


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, филиал в г. Миассе
АО «Полиметалл УК», ГРК «Быстринское», ООО «СИАМС», ООО Карано-Александровское



МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ — 2026

Стратегические элементы:
минералого-геохимические и цифровые модели

Материалы Тридцать второй научной
молодежной школы
имени профессора В. В. Зайкова



МИАСС
2026

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-2026**

Стратегические элементы: минералого-геохимические и цифровые модели

**Материалы XXXII научной молодежной школы
имени профессора В.В. Зайкова**

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS-2026**

Strategic elements: Mineralogical-geochemical and digital models

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

Миасс
2026

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов-2026. Стратегические элементы: минералого-геохимические и цифровые модели. Научное издание. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2026. 276 с.

ISSN 2782-2052

В сборник вошли материалы XXXII научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2026. Стратегические элементы: минералого-геохимические и цифровые модели» (20–24 апреля 2026 г.). Первая часть сборника посвящена общим проблемам геологии и металлогении. Во второй части рассмотрены магматические и метаморфические комплексы складчатых поясов и океанов. В третьей части представлены результаты изучения месторождений полезных ископаемых, связанных с осадочными комплексами. Гидротермальным сульфидным полям и месторождениям цветных металлов посвящена четвертая часть сборника. В пятой части обобщены результаты, полученные при изучении месторождений благородных металлов. В шестой части сборника рассмотрены нерудные полезные ископаемые и актуальные вопросы геолого-минералогических исследований. В кратких сообщениях суммированы результаты работ разнообразных геолого-минералогических исследований.

Школа-2026 проводится при поддержке Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН, ООО «ГРК Быстринское», АО «Полиметалл УК», ООО Карано-Александровское и ООО СИАМС.

Илл. 67. Табл. 18.

Ответственные редакторы:

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

Члены редколлегии:

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

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans-2026. Strategic elements: mineralogical-geochemical and digital models. Miass: SU FRC MG UB RAS, 2026. 276 p.

ISSN 2782-2052

Proceedings of the Prof. V.V. Zaykov XXXII Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans-2026. Strategic elements: mineralogical-geochemical and digital models” (April 20–24, 2026) 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 igneous and metamorphic complexes of folded regions and modern oceans, ferrous, base and precious metal deposits, as well as present-day hydrothermal sulfide fields. The chapters on nonmetallic deposits and topical geological and mineralogical issues include the results of study of minerals and paleoceanic igneous and metamorphic complexes. Brief reports consist of short results of geological and mineralogical studies.

The holding of the School is supported by the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, OJSC “GRK Bystrinskoe”, JSC “Polymetal UK”, OJSC Karano-Aleksandrovskoe and OJSC SIAMS.

Figures 67. Tables 18.

Editors-in-Chief:

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

Editorial board:

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXXII научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2026. Стратегические элементы: минералого-геохимические и цифровые модели». Школа была организована в 1995 г. сотрудниками лаборатории прикладной минералогии и минерогенеза (впоследствии лабораторией минералогии рудогенеза) Института минералогии УрО РАН. Школа «Металлогения древних и современных океанов» ежегодно проводится в сотрудничестве с Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе). С 2019 г. организатором школы является Южно-Уральский федеральный научный центр 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 1995–2025 гг. в Школе участвовало более 1230 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Челябинского, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского) и Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А.П. Лисицын и В.А. Коротеев, член-корреспонденты РАН В.Н. Анфилов, В.Н. Пучков, Е.В. Скляр, 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 рецензируются, редактируются и издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Каждый выпуск содержит расширенные тезисы разнообразной тематики: от глобальных проблем тектоники, магмо- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием современных методик и аппаратуры.

В программу Школы входят полевые экскурсии на месторождения палеоокеанических структур Южного Урала. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского государственного заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира.

С 2015 г. на заседаниях предоставлена возможность расширенных выступлений по темам работ на соискание ученых степеней кандидата и доктора геолого-минералогических наук с соответствующим регламентом докладов.

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В.В. Масленников

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

Выдающемуся исследователю металлогении стратегических месторождений полезных ископаемых доктору геолого-минералогических наук Е.С. Контарю – 90 лет!

24 января 2026 года исполнилось 90 лет со дня рождения Ефима Семеновича Контаря – доктора геолого-минералогических наук, заслуженного геолога Российской Федерации, отличника разведки недр, первооткрывателя месторождения, который всю свою многогранную жизнь посвятил изучению металлогении месторождений стратегических металлов. В 1958 г. Е.С. Контарь окончил геологический факультет Кишиневского государственного университета. Основные научные направления – региональная и прикладная оценка прогнозных ресурсов (медь, цинк, свинец, марганец), разработка направлений геологоразведочных работ, металлогения. Е.С. Контарь – автор и соавтор более 200 научных и научно-производственных работ, в том числе 10 монографий (Контарь, Либарова, 1997; Контарь и др., 1999; Контарь, 2001, 2013 и др.).

Е.С. Контарь внес огромный вклад в развитие рудно-формационного анализа с обоснованием типизации колчеданных месторождений Урала (Контарь, 1986, контарь и др., 1999). В его работах рассмотрены основные принципы выделения рудных формаций колчеданных месторождений с расшифровкой их связей с рудоносными вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями. В качестве признаков рудных формаций он считает не только состав руд и количественные соотношения между основными рудными компонентами, но и состав продуктивных магматических формаций, включая геотектонические условия их накопления. Большое значение им придается позиции месторождений и рудоносных формаций в современных структурах земной коры. Кроме известных базальтовых, базальт-липаритовых и базальт-андезит-дацит-липаритовых формаций, он обратил внимание на то, что некоторые медно-кобальт-колчеданные месторождения Урала, которые относились к кипрскому типу, ассоциируют не только с базальтами, но и с ультрамафитами. Это наблюдение создало основы для выделения принципиально новой рудной формации, связанной с ультрамафитами, которая в последующие годы интенсивно изучалась как на Урале, так и в других колчеданоносных регионах, включая Атлантический океан (В.В. Зайков, И.Ю. Мелекесцева). Е.С. Контарь впервые обратил внимание на сходство этих месторождений с медно-никелевыми месторождениями, связанными с трапповыми формациями платформ (Контарь, 1986). Медно-цинково-колчеданные месторождения, ассоциирующие с базальт-риолитовой формацией, он подразделил на два подтипа. В зонах с фемическим типом коры доминируют месторождения медно-цинкового профиля, тогда как в структурах с салифемическим типом земной коры появляются свинецсодержащие медно-цинковые месторождения, а колчеданные месторождения, приуроченные к месторождениям базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, принадлежат цинково-медно-колчеданной свинецсодержащей формации. Он также отметил,

что содержания свинца возрастают в ряду колчеданных месторождений по мере нарастания в них относительного количества осадочных отложений. Е.С. Контарь выделил новую перспективную для Урала свинцово-цинковоколчеданную формацию, близкую к филизчайскому типу (Амурское месторождение). Особый интерес представляют результаты анализа металлогении цинка и свинца в истории формирования земной коры Урала (Контарь, 2013, 2016).

Е.С. Контарь одним из первых на количественной основе проанализировал глобальные закономерности неравномерного размещения медно-порфировых месторождений в пространстве и во времени от позднего докембрия до плиоцена – кватера. Он показал, что применительно к молибден-меднопорфировым месторождениям отчетливо проявлены две наиболее продуктивны эпохи – ранний–средний палеоген и неоген – раннечетвертичное время. Несколько ниже была продуктивность мезозоя, тогда как в палеозое запасы месторождений этого типа были еще ниже, достигая минимальных значений в позднем докембрии. Таким образом, был сделан вывод, что максимальное медно-порфировое рудообразование происходило в мезозойско-кайнозойское время, т. е. совпадает со временем распада Пангеи. При этом мезозойско-кайнозойский максимум медно- и молибден-меднопорфирового оруденения коррелирует с сокращением масштабов колчеданообразования (Контарь, 2002, 2009, 2015).

Е.С. Контарь (2002) на количественной основе провел анализ распространения около тысячи колчеданных месторождений и их запасов в возрастном интервале от архея до настоящего времени. Особенностью является то, что на построенных трендах эволюции он объединил колчеданные месторождения как вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных формаций. Количественный анализ распределения запасов в них руды, меди, цинка и свинца в глобальном пространстве и во времени позволил сделать вывод, что большинство колчеданных месторождений образовано в домезозойское время, т. е. во время существования Пангеи. Он показал, что большинство колчеданных месторождений архея принадлежит уральскому типу. В раннем протерозое он выявил преобладание месторождений куроко и филизчайского типов с невысокими содержаниями меди по сравнению с месторождениями уральского и кипрского типов. В позднем протерозое, также как и в среднем, решающее значение в колчеданообразовании имели месторождения филизчайского типа. Он впервые обратил внимание на значительную продолжительность периодов докембрийского колчеданообразования, что обусловило низкую удельную продуктивность в пересчете на 1 млн лет.

