного Урала	16
<i>Сначев В.И.</i> Рудоносность вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)	20
<i>Егорова Ю.С.</i> Сумийский (2.5–2.44 млрд лет) рифтогенный базитовый магматизм Фенноскандинавского щита: геохимические особенности, источники магм, металлогения.....	24
<i>Müller A.</i> Introduction to the GREENPEG Horizon 2020 project – Exploration for European pegmatite minerals to feed the energy transition.....	29
ЧАСТЬ 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ	
<i>Сокол Э.В., Некипелова А.Н.</i> Редкоземельные элементы в керченских оолитовых железных рудах (Крым): геохимия и микроминералогия	31
<i>Лаломов А.В., Григорьева А.В., Милаш А.В., Черешинский А.В.</i> Сравнительный анализ ильменита Иршанского месторождения Украины и ястребовской свиты (верхний девон) юго-востока Воронежской антеклизы.....	35
<i>Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Портнов В.С., Гатауллин Р.А.</i> Минералогические особенности хромитов глубоких горизонтов залежи Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский массив, Республика Казахстан).....	38
<i>Гатауллин Р.А., Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Абрамова В.Д., Артемьев Д.А.</i> Микроэлементный состав хромшпинелидов из ультрамафитов Кемпирсайского массива (Казахстан).....	42
<i>Самигуллин А.А., Зайямов Ш.Р.</i> Хромит-магнетитовая россыпь Колхозный пруд (Южное Предуралье): литолого-петрографическая характеристика, морфология и химический состав хромшпинелидов.....	46
ЧАСТЬ 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ	
<i>Брусницын А.И.</i> Модели формирования барит-свинцовых, железных и марганцевых руд месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан.....	50
<i>Якубович О.В., Иванова Е.С., Подольская М.М., Мостовая М.Э., Васильева Н.А., Викентьев И.В.</i> Датирование сульфидов по радиогенному гелию	54
<i>Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Филиппова К.А., Котляров В.А., Бельтнев В.Е.</i> Таллий в марказит-пиритовых рудах гидротермального поля Петербургское (19°52' с.ш., Срединно-Атлантический хребет)	57
<i>Сергеева И.А.</i> Вещественный состав сульфидных руд рудных полей Коралловое и Молодежное, Срединно-Атлантический хребет	61
<i>Корякина А.В., Грознова Е.О., Плотинская О.Ю.</i> Особенности минерального состава и условия образования на Тарутинском медном месторождении (Южный Урал): первые данные.....	66
<i>Миасс: ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН</i>	241

<i>Чистякова Д.А., Плотинская О.Ю., Грознова Е.О.</i> Условия образования хромсодержащих кварц-серицитовых метасоматитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал	70
<i>Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Блинов И.А., Мелекесцева И.Ю.</i> Редкоземельная минерализация в рудах Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения, Южный Урал.....	73
<i>Сафина Н.П., Блинов И.А.</i> Сравнительный анализ флюорита Сафьяновского, Александринского и Гайского колчеданных месторождений на Урале	76
<i>Шепель Е.В.</i> Минеральный состав медистых песчаников из верхнепермских отложений Западного Предуралья (Кунгурский район)	80
<i>Бровченко В.Д.</i> Морфологические признаки жидкостной несмесимости сульфидного расплава в Mss-Iss рудах горы Рудной, интрузив Норильск 1	84
<i>Кириллина И.А.</i> Петрогенезис оливина и сульфидов в дайке Рудная, Имангдинский рудный узел, Тунгусская синеклиза.....	87
<i>Ятимов У.А., Артемьев Д.А.</i> Висмут и серебро в галените руд Pb-Zn-Fe месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан).....	91

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

<i>Плотинская О.Ю.</i> Эпитермальные Au-Ag месторождения: современные представления.....	94
<i>Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Кузнецов С.К., Беляева Т.В., Боровиков А.А.</i> Обзор особенностей состава самородного золота, его минеральных ассоциаций и генезиса основных типов золото-палладиевого оруденения на Урале	96
<i>Конопелько Д.Л.</i> Кошрабадский массив гранитов рапакиви в Узбекистане и связанные с ним месторождения золота	99
<i>Сначев А.В.</i> Россыпь Террасовая-II Уразовского рудного узла, Южный Урал: состав самородного золота и его коренные источники	101
<i>Притчин М.Е., Кисин А.Ю., Озорнин Д.А.</i> Оползневые структуры в карьере Светлинского месторождения золота на Южном Урале и их геотектоническая интерпретация.....	104
<i>Корнеев А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С.</i> Структурные предпосылки выявления золоторудной минерализации на Елкинском участке, Средний Урал	108
<i>Козин А.К., Степанов С.Ю., Шиловских В.В.</i> Типоморфные характеристики киновари из россыпей золота Среднего и Северного Урала	113
<i>Брюхов С.И.</i> Золото-сульфидная минерализация кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал)	117
<i>Ванин В.А., Мазукабзов А.М., Юдин Д.С.</i> Расшифровка рудоконтролирующих складчато-надвиговых дислокаций в структуре Мараканского золоторудного узла (Северное Забайкалье): геолого-структурные и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные	121
<i>Гуськов Д.А., Павлова М.А., Смирнов Д.И., Гембель Л.Р., Каварзин П.В.</i> Геологическое строение и рудная минерализация участка Джанку, Хабаровский край	125
<i>Голдырев В.Н., Осовецкий Б.М., Наумов В.А.</i> Золотоносные эксплозивные брекчии месторождения Жильное (Чукотка)	129
<i>Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А.</i> О возможности рентгенофлуоресцентного опробования на золото подготавливаемых, добываемых и перерабатываемых руд месторождения Абыз и Карагайлинской обогатительной фабрики ТОО «Корпорация Казахмыс».....	133

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ

<i>Юдовская М.А.</i> Роль контаминации в образовании норильских месторождений.....	136
<i>Степанов С.Ю., Козлов А.В.</i> Структурно-вещественные закономерности проявления благороднометалльной минерализации в интрузивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Урале	139
<i>Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С.</i> Медно-благороднометалльные ассоциации в габброидах Платиноносного пояса Урала	143

<i>Юричев А.Н.</i> Акцессорные платиноиды в хромититах Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тыва)	147
<i>Чайка И.Ф., Изох А.Э., Каменецкий В.С., Житова Л.М., Служеникин С.Ф., Марфин А.Е., Шевко А.Я., Гора М.П., Петренко Д.Б., Лобастов Б.М., Калугин В.М., Шведов Г.И.</i> Петрология и вопросы генезиса малосульфидных ЭПГ-руд интрузии Норильск-1, Норильск-Талнахский рудный район	151
<i>Кутырев А.В., Каменецкий В.С.</i> Полимнеральные включения в минералах платиновой группы из ультрамафических массивов различных формационных типов	154
<i>Дягилева Д.Р., Николаева И.Ю., Тарнопольская М.Е., Тагиров Б.Р.</i> Экспериментальное изучение форм переноса Pd сверхкритическими хлоридными гидротермальными флюидами	158