В фанерозое Е.С. Контарь выделил каледонский и герцинский максимумы колчеданообразования, включающие колчеданные месторождения всех формационных типов. «Процессы мезозойского и кайнозойского колчеданообразования резко сокращены по сравнению с предшествующим периодом» (Контарь, 2002). Он показал, что рудно-формационное разнообразие колчеданных месторождений в разные периоды развития Земли определяется существовавшими в определенный момент типами земной коры и, соответственно, разными геодинамическими обстановками. Более половины общего количества колчеданных месторождений, принадлежащих к куроко и филизчайскому типам, образовались при значительном участии континентальной коры (Контарь, 2002). В целом, эти и многие другие выводы Е.С. Контаря навели меня на мысль о связи форм большинства рудных залежей с различными режимами вулканизма, обеспечивавшими различную по продолжительности эволюцию гидротермальных систем, коррелирующую со степенью разрушения сульфидных построек на морском дне. Например, большие перспективы для понимания причин разнообразия колчеданных месторождений имеет дискриминационная диаграмма $Zn/Cu-Pb/Cu$ (Контарь, 1986, 2002). Можно предположить, что Pb/Cu отношение не только коррелирует с составом колчеданоносных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, но и зависит от зрелости колчеданообразующих гидротермальных систем, что подтверждается количественными результатами физико-химического моделирования.

Е.С. Контарь заложил фундаментальные основы при описании и систематизации не только медноколчеданных, медно-порфировых и свинцово-цинковых месторождений, но и уделил внимание и марганцеворудным месторождениям Урала (Контарь и др. 1999). Монографии Е.С. Контаря с соавторами являются фундаментальными для систематизации и понимания условий размещения формирования марганцевых руд в вулканогенно-осадочных комплексах Урала (Контарь, Либарова, 1997; Контарь и др., 1999). Его исследования охватывают геолого-промышленные типы марганцевых месторождений, дают представления о структуре рудных залежей и заставляют задуматься о генезисе таких объектов, как Парнокское, Сапальское и Кожаевское месторождения. Для меня лично особый интерес представляло Сапальское месторождение марганца, на котором я, еще будучи юным геологом, собирал апокарбонатные псиломелан-пирролюзитовые жеоды с кристаллами кальцита. Оказывается, на этом же объекте на небольшой глубине среди марганцовистых карбонатов появляются вкрапленные сфалерит и галенит с промышленными содержаниями цинка, свинца, золота и серебра! На примере этого месторождения Е.С. Контарь выделил своеобразный железо-марганец-барит-свинцово-цинковый тип руд в известняках среди трахитовых вулканокластитов. На основе анализа современных представлений о перспективах марганценоности Урала Е.С. Контарь обосновал значительный потенциал региона, указав на наличие крупных ресурсов (например, в районе Приполярного Урала прогнозные ресурсы оцениваются в десятки миллионов тонн), что критически важно для импортозамещения марганца в России. В работах Е.С. Контаря представлены также интересные идеи о существовании латеральных и вертикальных рядов месторождений черных и цветных металлов (Контарь, 1997).

Особое внимание Е.С. Контарь уделял прогнозной металлогении, особенно, применительно к прогнозированию рудных месторождений на Урале (Контарь, Кокорин, 2011, 2012; Контарь, 2014 и др.). Характерная черта этого исследователя – тщательный сбор данных и глубокое обоснование закономерностей размещения и условий формирования полезных ископаемых. На этом фоне дорого стоит его поддержка оригинальной теории квантовой металлогении, разрабатываемой В.И. Старостиним (учебник). Его высокая оценка перспектив этой новой теории важна не только для понимания металлогенической эволюции Земли как единой системы в космическом пространстве, но и для совершенствования прогнозирования рудных месторождений (Контарь, Душин, 2013).

Я благодарен Ефиму Семеновичу, который не только оценил мою докторскую диссертацию, но и впоследствии неоднократно передавал мне для продолжения исследований аналитические базы данных по месторождениям стратегических цветных металлов, а также электронные варианты прогнозных карт по Уралу (Контарь, 2001).

Коллектив лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН искренне желает Ефиму Семеновичу долгих лет жизни и здоровья для осуществления всех задуманных начинаний!

Литература

Контарь Е.С. Рудные формации и типы колчеданных месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 1986. № 1. С. 30–39.

Контарь Е.С. Типы и перспективы поисков медно-порфировых месторождений на Южном Урале / Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 63–70.

Контарь Е.С. Об общих принципах рудноформационного анализа // Руды и металлы. 1997. № 3. С. 5–10.

Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В. и др. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999. 120 с.

Контарь Е.С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Объяснительная записка к карте размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале масштаба 1:1 000 000. Екатеринбург, 2001. 133 с.

Контарь Е.С. Количественная оценка колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 543–555.

Контарь Е.С. Количественная характеристика медно- и молибден-медно-порфировых месторождений // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 82–91.

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

Контарь Е.С. О прогнозных ресурсах и стадийности геологоразведочных работ // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 100–105.

Контарь Е.С. Месторождения меди в геологической истории Земли // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 77–91.

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

Контарь Е.С., Душин В.А. Современные теоретические основы прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых // Известия Уральского государственного университета. 2013. № 4. С. 39–40.

Контарь Е.С., Кокорин Н.П. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых в Уральском федеральном округе // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 90–91.

Контарь Е.С., Кокорин Н.П. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых в Уральском федеральном округе // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 23–32.

Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Урал-геолком, 1997. 233 с.

Стратегические металлы и полуметаллы в рудных фациях колчеданных месторождений: проблемы, достижения и перспективы развития количественных минералого-геохимических моделей

Аннотация. В работе суммированы результаты изучения типохимизма сульфидов рудных фаций колчеданных месторождений коллективом лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН. Показано, что гидротермальные и диагенетические сульфиды различных рудно-формационных типов колчеданных залежей накапливают широкий ряд стратегических элементов-примесей. Перспективным направлением исследований является прогнозирование и определение генетических типов сульфидных и оксидно-железистых отложений на основе ЛА-ИСП-МС анализов сульфидов, магнетита и гематита и использовании нейросетей.

V.V. Maslennikov
*South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

Strategic metals and semimetals in ore facies of massive sulfide deposits: problems, progress and prospects for the development of qualitative mineralogical-geochemical models

Abstract. The work summarizes the results of study of chemical composition of sulfides of ore facies from volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Laboratory of Mineralogy of Ore Genesis, the Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS. Hydrothermal and diagenetic sulfides in various massive sulfide deposits accumulate a wide range of strategic trace elements. The forecast and identification of genetic types of sulfide and oxide-iron sediments based on LA-ICP-MS data of sulfides, magnetite and hematite using neural networks is a promising direction for future studies.

В данной публикации представлен обзор некоторых достижений, полученных в лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия) в последнее десятилетие при изучении минералогии и геохимии рудных фаций колчеданных месторождений. Это направление исследований становится еще более актуальным на новом этапе цифровой научно-технической революции.

В 2025 г. ключевым документом, регулирующим минерально-сырьевую базу Российской Федерации, стало Распоряжение Правительства Российской Федерации от 04.03.2025 N 500-р (04.03.2025) об утверждении плана мероприятий по реализации «Стратегии развития минерально-сырьевой базы до 2050 года», который закрепляет приоритет геологоразведки (особенно стратегических видов сырья) и повышения глубины переработки ресурсов, направленные на обеспечение технологического суверенитета и устойчивого развития Российской Федерации. Стратегические металлы и полуметаллы – это элементы, критически важные для экономики, обороны и высоких технологий, запасы которых ограничены только отдельными странами или не бесконечны при сильном колебании цен. Источником многих из них являются колчеданные месторождения. Очевидной является потребность в таких традиционных и широко востребованных металлах как Cu, Pb, Zn, Au и Ag.

Основным поставщиком Co и Ni (основа аккумуляторов для электроники и электро-транспорта), Pt и Pd (катализаторы) являются так называемые «ликвационные» месторождения (Норильская и Мончегорская группы в России, Комбалда в Австралии, Сёдбери в Канаде), которые, по нашим последним данным, скорее всего, относятся к особому типу месторождений колчеданного семейства. Из руд классических колчеданных месторождений эти элементы обычно не извлекаются, или, по крайней мере, не входят в подсчет запасов и попадают в хвостохранилища. Не меньшее значение имеют основные стратегические полуметаллы (металлоиды): Ge (оптоволокно, инфракрасная оптика, электроника), Sb (огнезащитные составы, сплавы), Te (теллурид Cd для солнечных панелей), As (полупроводниковые материалы, лазеры), Bi и Se (полупроводники, медицина). В некоторых странах стратегическими считаются As, Tl, Sb, Hg и Cd, поскольку несут экологические риски. В постановлении Правительства Российской Федерации от 23.09.2025 г. № 1465 к группе 1 относятся металлы (Cu, Co, Ni, PGE, Fe, Sn, Ge, In, Ga), запасы которых при любых сценариях развития национальной экономики удовлетворяют ее необходимые потребности до 2035 г. К группе 2 относятся полезные ископаемые, достигнутые уровни добычи которых недостаточно обеспечены запасами на период до 2035 г. (Pb, Zn, Sb, Au, Ag).

Рудная фация в данном случае представляется как часть колчеданного тела, которая отличается от других частей этого же тела по текстурным, структурным, минералогическим, геохимическим и другим генетическим особенностям, отражающим условия и обстановки формирования. Объектами исследований были рудные фации Урала, Рудного Алтая, Понтида и Куроко в сравнении с современными аналогами. Среди рудных фаций выделены донные и придонные гидротермальные, гидротермально-метасоматические, гидротермально-биогенные, кластогенные и субмаринные гипергенные (диагенетические или гальмиролитические). В каждой рудной фации могут быть распознаны минеральные субфации и микрофации (Масленников, Зайков, 2006).