ЧАСТЬ 6. ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

<i>Кисин А.Ю.</i> Минерагения Светлинского купола (Кочкарский антиклинорий, Южный Урал).....	162
<i>Берзин С.В., Червяковский В.С., Дугушкина К.А.</i> Тектонический блок офиолитов в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала: геохимические особенности и U-Pb возраст цирконов	166
<i>Жданова В.С., Корнеев А.В.</i> Проявление метасоматических процессов во вмещающих породах Алтынайского гранодиоритового массива (Средний Урал)	168
<i>Климова Е.В., Матреничев В.А., Матреничев А.В.</i> Сравнительная характеристика состава континентального стока гранит-зеленокаменных областей	172
<i>Богданова А.Р., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б.</i> Амфиболиты ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал)	175
<i>Нарыжнова А.В.</i> Особенности состава и геохимическая типизация мезозойских гранитоидных ассоциаций Восточного Забайкалья	180
<i>Вострецов В.И.</i> Петрографическая характеристика и метасоматические изменения гранитоидов Олекминского комплекса Могочинского района (Забайкалье)	184
<i>Волосов А.С.</i> Геологическая позиция, вещественный состав, возраст и модель формирования Керегетасского дайкового пояса, Восточный Казахстан.....	188

ЧАСТЬ 7. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ, АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

<i>Стативко В.С.</i> Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в гранатах из силикатно-карбонатных пород Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал)	193
<i>Звоыгина А.А.</i> Реликтовые хромшпинелиды из антигоритовых серпентинитов Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса, Южный Урал.....	197
<i>Карасева Е.С., Кисин А.Ю.</i> Новые данные по геологии Коркодинского месторождения демантоида (Средний Урал)	201
<i>Резникова О.Г., Блинова С.А.</i> Распределение магния в отвалах Данковского месторождения доломитов (Липецкая область)	204
<i>Гайнанова А.Р., Шиловский О.П.</i> Геохимические особенности фоссилизации костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан	207
<i>Глухов М.С.</i> Компьютерная обработка томографических снимков магнитных микросферул	212
<i>Усачева А.А., Мирошников А.Ю.</i> Радиационное состояние ландшафтов Севера европейской территории России.....	216
<i>Бондаренко К.А., Третьякова В.Д., Ракова О.В., Гаврилкина С.В., Удачин В.Н., Крупнова Т.Г.</i> Изучение частиц Pm_{10} , собранных на территории Челябинска, методом сканирующей электронной микроскопии	219

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Лебеденко А.В.</i> Гранаты родонитовых пород Учалинского колчеданного месторождения, Южный Урал.....	223
<i>Бобмуротов Б.Б.</i> Пространственное распределение меди и цинка в Главной рудной залежи Урупского медноколчеданного месторождения, Северный Кавказ.....	226
<i>Жихарева Т.М., Резникова О.Г.</i> Особенности состава огнеупорных каолиновых глин Латненского месторождения, Воронежская область	229
<i>Князева Е.А., Родионова А.В.</i> Стадии рудообразования на вольфрамовом месторождении Северный Катпар (Центральный Казахстан)	232
<i>Олюшина А.А., Родионова А.В.</i> Минералы рудной стадии вольфрамового месторождения Верхние Кайракты (Центральный Казахстан)	235
<i>Гончаров В.С.</i> Фосфориты и глаукониты Ижбердинского месторождения глин (Оренбургская область).....	237
<i>Поздеева Е.С.</i> Мозазавры Ижбердинского местонахождения, Оренбургская область	238
<i>Сенькин Р., Мартынов Г. Г.В.</i> Божко – первооткрыватель Айдырлинского колчеданного месторождения, Оренбургская область	238

CONTENTS

PREFACE	3
 CHAPTER 1. GENERAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND METALLOGENY OF PALEOOCEANIC COMPLEXES	
<i>Maslennikov V.V.</i> Problems of ore formation models	5
<i>Kamenetsky V.S.</i> Immiscibility of liquids and fluids in silicate magmas: a key to understanding ore deposits?	9
<i>Pertsev A.N., Beltenev V.E.</i> Petrology of oceanic core complexes hosting hydrothermal fields in Central Atlantic	10
<i>Sokol A.G.</i> Modeling of mineral-forming processes with volatiles at high pressures and temperatures: general approaches, fO_2 control and techniques for study of fluid composition	14
<i>Kosarev A.M.</i> Once again about a Middle Paleozoic subduction zone of the South Urals	16
<i>Snachev V.I.</i> Ore potential of volcanosedimentary and intrusive complexes of the Kochkar Anticlinorium (East Uralian Uplift)	20
<i>Egorova Yu.S.</i> Sumian (2.5–2.4 Ga) rifting-related basic magmatism of the Fennoscandian Shield: geochemical features, magma sources, metallogeny	24
<i>Müller A.</i> Introduction to the GREENPEG Horizon 2020 project – Exploration for European pegmatite minerals to feed the energy transition	29
 CHAPTER 2. FERROUS METAL DEPOSITS	
<i>Sokol E.V., Nekipelova A.N.</i> Rare earth elements in Kerch ooidal ironstones (Crimea): geochemistry and micromineralogy	31
<i>Lalomov A.V., Grigor'eva A.V., Milash A.V., Cheresinsky A.V.</i> Comparative analysis of ilmenite of the Irsha deposit in Ukraine and Upper Devonian Yastrebovskaya Formation of the southeast of the Voronezh Anteclise	35
<i>Saveliev D.E., Makatov D.K., Portnov V.S., Gataullin R.A.</i> Mineralogical features of chromitites from deep levels of the Almaz-Zhemchuzhina deposit (Kempirsay massif, Republic of Kazakhstan)	38
<i>Gataullin R.A., Saveliev D.E., Makatov D.K., Abramova V.D., Artemiev D.A.</i> Trace element composition of chromite from ultramafic rocks of the Kempirsay massif (Kazakhstan)	42
<i>Samigullin A.A., Zaylyamov Sh.R.</i> Kolkhozny prud chromite-magnetite placer (South Cis-Urals): lithological-petrographic characteristic, morphology and chemical composition of chromite	46
 CHAPTER 3. BASE METAL DEPOSITS	
<i>Brusnitsyn A.I.</i> Genetic models of barite-lead, iron and manganese ores of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan	50
<i>Yakubovich O.V., Ivanova E.S., Podolskaya M.M., Mostovaya M.E., Vasilyeva N.A., Vikentyev I.V.</i> Dating of sulfides by radiogenic helium	54
<i>Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Filippova K.A., Kotlyarov V.A., Bel'tenev V.E.</i> Thallium in marcasite-pyrite ores of the Peterburgskoe hydrothermal field (19°52' N, Mid-Atlantic Ridge)	57
<i>Sergeeva I.A.</i> Composition of ores of the Korallovoe and Molodezhnoe ore fields, Mid-Atlantic Ridge	61
<i>Koryakina A.V., Groznova E.O., Plotinskaya O.Yu.</i> Features of mineral composition and formation conditions of the Tarutino copper deposit (South Urals): first data	66

<i>Chistyakova D.A., Plotinskaya O.Yu., Groznova E.O.</i> Formation conditions of Cr-bearing quartz-sericite metasomatites of the Mikheevskoe copper porphyry deposit, South Urals	70
<i>Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Blinov I.A., Melekestseva I.Yu.</i> REE minerals in ores of the Talgan massive sulfide deposit, South Urals	73
<i>Safina N.P., Blinov I.A.</i> Comparative analysis of fluorite from the Saf'yanovka, Aleksandrinka and Gai VHMS deposits in the Urals	76
<i>Shepel E.V.</i> Mineral composition of copper sandstones from the Upper Permian sedimentary rocks of Western Urals (Kungur region)	80
<i>Brovchenko V.D.</i> Morphological signatures of liquid immiscibility of sulfide melt in Mss-Iss ores of Mt. Rudnaya, Norilsk 1 intrusive.....	84
<i>Kirillina I.A.</i> Petrogenesis of olivine and sulfides in the Rudnaya dike, Imangda ore cluster, Tunguska Syncline	87
<i>Yatimov U.A., Artemyev D.A.</i> Bismuth and silver in galena of ores from the Pb-Zn-Fe Aktash deposit (Western Karamazar, Tajikistan).....	91