Сульфиды каждой рудной фации изучены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в международном центре по изучению рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия) и Центре коллективного пользования ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Особое внимание уделялось палеогидротермальным трубам – древним аналогам современных черных, серых, белых и мерцающих (бесцветных) курильщиков. Черные палеокурильщики обнаружены только на месторождениях ультрамафитовой, базальтовой и риолит-базальтовой формаций, реже они встречаются среди риолит-черносланцевых отложений. Серые палеокурильщики характерны для базальт-андезит-дацитовых комплексов. Наблюдается зависимость состава палеокурильщиков от состава рудовмещающих формаций. Элементы-примеси в гидротермальном халькопирите фанерозойских палеокурильщиков находятся в зависимости от состава рудовмещающих комплексов, среди которых серпентинитовый отличается повышенными содержаниями Se, Sn, Co, Ni, Au и U; базальтовый – высокими концентрациями Co и Se и низкими – Bi и Pb; риолит-базальтовый – высокими содержаниями Te, Bi, иногда Co и умеренными – Se; базальт-риолитовый – повышенными концентрациями As, Sb, Mo, Pb, Bi, иногда Ag, W и низкими – Co. Содержания Se и Co в халькопирите труб постепенно убывают, а Ba, Bi, Pb, Ag, Sb, Mo и W – возрастают по мере увеличения в рудовмещающих комплексах относительного количества кислых вулканитов (Масленников, 2010). Однако состав палеокурильщиков зависит от зрелости гидротермальных систем: палеокурильщики незрелых систем обогащены Co, зрелых – Bi, Pb, Ba и Tl, что отражает переход от стадии разложения фемических минералов к стадии разложения полевых шпатов. Эти зависимости подтверждаются термодинамическими расчетами взаимодействия пород различного состава с морской водой при температуре 300 °C (Третьяков, 2015).

Геохимическая специализация изменяется в палеотемпературном ряду палеогидротермальных труб от черных и серых к белым и бесцветным аналогам современных курильщиков. В этом же ряду уменьшаются содержания изоморфных Se и In в халькопирите, Co – в сфалерите и пирите, в пирите нарастает количество элементов средне- (As, Ga, Sb, Ag, Au) и низкотемпературной (Mn, Ba, Tl, Ni) ассоциаций при росте отношения Ni/Co. Характерная черта халькопирита серых палеокурильщиков – высокие содержания Te в виде теллуридов при умеренных содержаниях Se. В конце ряда теллуриды Fe, Co и Bi исчезают, за исключением гессита в сростании с самородным золотом, появляются многочисленные сульфосоли, галенит и самородное золото. Предполагается, что в этом же ряду возрастает окисленность (SO_4^{2-}/H_2S) гидротермальных флюидов. Самым крайним членом рудно-фациального ряда являются гидротермально-биогенные пиритовые фации (диффузеры и диффузерные линзы), содержащие незначительное количество халькопирита и сфалерита. Для них характерны минимальные содержания большинства микроэлементов, в том числе и токсичных.

Подобные закономерности наблюдаются при анализе минералого-геохимической зональности черных палеокурильщиков. Применительно к черным палеокурильщикам оболочка трубы (зона А) по направлению вовнутрь последовательно состоит из микрофаций колломорфного пирита (А1), дендритовидных агрегатов марказита или сфалерита и псевдоморфоз пирита по пирротину (А2), эвгдрального пирита (А3). В этом же направлении гидротермально-осадочное накопление сульфидов сменяется гидротермально-метасоматическим и увеличиваются температуры минералообразования. В колломорфном пирите концентрируются Au, Ag, Pb, Tl, Mn, V и U. В марказите сосредоточены Ag и As, в сфалерите – Ga, Ag, Cd и Sb. Псевдоморфозы пирита по пирротину обогащены Au. Эвгдральный пирит характеризуется повышенными содержаниями Co и Se. Крустификация внутренней стенки трубы (зона В) состоит из трех микрофаций. Микрофация В1 – мелкозернистый халькопирит, иногда решетчатые изокубанитоподобные продукты распада твердых растворов (ПТР) с включениями кристаллов эвгдрального пирита, теллуридов, реже сульфотеллуридов и сульфосолей с галенитом и самородным золотом. Соответственно, халькопирит микрофации В1 обогащен Te, Se, Mo, Co, Ag, Au, Hg, Bi, As, In и Pb. Микрофация В2, представленная крупнозернистыми агрегатами ангдрального и субгдрального халькопирита, характеризуется максимальными содержаниями Se и In при минимальных содержаниях других элементов. Микрофация В3, сложенная субгдральными кристаллами халькопирита с реликтами ПТР, по концентрациям и спектру химических элементов соответствует микрофации В1. Канал трубы (зона С) обычно заполнен сфалеритом с пиритом и марказитом. Сфалерит содержит включения галенита, теннантит-тетраэдрита и самородного золота, и, соответственно, характеризуется повышенными содержаниями Ga, In, Sn, Hg, As, Pb, Au и Ag (Масленников и др., 2019). Контрастность такой зональности ослабевает применительно к серым, белым (светло-серым) и бесцветным аналогам палеокурильщиков. В целом, выявленная минералого-геохимическая зональность соответствует количественной минералого-геохимической модели температурной эволюции гидротермальных труб (Третьяков, Масленников, 2017).

Сульфиды грубообломочных кластогенных рудных фаций отражают состав гидротермальных продуктов, поскольку многие рудокласты сохраняют первичные черты. В мелкообломочных сульфидных турбидитах доминируют диагенетические сульфиды, которые по составу элементов-примесей напоминают первичные рудокласты. Однако минеральный состав в сульфидных диагенитах существенно меняется. Значительная часть слоев становится мономинеральной: халькопиритовой, пиритовой, сфалеритовой, борнитовой, теннантит-тетраэдритовой, галенитовой или баритовой. В халькопиритовых диагенитах месторождений ультрамафит-мафитовой ассоциации распространена диагенетическая Co-Ni минерализация (Мелекесцева и др., 2022). Редкие минералы наиболее разнообразны в халькопиритовых диа-

генитах месторождений риолит-базальтовой ассоциации (уральский тип): разнообразные теллуриды, селениды, самородное золото и сложные сульфиды Ag, Sn, Cu, Ge, Re и V. Сульфидные диагены месторождений базальт-андезит-дацитовый формации гораздо беднее по содержаниям большинства редких минералов, за исключением галенита, теннантит-тетраэдрита, самородного золота и серебра. Для баритовых диагенов характерны сульфосоли Ag, Cu и Pb (Maslennikov et al., 2019).

Методом ЛА-ИСП-МС определены концентрации химических элементов в диагенетическом халькопирите (субмаринно-гипергенная субфация) в различных рудно-формационных типах колчеданных месторождений Южного Урала, среди которых выделены: 1) ультрамафитовый (Дергамышское); 2) базальтовый (Летнее); 3) риолит-базальтовый с тремя подтипами (У1 – Юбилейное, У2 – Яман-Касинское, У3 – Молодежное); 4) базальт-андезит-дацитовый (Александринское, Балта-Тау). Установлено, что в этом рудно-формационном ряду в диагенетическом халькопирите, также как в гидротермальном халькопирите, убывают содержания Se, Co и Sn при возрастании As, Ba и Ag. Однако максимальными медианными содержаниями Te, Bi, Au, иногда Sn, характеризуется халькопирит рудных диагенов месторождений уральского типа. Наиболее разнообразным по аксессуарным минералам и богатым элементами-примесями является халькопирит рудных диагенов, образовавшихся по продуктам разрушения черных палеокурильщиков (месторождения Дергамышское, Молодежное, Сафьяновское) (Масленников, 2025). Галлий концентрируется в сфалерите, а также сульфидных турбидитах и диагенидах в составе аутигенных алюмосиликатов (Сафина и др., 2018). В халькопиритовых диагенидах Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения концентрируются собственные минералы Se и In (Аюпова и др., 2017).

Особый интерес для прогнозно-поисковых работ представляет окисная субфация субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) колчеданных руд, которая в госсанах современных черных курильщиков представлена, в основном, гетитом и, реже, лепидокрокитом и гематитом. Госсаниты древних колчеданных месторождений сложены гематитом или магнетитом. Псевдоморфозы гематита по рудокластам отличаются от исходных сульфидов повышенными содержаниями Mg, Al, Ti, V и W, а также U, P и As. Предполагается, что эти элементы поступают в псевдоморфозу совместно с аутигенными минералами (рутилом, хлоритом, апатитом) при гальмиролизе-диагенезе вмещающей гиалокластике. Максимальные содержания некоторых микроэлементов указывают на присутствие микровключений теллуридов (Te, Bi и Pb). Магнетит большинства колчеданных месторождений, в отличие от магнетита железорудных месторождений, характеризуется повышенными содержаниями халькофильных элементов за счет реликтовых включений сульфидных рудокластов. Наиболее эффективными для диагностики являются Bi и Te. Магнетит железорудных месторождений содержит больше Ti и V за счет реликтов титаномангнетита в замещенной магнетитом гиалокластике. В настоящее время перспективным видится физико-химическое моделирование поведения минералов и элементов-примесей в условиях гальмиролиза сульфидных отложений в программе Selector.

Перспективы решения проблемы компьютерной диагностики госсанитов для прогнозно-поисковых работ могут быть связаны с привлечением нейросетей. Недавно было продемонстрировано, что использование нейронных сетей и других методов машинного обучения обеспечивает высокую точность классификации металлогенических типов пород на основе концентраций элементов-примесей и редкоземельных трендов (Nathwani et al., 2022). Нами предполагается использовать готовые решения по машинному обучению: 1. Loginom – аналитическая low-code платформа, которая позволяет проводить анализ данных любого уровня сложности (<https://loginom.ru/>) и платформы по созданию нейросетевых моделей (многие перечислены ниже по ссылке: <https://www.computerra.ru/293876/top-5-nejrosetej-dlya-programmistov/>). В итоге планируется разработка оригинального программного обеспечения,

предназначенного для прогнозирования и определения генетических типов сульфидных и оксидно-железистых диагенитов на основе данных ЛА-ИСП-МС анализов сульфидов, магнетита и гематита, а также хлорита.

Исследования поддержаны государственной бюджетной темой ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН «Геохимия минералогенеза в рудообразующих системах древних и современных остро-водужно-океанических комплексов» (№ 122031600292-6).

Литература

Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Котляров В.А. и др. Минералы селена и индия в зоне субмаринного гипергенеза колчеданной залежи Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения, Южный Урал // Доклады академии наук. 2017. Т. 473. № 2. С. 190–194.

Масленников В.В., Зайков В.В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Миасс: ЮУрГУ, 2006. 223 с.

Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю. Минералогия и геохимия древних и современных черных курильщико-ков. М.: РАН, 2019. 832 с.

Масленников В.В. Типохимизм халькопирита рудных диагенитов колчеданных месторождений Южного Урала // Геологический вестник. 2025. № 1. С. 16–36.

Масленников В.В. Фанерозойские «черные курильщико-ки» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.

Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. Диагенез обломочных руд Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал: минералого-геохимические данные и термодинамическое моделирование // Литосфера. 2022. № 2. С. 179–199.

Сафина Н.П., Аюпова Н.Р., Белогуб Е.В. и др. Первая находка Ga-содержащих минералов в рудах колчеданных месторождений Урала // Доклады академии наук. 2018. Т. 480. № 4. С. 461–465.

Третьяков Г.А. Минеральные ассоциации и поведение рудообразующих элементов при взаимодействии пород с морской водой в гидротермальных условиях // Литосфера. 2015. № 6. С. 142–147.

Третьяков Г.А., Масленников В.В. Сопоставление минеральных ассоциаций в курильщико-ках разных типов по данным парагенетического анализа и физико-химического моделирования // Минералогия. 2017. Т. 3. № 1. С. 71–81.

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P. et al. Mineralogical features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia // Minerals. 2019. Vol. 9(3). 150.

Nathwani C.L., Wilkinson J.J., Fry G. et al. Machine learning for geochemical exploration: classifying metallogenic fertility in arc magmas and insights into porphyry copper deposit formation // Mineralium Deposita. 2022. Vol. 57. P. 1143–1166.

Т.Н. Сурин
*Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
SurinTimofey@gmail.com*

**Колчеданосная рудно-магматическая система уральского типа:
палеовулканизм, геодинамические обстановки и генетическая модель
рудообразования**

Аннотация. Сформулировано понятие о колчеданосной рудно-магматической системе. Охарактеризованы основные палеовулканические структуры и геодинамические обстановки рудообразования Учалино-Александринской зоны, являющейся крупнейшей колчеданосной структурой Южного Урала. Сделано предположение о наиболее вероятном механизме генерации палингенных колчеданосных кислых расплавов в результате фракционного плавления мафического гетерогенного амфибол-содержащего субстрата в нижней части цоколя островной дуги. Сделан вывод о комбинированной конвективно-постмагматической модели образования колчеданных руд, которая позволяет сформулировать набор поисковых признаков для выделения новых перспективных площадей.

T.N. Surin
*South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

**Massive sulfide-bearing ore-magmatic system of the Urals type: paleovolcanism,
geodynamic settings and genetic model of ore formation**

Abstract. The concept of a massive sulfide-bearing ore-magmatic system is formulated. The main paleovolcanic structures and geodynamic settings of ore formation of the Uchaly-Aleksandrinka zone, which is the largest massive sulfide structure in the South Urals, are characterized. It is suggested that the palingenic massive sulfide-bearing felsic melts were most likely generated as a result of fractional melting of a mafic heterogeneous amphibole-bearing substrate in the lower part of the island arc basement. Using a combined convective-postmagmatic model of massive sulfide formation will allows us to formulate a set of searching signatures for the identification of new promising areas.

Колчеданосная рудно-магматическая система понимается автором как совокупность процессов формирования рудоносных магм, вулканитов и связанных с ними колчеданных руд и метасоматитов. Результатом действия пространственно совмещенных взаимосвязанных процессов магматизма, осадконакопления, метасоматизма и рудообразования является формирование структурно-вещественной ассоциации, включающей рудоносные магматические породы, околорудные метасоматиты, рудоносные осадки и руды.

Модель развития и эволюции указанной системы разработана на примере Учалино-Александринской зоны, являющейся крупнейшей колчеданосной структурой Южного Урала. В ней известно 12 месторождений и несколько сотен проявлений колчеданных руд. Она представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении почти на 150 км вулканогенную структуру, расположенную в северной части Восточно-Магнитогорской палео-островной дуги. Большинство месторождений зоны являются классическими представителями слабдеформированных рудных объектов уральского типа, что позволяет рассматривать их в качестве эталонных для реконструкции колчеданосной рудно-магматической системы уральского типа.

Основные палеовулканические структуры Учалино-Александринской зоны сформировались в живецкий этап вулканизма, который условно можно подразделить на ранне- и позднеживецкий подэтапы.

Главные типы вулканизма раннеживетского подэтапа – трещинный и центральный. В течение этого подэтапа сформировалась контрастная рудоносная базальт-риолитовая формация. После активного трещинного вулканизма возникали комбинированные вулканы сложного строения. Щитовые постройки в процессе эволюции осложнялись пирокластическими конусами, периферическими и вершинными кальдерами. В посткальдерные стадии базальтовые сооружения достраивались куполовидными вулканами и экструзивными куполами кислого состава. Вулканизм происходил в подводной среде и сопровождался активной фумарольной деятельностью. Всего в Учалино-Александринской зоне известно более десятка крупных щитовых вулканов и стратовулканов, а также около тридцати куполовидных вулканов и кислых экструзивных куполов. К некоторым из них приурочены колчеданные месторождения. Цепочки базальтовых вулканов образуют хорошо выраженные в палеорельефе разновозрастные гряды (рисунок). На примере базальтовых гряд Учалинского и Верхнеуральского рудных районов показано, что более поздняя Межозёрная базальтовая гряда частично перекрывает склон более ранней Учалинской. Это свидетельствует об ограниченности в пространстве так называемых уровней локализации колчеданных руд (Сурин, 1993).

Практически без перерыва вулканизм продолжался в течение позднеживетского подэтапа, когда сформировалась непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация. В это время еще действовали остаточные очаги кислых магм контрастной формации, а также функционировали аппараты центрального типа, сформировавшие поля ареального вулканизма с экструзивными куполами и куполовидными вулканами.

Колчеданное рудообразование осуществлялось на ранней стадии формирования островной дуги в следующей последовательности со сменой геодинамических обстановок (Тесалина и др., 1998; Сурин, 2023):

1. в междугловом бассейне при слабом растяжении в условиях рассеянного спрединга (Учалинский рудный район);
2. при смене растяжения на сжатие и включении краевой части междуглового бассейна в структуру островной дуги (Верхнеуральский рудный район);
3. при сильном латеральном сжатии в тыловой части дуги в узких рифтовых долинах, возникших при блоковых перемещениях отдельных вулканических сооружений (Александринский рудный район).

Таким образом, в результате функционирования колчеданноносной рудно-магматической системы сформировался латерально-возрастной ряд колчеданных месторождений, позволяющий выявить особенности ее эволюции. В указанном ряду дискретно сменяются не только петролого-геохимические особенности, но и сам способ генерации рудоносных магм (Сурин, 1993, 2023; Тесалина и др., 1998):

1. высокожелезистые дифференциаты толеитовых расплавов (по феннеровскому тренду);
2. палингенные выплавки из метаморфизованного мафического субстрата в нижней части коры;
3. средне-кислые известково-щелочные дифференциаты базальтовых расплавов (по боуэновскому тренду).

В охарактеризованном ряду закономерно меняются геохимические особенности руд: во-первых, возрастают отношения Cu/Zn и содержания Pb, Se, Te, In, Cd, Ba, Au и Ag, что является геохимическим признаком продольно-латеральной зональности палеоостроводужной структуры, т. е. ее постепенным удалением от сейсмофокальной плоскости по мере продвижения с севера на юг; а во-вторых, уменьшается содержание серы и происходит смена ее среднего изотопного состава в рудах: мантийная – коровая – мантийная (Сурин, 1993; Тесалина и др., 1998). Соответственно, значительно усложняется минеральный состав руд при постепенном уменьшении размеров отдельных рудных тел.

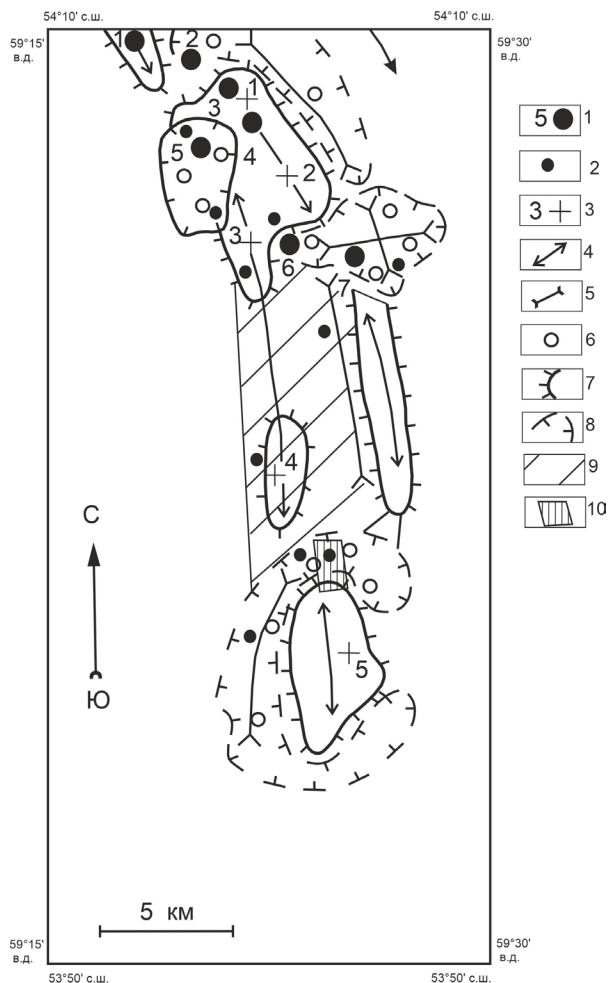


Рис. Схема расположения раннеживетских палеовулканических структур в Верхнеуральском рудном районе.