CHAPTER 4. GOLD AND SILVER DEPOSITS

<i>Plotinskaya O.Yu.</i> Epithermal Au-Ag deposits: contemporary conceptions.....	94
<i>Murzin V.V., Palyanova G.A., Kuznetsov S.K., Beliaeva T.V., Borovikov A.A.</i> Peculiarities of composition of native gold, its mineral assemblages, and genesis of main types of Au-Pd mineralization in the Urals: a review	96
<i>Konopelko D.L.</i> The Koshrabad pluton of rapakivi granites in Uzbekistan and related Au deposits.....	99
<i>Snachev A.V.</i> The Terrasovaya-II placer of the Urazovo placer field, South Urals: the composition of native gold and its primary sources.....	101
<i>Pritchkin M.E., Kisin A.Yu., Ozornin D.A.</i> Landslide structures in a quarry of the Svetlinskoe gold deposit (South Urals) and their geotectonic interpretation.....	104
<i>Korneev A.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S.</i> Structural features for identification of gold mineralization at the Elkinsky area, Central Urals	108
<i>Kozin A.K., Stepanov S.Yu., Shilovskikh V.V.</i> Morphological and chemical features of cinnabar from gold placers of Central and Northern Urals.....	113
<i>Bryukhov S.I.</i> Gold-sulfide mineralization of quartz veins of the South Sukhtelya area, South Urals	117
<i>Vanin V.A., Mazukabzov A.M., Yudin D.S.</i> Decoding of ore-controlling fold-thrust dislocations in structure of the Marakan gold cluster (Northern Transbaikalia): geological-structural and ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar data	121
<i>Guskov D.A., Pavlova M.A., Smirnov D.I., Gembel L.R., Kavarzin P.V.</i> Geological structure and ore mineralization of the Dzhanuku area, Khabarovsk region	125
<i>Goldyrev V.N., Osovetsky B.M., Naumov V.A.</i> Gold-bearing explosive breccias of the Zhilnoe deposit (Chukotka)	129
<i>Abdrakhmanova Z.T., Kahn A.N., Yun R.V., Efimenko S.A.</i> Possibility of X-ray fluorescence testing for gold of prepared, mined and processed ores of the Abyz deposit and Karagaily concentrating plant of the Kazakhmys Corporation.....	133

CHAPTER 5. DEPOSITS OF PLATINUM GROUP MINERALS

<i>Yudovskaya M.A.</i> The role of contamination in the formation of the Norilsk deposits	136
<i>Stepanov S.Yu., Kozlov A.V.</i> Structural and compositional features of noble metal mineralization in dunite-clinopyroxenite-gabbro intrusives of the Urals.....	139
<i>Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S.</i> Copper-noble metal assemblages in gabbroids of the Pt-bearing belt of the Urals	143
<i>Yurichev A.N.</i> Accessory Pt minerals in chromitites of the Agardag ultramafic massif (South Tyva)	147
<i>Chayka I.F., Izokh A.E., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Sluzhenikin S.F., Marfin A.E., Shevko A.Ya., Gora M.P., Petrenko D.B., Lobastov B.M., Kalugin V.M., Shvedov G.I.</i> Petrology and problems of origin of the sulfide-poor PGE ores of the Norilsk-1 intrusion, Norilsk-Talnakh ore region.....	151

<i>Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S.</i> Polymetallic inclusions in platinum-group minerals of various types of peridotites	154
<i>Dyagileva D.R., Nikolaeva I.Yu., Tarnopolskaya M.E., Tagirov B.R.</i> Experimental study of Pd transfer forms by supercritical chloride hydrothermal fluids	158