1 – колчеданные месторождения и их номера: 1 – Западно-Озёрное, 2 – Новое, 3 – имени XIX партсъезда, 4 – Талганское, 5 – Узельгинское, 6 – Чебачье, 7 – Молодёжное, 2 – крупные рудопроявления; 3 – крупные базальтовые щитовые вулканы и их номера: 1 – Межозёрный, 2 – Гунинский, 3 – Чебачий, 4 – Речной, 5 – Орловский; 4 – оси базальтовых гряд; 5 – оси межгрядовых и поперечных депрессий; 6 – центры кислого вулканизма – экструзивные купола и куполовидные вулканы; 7 – контуры крупных базальтовых поднятий; 8 – контуры кальдерных депрессий на склонах базальтовых поднятий; 9 – Южно-Чебачье базальтовое плато; 10 – контур Барсучьего прогнозного участка.

Палеовулканические условия локализации руд также меняются в этом ряду (Сурин, 1993, 2023; Тесалина и др., 1998):

1. синвулканические депрессии в кровле кислых куполов на периферии базальтовых щитовых вулканов (Учалинский район);
2. дуговые глубокие кальдерные депрессии, заполненные мощными толщами кислых вулканитов и расположенные на склоне огромного многожерлового базальтового щитового вулкана (Верхнеуральский район);
3. маломощные прослои на склоне небольшой аккумулятивной многофазной вулканической постройки (Александринский район).

По мнению автора, в этом же ряду постепенно уменьшается глубина формирования массивных руд, что коррелирует с увеличением их «полиметалличности» (Сурин, 1993). Уменьшение глубины рудоотложения отражается также в литологическом составе осадочных пород. С севера на юг в пределах Учалино-Александринской зоны постепенно меняются режимы вулканизма: от интенсивного (Учалинский район) через умеренный (Верхнеуральский район) к затухающему (Александринский район), вследствие чего в указанном направлении дискретно возрастают отношения объемов вулканогенно-осадочных и осадочных фаций к эффузивным, а также отмечается смена морфогенетических типов колчеданных залежей от слабо разрушенных труб, колонн и холмов к сильно разрушенным рудным линзам и пластообразным залежам сульфидных турбидитов и диагенитов (Масленников, 2012).

Максимум колчеданного оруденения приурочен к палингенным кислым породам, локализованным в верхней части разреза контрастной базальт-риолитовой формации. Резкое обогащение палингенных кислых пород нормативным альбитом по сравнению с нормативными анортитом и ортоклазом указывает на то, что они являются вулканическими аналогами трондъемитов. Состав палингенных пород примерно соответствует экспериментально установленным при $P(H_2O) = 5$ кбар, а весьма высокие значения отношения нормативного альбита к нормативному ортоклазу в сочетании с присутствием нормативного корунда заставляют предполагать равновесие расплавов с роговой обманкой. Поскольку амфибол не являлся постоянной ликвидусной фазой при кристаллизации расплавов, то можно сделать вывод, что он играл роль рестита при их выплавлении. Фракционное плавление амфиболита как один из возможных механизмов генерации трондъемитовых расплавов считается общепринятым. Заметим, что даже начало выплавления кислых магм при давлении 5 кбар в условиях верхней ступени амфиболитовой фации требует довольно высокого геотермического градиента, который может достигаться в корнях островной дуги благодаря поступлению тепла с базальтовой магмой. Смена растяжения на сжатие в конце ранней стадии становления островной дуги также способствует увеличению теплового потока и отделению магм от субстрата на глубинах порядка 20 км. Обогащение магм тугоплавкими и летучими компонентами объясняется высокими температурами их выплавления (1000 °C и выше), что подтверждается термометрическим изучением включений в кварцевых фенокристаллах. При таких температурах в условиях давления 5 кбар преодолевается предел устойчивости амфибола и температурная граница между амфиболитовой и гранулитовой фациями метаморфизма, что приводит к значительной дегидратации субстрата и реакционным взаимоотношениям расплава с амфиболом. Таким образом, наиболее вероятным механизмом генерации палингенных кислых расплавов является фракционное плавление мафического гетерогенного амфиболсодержащего субстрата в нижней части цоколя островной дуги. При подъеме к поверхности они испытывают дегазацию с выделением значительного количества H_2O , CO_2 , серы и хлора. Таким образом создается опережающий фронт летучих, результатом воздействия которого является пропилитизация базальтов на поверхности. Дифференциация магм происходила в приповерхностных очагах на небольших глубинах (1–8 км).

Все геологические факты указывают на то, что образование палингенных пород контрастной формации происходило в условиях постоянного снижения проницаемости земной коры, что наиболее удачно интерпретируется как смена обстановки растяжения, при которой формировались нижние части разреза формации, на латеральное сжатие, в условиях которого происходило формирование верхних частей разреза. Образование приповерхностных очагов кислых магм и, как их прямое следствие, колчеданных месторождений, таким образом, маркирует геодинамическую «остановку» при этой смене. «Выжимание» кислых куполов знаменует собой конечную фазу становления формации в условиях сжатия.

Анализ основных факторов и параметров образования месторождений и синтез имеющихся данных приводит к выводу о комбинированной конвективно-постмагматической мо-

дели образования колчеданных руд (Сурин, 1993). Ее суть заключается в том, что в процессе рудообразования одновременно участвуют два сопряженных механизма: конвективная приповерхностная ячейка рециркуляции морских вод и находящийся в ее центре на небольшой глубине активно действующий и продуцирующий гидротермальные растворы периферический магматический очаг. По мнению автора, предложенная модель учитывает генетическую связь колчеданного рудообразования с кислым магматизмом базальт-риолитовой (бимодальной) формации, причем выделяется четыре вида такой связи: пространственная, временная, энергетическая и вещественная (Сурин, 1993, 2023).

Пространственная связь заключается в приуроченности колчеданных залежей к центрам кислого вулканизма, причем масштабы и состав оруденения отчетливо коррелируют с размерами вулканических построек и составом рудоносных кислых пород. Временная связь выражается в локализации колчеданных руд в виде пластовых тел на определенных рудоконтролирующих подуровнях среди тефроидно-осадочных пород, фиксирующих перерывы между отдельными ритмами кислого вулканизма. Выявленная эволюция состава и масштабов оруденения во времени являются следствием саморегуляции рудно-магматической системы, приспособляющейся к локальным изменениям геодинамической обстановки (Сурин, 1993, 2023; Тесалина и др., 1998; Масленников, 2012).

Пульсационная активность очагов кислых магм определяет и строение рудоподводящих каналов, представленных кварц-серицитовыми метасоматитами, причем состав последних также тесно связан с составом руд, т. к. по мере уменьшения роли меди и увеличения в них роли свинца в химическом составе метасоматитов увеличиваются содержания глинозема, магния, кальция, калия и уголекислоты при понижении содержаний кремнезема, суммарного железа и серы (Сурин, 1993).

Энергетическая связь определяется присутствием приповерхностных очагов кислых магм как главного условия существования конвективно-постмагматической гидротермальной системы. Уменьшение во времени масштабов оруденения есть следствие уменьшения энергетической активности, т. е. постепенного затухания гидротермальной системы. Вещественная связь выражается в том, что приповерхностные очаги кислых магм являлись источниками рудообразующих растворов. Эти растворы содержали в большом количестве сероводород и уголекислый газ, именно их проникновение в верхние горизонты коры обусловило возникновение и длительное функционирование гидротермальной системы, причем горячие постмагматические флюиды существенно усиливали конвекцию (Сурин, 1993).

Состав рудоносных растворов существенно менялся во времени в сторону уменьшения роли в их составе вадозных («морских») вод и увеличения содержаний уголекислоты и щелочной компоненты. Более восстановительные условия являются следствием меньшего содержания серы в рудоносном растворе, что проявляется в полиметаллическом составе наиболее поздних по времени образования руд (близком к типу куроко) (Тесалина и др., 1998). Очевидно, очаги кислых магм являлись также источниками металлов (главным образом, цинка и свинца), что подтверждается расчетами баланса вещества в палеогидротермальной системе и экспериментальными данными о поведении рудных элементов при раскристаллизации кислых магм (Сурин, 1993). Одновременная реализация конвективного и гидротермально-постмагматического рудообразующих механизмов, видимо, является причиной уникальной геохимической специализации колчеданных месторождений уральского типа, т. е. одновременной обогащенности их железом, серой, медью и цинком по сравнению с колчеданосными объектами других типов. В зависимости от местных геологических условий вклад главных сопряженных механизмов рудообразования в конечный результат на разных месторождениях может быть разным, что объясняет многие частные особенности отдельных месторождений, в том числе их отличия по составу руд.

Таким образом, вся совокупность полученных данных позволяет существенно уточнить имеющиеся представления о зарождении, саморегуляции и эволюции во времени колчеданосной рудно-магматической системы уральского типа. Интерпретация представленной генетической модели позволяет сформулировать набор поисковых признаков, пространственный анализ распространения которых дает основания для выделения новых перспективных площадей.

Литература

Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера. 2012. № 1. С. 96–113.

Сурин Т.Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование (Верхнеуральский рудный район). Екатеринбург: Наука, 1993. 104 с.

Сурин Т.Н. Палеовулканизм, поисковые признаки и перспективы обнаружения нового промышленного медно-цинково-колчеданного оруденения в Верхнеуральском рудном районе (Южный Урал) // Руды и металлы. 2023. № 4. С. 6–22.

Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.

А.Ю. Кисин

*Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
kissin@igg.uran.ru*

Флюидоразрывные эруптивные брекчии Уфимского плато (Восточно-Европейская платформа)

Аннотация. В Приуральской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на площади Уфимского плато выявлены флюидоразрывные эруптивные брекчии, представленные раннекунгурскими дырчатыми брекчиевыми известняками с ксеногенным материалом. Пробы пород весом 1–5 кг растворены в 10 % HCl. В нерастворимых остатках проб отмечены обломки микробрекчии, сложенные фрагментами (до 1–2 мм) амфиболов, пироксенов, плагиоклаза, биотита, титаномагнетита, серпентинита, магнитные сферулы, погруженные в тонкодисперсный матрикс того же состава либо во вспененное стекло (до 50 об. %). Также отмечены муассанит, пластинки самородных металлов и их сплавов (Ni, Fe-Ni, Fe-Cr-Ni, Fe, Al, Zn). Наличие микробрекчий указывает на тектономагматическую активизацию Приуральской части ВЕП в раннекунгурское время, дегазацию земной коры с формированием эруптивных флюидоразрывных брекчий, выносом диспергированного материала пород кристаллического фундамента и обогащением им слабо консолидированных осадочных пород. Формирование флюидоразрывных брекчий сопровождалось термическими процессами.

А. Yu. Kisin

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,
Yekaterinburg, Russia*

Fluid-fractured eruptive breccias of the Ufa Plateau (East European Platform)

Abstract. Early Kungurian fluid-fractured eruptive breccias (porous brecciated limestones with xenogenic material) are identified within the Urals part of the East European Platform (EEP), on the Ufa Plateau. Rock samples weighing 1–5 kg were dissolved in 10 % HCl. Insoluble residue contains microbreccia

clasts, composed of fragments (up to 1–2 mm) of amphiboles, pyroxenes, plagioclase, biotite, titanomagnetite, serpentinite, and magnetic spheres, which are enclosed in a finely dispersed matrix of the same composition or in foamed glass (up to 50 vol. %). Moissanite, plates of native metals and their alloys (Ni, Fe-Ni, Fe-Cr-Ni, Fe, Al, Zn) are also found. The presence of microbreccias indicates tectonomagmatic activation of the Urals part of the EEP in the Early Kungurian, degassing of the crust with the formation of fluid-fractured eruptive breccias, removal of dispersed rock material of the crystalline basement and its concentration in poorly consolidated sedimentary rocks. The formation of fluid-fractured breccias was accompanied by thermal processes.

Уфимское плато – современное геоморфологическое поднятие в Приуральской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). По кровле кунгурского яруса (P_1) здесь выделяют Кунгурско-Красноуфимский свод, ограниченный крупными разломами уральского простириания. Кристаллический фундамент (AR- PR_1) перекрыт карбонатной платформой (D_2 - P_1) мощностью более 2.5 км. На плато встречаются дырчатые брекчиевые известняки (ДБИ) кунгурского яруса (P_1) с обломками и галькой горных пород и минералов, относимых к осадочным брекчиям (с терригенным материалом уральского происхождения). ДБИ слагают плащеобразные тела мощностью первые метры, но автор встречал и жилообразные субвертикальные тела, пересекающие горизонтальную слоистость глинисто-карбонатных пород. На этом основании предполагается, что эти породы образованы в результате резкой и сильной дегазации земной коры.

Для выяснения связи ДБИ с флюидоразрывными эруптивными брекчиями исследован обломочный материал из этих пород (Кисин и др., 2025). Пробы ДБИ весом 1–5 кг отобраны из нескольких участков плато и растворены в 10 % соляной кислоте. Нерастворимый остаток проб исследован различными методами.

Участки Щербакровка и Курбатово. В нерастворимом остатке преобладают мелкие (до 2–3 мм) обломки амфибола, пироксена, полевого шпата, а также единичные зерна серпентинита, форстерита, пластинки прозрачного деформированного талька; множество магнитных и стеклянных сферул диаметром до 1 мм. Отмечаются многочисленные угловатые обломки микробрекчии поперечником до 3–4 мм, сложенной этими же минералами, включая магнитные и стеклянные сферулы (рис. 1). Обломки минералов и горных пород угловатые без признаков механического износа. Матрикс микробрекчии пористый, очень слабый (легко разрушается при касании или помещении в бумажный пакет), представлен теми же минералами размером 1–5 мкм и менее. Глинистый материал отсутствует. До 50 % объема матрикса микробрекчии занимает стекло. На участке Курбатово отмечены зерна муассанита (10–20 зерен в пробе).

Участок Верх-Никитино. Нерастворимые остатки трех проб с этого участка разные. В одной пробе отмечены микробрекчии, аналогичные вышеописанным, но содержащие кианит, ставролит, корунд, турмалин (дравит), мусковит, биотит, рутил, циркон, хромшпинелид, пластинки деформированного талька, а также кварц и полевые шпаты (ортоклаз и олигоклаз) в легкой фракции. Вторая проба обогащена амфиболами, эпидотом, кианитом, ставролитом, гранатами, рутилом, цирконом; в легкой фракции отмечаются кварц и полевые шпаты. Третья проба содержит эпидот, кианит, ставролит, гранат, дравит, рутил, циркон с редкими зернами амфиболов, корунда, диаспора, хромшпинелидов. В легкой фракции наблюдается многочисленный ортоклаз с эффектом лунного камня, а также мусковит и кварц.

Участок Пудлинговский. Здесь нерастворимые остатки всех трех проб также отличаются. Одна проба обогащена амфиболами и содержит микробрекчии, много магнитных и стеклянных сферул. Другая проба содержит те же минералы, но без обломков микробрекчии. В третьей пробе присутствуют зерна кварца, ставролита и кианита, кристаллы рутила и циркона, киноварь.

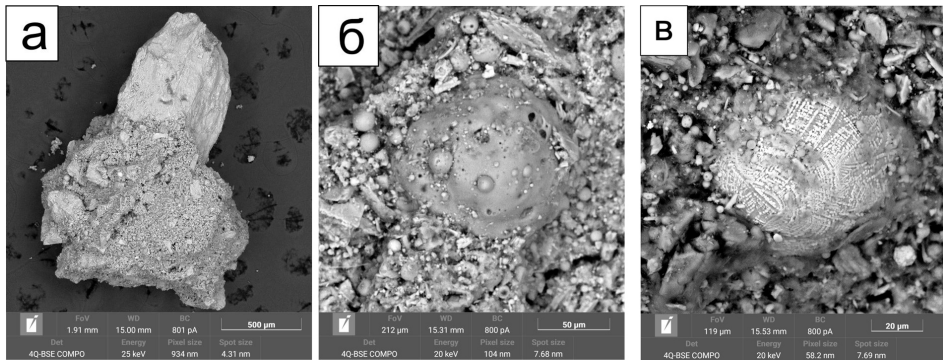


Рис. 1. Микробрекчия (а), стекло в микробрекчии (б) и магнитная сфераула (в) участка Щербаковка.

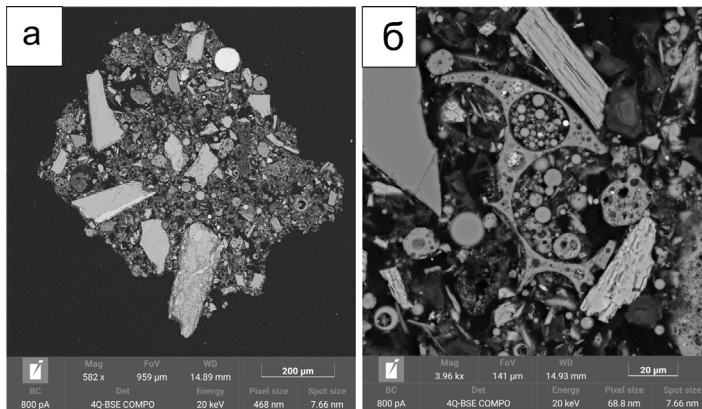


Рис. 2. Микробрекчии участков Михино (а) и Воскресенка (б).

В нерастворимых остатках проб всех участков отмечены пластинки самородных Ni, Fe, а также Fe-Ni и Fe-Cr-Ni сплавов, Fe, Al, Zn. Из некоторых фрагментов микробрекчии изготовлены полированные шлифы, вскрывшие их строение (рис. 2).

На происхождение ДБИ на Уфимском плато есть две точки зрения: 1) осадочные брекчии (Наливкин, 1949, 1950); 2) осадочные брекчии, связанные с уральской коллизией, формированием диатрем и даек эруптивных брекчий (Кисин, 2016; Кисин, Коротеев, 2017). Под термином «эруптивные брекчии» здесь были приняты геологические образования известные под названиями «флюидолиты» (Душин и др., 2024), «эруптивные флюидоразрывные образования» (Игнатов и др., 2018) и «флюидизатно-эксплозивные образования» (Голубева, 2003). На наш взгляд, эти образования правильнее назвать «флюидоразрывные эруптивные брекчии».