CHAPTER 6. PALEOOCEANIC IGNEOUS AND METAMORPHIC COMPLEXES

<i>Kisin A.Yu.</i> Minerageny of the Svetlinsky dome (Kochkar anticlinorium, South Urals)	162
<i>Berzin S.V., Chervyakovskiy V.S., Dugushkina K.A.</i> Tectonic block of ophiolites in the structure of the Revda massif of the Ural Platinum Belt: geochemical features and U-Pb age of zircons	166
<i>Zhdanova V.S., Korneev A.V.</i> Metasomatic processes in host rocks of the Altynai granodiorite pluton (Central Urals)	168
<i>Klimova E.V., Matrenichev V.A., Matrenichev A.V.</i> Comparative characteristics of the composition of continental runoff of granite-greenstone areas	172
<i>Bogdanova A.R., Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B.</i> Amphibolites of the Ray-Iz ultramafic massif (Polar Urals)	175
<i>Naryzhnova A.V.</i> Composition features and geochemical classification of Mesozoic granitoid associations in Eastern Transbaikalia	180
<i>Vostretsov V.I.</i> Petrography and metasomatic alteration of granitoids of the Olekma complex, Mogocho region (Transbaikalia)	184
<i>Volosov A.S.</i> Geological setting, composition, age and formation model of the Keregetas dyke belt, East Kazakhstan	188

CHAPTER 7. NON-METALLIC DEPOSITS, TOPICAL GEOLOGICAL-MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES

<i>Stativko V.S.</i> Features of rare and rare earth element pattern in garnets from silicate-carbonate rocks of the Kusa-Kopan complex (South Urals)	193
<i>Zvorygina A.A.</i> Relict Cr-spinels from antigorite serpentinites of the Utarbaevo association of the Maksyutovo complex, South Urals	197
<i>Karaseva E.S., Kisin A.Yu.</i> New data on geology of the Korkodin demantoid deposit (Central Urals)	201
<i>Reznikova O.G., Blinova S.A.</i> Mg distribution in the Dankov dolomite deposit dumps, Lipetsk region	204
<i>Gaynanova A.R., Shilovsky O.P.</i> Geochemical features of fossilization of bone tissue of vertebrae of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan	207
<i>Glukhov M.S.</i> Computer processing of tomographic images of magnetic microspherules	212
<i>Usacheva A.A., Miroshnikov A.Yu.</i> Radiation state of landscapes of the North European territory of Russia	216
<i>Bondarenko K.A., Tretyakova V.D., Rakova O.V., Gavrilkina S.V., Udachin V.N., Krupnova T.G.</i> SEM study of PM ₁₀ particles collected at the territory of Chelyabinsk	219

BRIEF REPORTS

<i>Lebedenko A.V.</i> Garnets of rhodonite rocks of the Uchaly massive sulfide deposit, South Urals	223
<i>Bobomurotov B.B.</i> Cu and Zn spatial distribution in the Main ore body of the Urup massive sulfide deposit, Northern Caucasus	226
<i>Zhikhareva T.M., Reznikova O.G.</i> Compositional features of refractory kaolinite clays of the Latnenskoe deposit, Voronezh region	229
<i>Knyazeva E.A., Rodionova A.V.</i> Ore formation stages at the Northern Katpar tungsten deposit (Central Kazakhstan)	232
<i>Oliushina A.A., Rodionova A.V.</i> Minerals of ore stage of the Upper Kayrakty W deposit (Central Kazakhstan)	235
<i>Goncharov V.S.</i> Phosphorites and glauconites of the Izhberda clay deposit, Orenburg region	237
<i>Pozdeeva E.S.</i> Mosasaurus of the Izhberda locality, Orenburg region	238
<i>Sen'kin R., Martynov G. G.V.</i> Bozhko – a discoverer of the Aydyrlya massive sulfide deposit, Orenburg region	238

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2022
ОТ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА К МОДЕЛЯМ И ПРОГНОЗИРОВАНИЮ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Материалы двадцать восьмой 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 22.04.2022.
Формат 70 × 100 ¹/₁₆. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 12.1. Уч. изд. л. 12.4.