Присутствие угловатых фрагментов крайне непрочной микробрекчии, состоящей из обломков магматических и метаморфических пород, стекла и магнитных сферул, необъяснимо с позиций типичных осадочных брекчий, и тем более «техногенного» или «космического» происхождения. Такой состав мог возникнуть только непосредственно в диатреме на глубине 2–3 км, в результате дегазации коры при массовом поступлении диспергированного флюидами материала пород кристаллического фундамента во флюидоразрывные брекчии по карбонатным осадочным породам. Транспортировка микробрекчии и ее вынос на дневную поверхность возможны только в составе флюидонасыщенной карбонатной брекчии (в данном случае, ДБИ).

Возникновение стекол и магнитных сферул, распространенных в обломках микробрекчии, возможно только при высоких температурах. Находки зерен муассanita также ука-

зывают на пирогенные процессы. Как видно на рис. 2, стеклянные сферулы часто полые и тонкостенные, что свидетельствует об активном участии газов при их образовании. В стекле обычны включения нерасплавленных относительно крупных частиц минералов, слагающих матрицу микробрекчии, что указывает на плавление только тонкодисперсного материала. Вероятно, здесь имел место размерный эффект, т. е. эффект сжатия тонкодисперсного материала и спекания его при температуре ниже точки плавления. Источником тепловой энергии могли послужить пирогенные процессы при возникновении газовых факелов, однако в этом случае должны быть образованы значительные объемы стекол и шлаков. Вероятно, пирогенные эффекты здесь носили более локальный характер и не связаны с газовыми факелами. Возможно, образование магнитных и стеклянных сферул явилось следствием кавитационных эффектов в гидротермальных растворах, как это предлагалось для микросферул, найденных в трещинах кварцевых жил некоторых золоторудных месторождений (Новгородова и др., 2003). Все это еще необходимо исследовать, но очевидным остается факт наличия эруптивных флюидоразрывных брекчий на плато, указывающих на раннепермскую тектономагматическую активизацию Приуральской части ВЕП.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800011-2.

Литература

- Голубева И.И.* Магματοгенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 140 с.
- Душин В.А., Сустав С.Г., Прокопчук Д.И. и др.* Флюидолиты Полярного Урала // Известия УГГУ. 2024. Т. 3. № 75. С. 54–64.
- Игнатов П.А., Новиков К.В., Зарипов Н.Р. и др.* Эруптивные флюидоразрывные образования Накынского алмазоносного поля Якутии // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2018. № 6. С. 37–44.
- Кисин А.Ю.* Дырчатые брекчиевые известняки Уфимского плато и проблема их происхождения // Вестник ПГУ. 2016. № 3. С. 49–60.
- Кисин А.Ю., Коротеев В.А.* Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 346 с.
- Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А., Мурзин В.В.* Прямые признаки эруптивных флюидоразрывных брекчий на Уфимском плато (Восточно-Европейская платформа) // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2025. Т. 523. № 1. С. 17–26.
- Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии // Труды ВНИГРИ. Новая серия. 1949. Вып. 46. 206 с.
- Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии // Труды ВНИГРИ. Новая серия. Вып. 47. 1950. 126 с.
- Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н.* Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах // Доклады академии наук. 2003. Т. 389. № 5. С. 669–671.

Микроструктура оливина из дунитов некоторых массивов Урало-Аляскинского типа по данным EBSD анализа

Аннотация. Приведены первые результаты изучения дунитов Кытлымского, Вересовоборского и Светлоборского массивов (Урал) методом дифракции обратно-рассеянных электронов. Получены количественные данные о микроструктурных особенностях оливина в мелко-, средне- и крупнозернистых дунитах: интенсивность кристаллографической текстуры, характер предпочтительной ориентировки кристаллической решетки, размер зерен и субзерен, типы субзеренных границ, средневзвешенные векторы Бюргерса дислокаций. В результате установлено, что в изученных образцах не сохранились следы кумулятивных (магматических) структур. Все образцы испытали интенсивную структурную переработку в ходе субсолидусных процессов – пластического течения и рекристаллизации. Процессы рекристаллизации могли включать в себя как синтетектоническую рекристаллизацию, сопровождавшую течение материала дунитов, так и статическую рекристаллизацию (отжиг). Предположительно, последний процесс мог в наибольшей степени проявиться при формировании крупнозернистых дунитов.

D.E. Saveliev
Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

Microstructure of olivine from dunites of some Ural-Alyaskian type massifs: EBSD data

Abstract. The paper presents the first results of electron backscatter diffraction study of dunites from the Kytlym, Veresovy Bor, and Svetly Bor massifs (Urals). Quantitative data of microstructural features of olivine in fine-, medium-, and coarse-grained dunites include the intensity of fabric, the pattern of the preferred lattice orientation, the grain and subgrain size, the types of subgrain boundaries, and the weighted Burgers vectors of dislocations. It is showed that no traces of cumulative (magmatic) structures are preserved in the studied samples. All samples underwent intense structural reworking during subsolidus processes: plastic flow and recrystallization. Recrystallization processes could include both syntectonic recrystallization, which accompanied the dunite material flow, and static recrystallization (annealing). It is likely the latter could mostly be active during the formation of coarse-grained dunites.

Введение. Дифракция обратно-рассеянных электронов (ДОЭ/EBSD) на базе сканирующей электронной микроскопии является мощным инструментом для расшифровки микроструктуры кристаллических материалов и позволяет получать разноплановую количественную информацию о материале на основе быстрого сканирования образцов (Метод..., 2014; Prior et al., 1999). Необходимым условием для проведения исследований является знание фазового состава исследуемого материала, а первичные результаты состоят из таблицы, где каждая строка содержит название идентифицированной фазы и значения трех углов Эйлера, которые определяют наклон кристаллической решетки этой фазы. Постобработка данных в специальных приложениях, таких как, например, HKL Channel 5, AzTec Crystal и MTEX, позволяет построить карты фазового состава, микроструктурные карты различного содержания, диаграммы предпочтительной кристаллографической ориентировки для изученных фаз, рассчитать индексы интенсивности текстуры, оценить гранулометрический состав образца. Важной характеристикой структуры является анализ внутренней разориентировки зерен, т. е. наличие так называемых малоугловых границ, к которым относят границы с величиной разориентировки на них менее 15° (Даниленко и др., 2012).

В данной работе представлены результаты изучения четырех образцов наиболее свежих дунитов из массивов Кытлымского, Вересовоборского и Светлоборского. Поскольку генезис дунитовых ядер концентрически-зональных массивов Урало-Аляскинского типа до сих пор является дискуссионным (Иванов, 1997; Пушкарев, 2000; Ефимов, 2010; Шмелев, Филиппова, 2010; Степанов, 2018), то очевидна необходимость привлечения к его расшифровке современных количественных микроструктурных методов.

Результаты. Микроструктура изучена в следующих образцах дунитов: KN-2020 (Кытлым, среднезернистый), Свт-08 (Светлый Бор, мелкозернистый), Врс-09Г (Вересовый Бор, среднезернистый), Врс-09А (Вересовый Бор, крупнозернистый). Получены количественные данные о микроструктурных особенностях оливина, включая интенсивность кристаллографической текстуры, характер предпочтительной ориентировки кристаллической решетки, размер зерен и субзерен, типы субзеренных границ, средневзвешенные векторы Бюргерса дислокаций.

Основным вторичным процессом, проявленным в ультрамафитах, является серпентинизация, которая одновременно является основным негативным фактором для получения первичной микроструктурной информации, сохранившейся в породах от последнего момента их высокотемпературной истории. В связи с этим, микроструктурные карты наилучшего качества получены в наиболее свежих образцах KN-2020 (5–10 об. % серпентина) и Врс-9Г (10–15 об. % серпентина). Несмотря на более высокую серпентинизацию других образцов (25–40 об. %), в них также удалось получить микроструктурные карты приемлемого качества. Следует отметить, что даже при наложении на породу петельчатой серпентинизации более 50 об. %, метод позволит получить обширную микроструктурную информацию, в частности, данные о текстуре, векторе Бюргерса дислокаций, осях разориентировки субзерен.

В результате установлено, что в изученных образцах не сохранились следы кумулятивных (магматических) структур. Все образцы демонстрируют бимодальное распределение зерен по размерам: 1) деформированные относительно крупные зерна с высокой степенью внутризерновой разориентировки (порфинокласты) и 2) мелкие зерна с минимальной внутренней разориентировкой (необласты, или рекристаллизованные зерна). Несколько менее убедительными к настоящему времени выглядят данные по крупнозернистому дуниту Врс-9А ввиду малой выборки зерен. В то же время, для всех изученных образцов установлено появление необластов не только по периферии, но и внутри крупных деформированных порфинокластов. Наиболее ярко это проявлено в крупнозернистом дуните. Как правило, необласты внутри крупных зерен приурочены к малоугловым внутризерновым границам.

В большинстве крупных зерен интенсивно проявлены малоугловые границы линейного типа, которые чаще всего представлены полосами пластического излома (кинк-бандами). Малоугловые границы имеют дислокационную природу (Bachman et al., 2010b) и могут быть образованы дислокациями разного типа. Выделяют два крайних случая: 1) границы наклона образуются стенками краевых дислокаций, 2) границы кручения образуются винтовыми дислокациями. В реальных материалах возможны различные варианты сочетания дислокаций разного типа. Используя алгоритмы MTEX, можно построить карты с ранжировкой этих границ по типам в зависимости от величины угла, образуемого осью разориентировки малоугловых границ с плоскостью границы (Bachmann et al., 2010a). Анализ полученных карт показал, что в изученных образцах примерно в равной степени встречаются границы обоих типов.

Используя алгоритмы MTEX и HKL Channel 5, определены следующие микроструктурные характеристики: 1) текстуры предпочтительной кристаллографической ориентировки оливина для трех главных направлений ромбической сингонии: (100), (010), (001); 2) взвешенные векторы Бюргерса дислокаций, которые определяют преобладающее направление скольжения в кристаллической решетке; 3) оси разориентировки малоугловых границ (1–15°)

и 4) предпочтительная ориентировка зерен по форме. На основе этих данных установлены активные системы скольжения в оливине из всех изученных образцов. В образцах KN-2020, Свт-08, Врс-9А определены активные системы скольжения $(100)\{0kl\}$, в образце Врс-9Г – $(100)(010)$.

Обсуждение и выводы. Дуниты массивов Урало-Аляскинского типа изучаются уже на протяжении более 100 лет, и до сих пор у исследователей нет единого мнения на механизм их формирования. К настоящему времени наиболее популярными являются представления об их первично магматической (кумулятивной) природе с последующим субсолидным преобразованием (Иванов, 1997; Пушкарев, 2000; Степанов, 2018) либо о дунитах как мантийном субстрате, тектонически совмещенном с другими членами верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации (Ефимов, 2010). В магматической концепции образование крупнозернистых дунитов, хромититов и платинометальной минерализации связывается с условиями высокого флюидного потенциала (Пушкарев и др., 2007; Степанов, 2014; 2018).

Автор понимает, что изучение четырех образцов не может претендовать на решение проблемы генезиса дунитов. Вместе с тем, планомерное изучение дунитов количественным микроструктурным методом может наложить определенные ограничения на предлагаемые генетические интерпретации. Как было показано выше, изученные образцы испытали интенсивную структурную переработку в ходе субсолидных процессов: пластического течения и рекристаллизации. Процессы рекристаллизации могли включать в себя как синтетектоническую рекристаллизацию, сопровождавшую течение материала дунитов, так и статическую рекристаллизацию (отжиг). Предположительно, последний процесс мог в наибольшей степени проявиться при формировании крупнозернистых дунитов. Сделанные выводы носят предварительный характер и нуждаются в уточнении на более представительном материале.

Автор выражает признательность коллегам, содействовавшим как в полевых работах и получении первичного материала (С.Ю. Степанову, И.Р. Рахимову, Р.А. Гатауллину, Т.Д. Шабутдинову), так и в проведении EBSD исследований (И.И. Мусабинову, К.К. Кирилюку). Микроструктурные исследования проведены в ЦКП «Структурные и физико-механические методы исследования материалов» ИПСМ РАН (Уфа).

Исследования выполнены в рамках госбюджетной темы FMRS-2025-0014.

Литература

- Даниленко В.Н., Миронов С.Ю., Беляков А.Н., Жиляев А.П. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78. № 2. С. 28–46.
- Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
- Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
- Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении / под ред. А. Шварца, М. Кумара, Б. Адамса, Д. Филда (перевод с англ.). М.: Техносфера, 2014. 544 с.
- Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 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.
- Степанов С.Ю. Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала. Дис. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2018. 174 с.

Степанов С.Ю. Влияние пегматитообразования в концентрически-зональных массивах ультраосновных пород Среднего Урала на формирование платинового оруденения // *Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 146–149.

Шмелев В.Р., Филиппова С.Д. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // *Геотектоника*. 2010. № 4. С. 65–86.

Bachmann F., Hielscher R., Schaeben H. Texture analysis with MTEX – Free and open source software toolbox // *Solid State Phenomena*. 2010a. Vol. 160. P. 63–68.

Bachmann F., Hielscher R., Jupp P.E. et al. Inferential statistics of electron backscatter diffraction data from within individual crystalline grains // *Journal of Applied Crystallography*. 2010b. Vol. 43. P. 1338–1355.

Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F. et al. The application of electron backscattered and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks // *American Mineralogist*. 1999. Vol. 84. P. 1741–1749.

О.Ю. Плотинская

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

Шеелит разнотипных рудных месторождений, его индикаторная роль и методы исследования

Аннотация. В докладе кратко изложены основные методы и подходы к изучению шеелита CaWO_4 . Кратко охарактеризован шеелит из Cu-Au-Fe скарново-порфирового месторождения Быстринское (Восточное Забайкалье), Au-порфирового Юбилейное (Южный Урал) и орогенного Au месторождения Колар (Индия).

O.Yu. Plotinskaya

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

Scheelite from various ore deposits as a proxy and its research methods

Abstract. The paper presents major methods and approaches to scheelite CaWO_4 study. Scheelite from the Bystrinskoe skarn-porphyry Cu-Au-Fe deposit (Transbaikalia), Yubileinoe porphyry Au deposit (South Urals), and Kolar orogenic Au deposit is briefly described.

Вариации содержаний и особенности распределения элементов-примесей в минералах метасоматитов и жил рудных месторождений являются индикаторами источника и особенностей эволюции минералообразующего флюида. Одним из наиболее информативных минералов является шеелит, в кристаллической структуре которого из-за близости ионных радиусов и электронных конфигураций Y, Sr и PЗЭ замещают Ca, а Mo замещает W. В многочисленных работах показано, что шеелит, образованный в разных физико-химических условиях, характеризуется разной геохимией примесных компонентов, и поэтому может служить индикатором генетического типа месторождения или особенностей рудообразующего флюида (Ghaderi et al., 1999), а нередко и генетического типа месторождения (Poulin et al., 2018).

В последние десятилетия с развитием локальных высокочувствительных методов исследования вещества, в частности, масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоем (ЛА-ИСП-МС), существенно возрос интерес к особенностям зонального строения индивидуальных зерен шеелита. Цель данной работы – кратко охарактеризовать современные методы и подходы к изучению типоморфных характеристик шеелита и продемонстрировать их применение на трех разнотипных объектах: Cu-Au-Fe скарново-порфириновом месторождении Быстринское (Восточное Забайкалье), Au-порфириновом Юбилейное (Южный Урал, Казахстан) и орогенном Au месторождении Колар (Дарварский кратон, Индия).

При изучении шеелита важным шагом является изучение его люминесцентных свойств, в первую очередь, фотолюминесценции в ультрафиолетовом (УФ) свете. Для шеелита необходимо использовать УФ лампу с коротковолновым УФ диапазоном, т. е. от 100 до 280 нм (в продаже встречаются лампы 254 нм), желательно закрытую черным стеклом BLB (black-light-blue). Важно отметить, что подавляющее большинство предлагаемых на рынке ламп длинноволновые (обычно 365 нм), т. е. для изучения шеелита непригодны. Дефектные анионные центры $(W^{5+}O_4)^{3-}$ вызывают характерное голубое свечение, а $(Mo^{5+}O_4)^{3-}$ – желтое или коричневатое (Таращан, 1978), из-за чего шеелит с варьирующим количеством MoO_3 может иметь желтоватое или зеленоватое свечение. УФ люминесценцию широко применяют при макро- и микроскопическом изучении шеелита для первичной диагностики и предварительного исследования химической зональности (рисунок А).

Другим важным инструментом изучения шеелита является его исследование в катодолюминесцентном излучении, которое позволяет выявить более тонкое зональное строение его зерен (рисунок Б–Г). Здесь эффективно применяются разные типы оборудования: 1) VPSE (Variable Pressure Secondary electron) детекторы, позволяющие получать черно-белые изображения, 2) катодолюминесцентные детекторы с параболическим зеркалом с отдельными изображениями в ложных цветах (например, Gatan ChromaCL) и 3) катодолюминесценция в реальных цветах. Выбор и комбинация детекторов зависит от конкретных задач и возможностей исследователя.

Наиболее интересные типохимические характеристики шеелита получают при помощи ЛА-ИСП-МС, хотя рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) также применяется обычно для определения содержаний MoO_3 (рисунок Д). ЛА-ИСП-МС позволяет измерять содержания элементов-примесей от сотых долей граммов на тонну. В случае шеелита наиболее значимыми элементами являются Mo, PЗЭ, Y, Sr, Na, Mg, K, Ti, V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Nb, Ba, Pb, Th, U (Miranda et al., 2022 и цитируемая литература).

На месторождении Быстринское (Коваленкер и др., 2019) шеелит установлен в составе жильной кварц-молибденитовой, кварц-карбонат-сульфидной (порфириновый тип) и также кварц-магнетит-сульфидной гнездово-вкрапленной (скарновый тип) минерализаций. Шеелит из кварц-молибденитовых жил характеризуется пятнистой коричнево-голубой окраской в УФ свете из-за мозаичной зональности, которая обусловлена вариациями содержаний Mo от 0.2 до 6.2 мас. %. Содержания PЗЭ и Sr высокие (1158–3649 и 301–497 г/т, соответственно). Спектры PЗЭ выпуклые, слабо ассиметричные, т. е. обогащены легкими и средними PЗЭ, $Eu/Eu^* = 0.6–0.9$, иногда до 1.3. Шеелит из минерализации порфирирового типа сине-голубой в УФ свете, содержания Mo составляют 424–3550 (обычно 1000–2000) г/т и PЗЭ – 25–3484 (обычно 1000–2000) г/т, $Eu/Eu^* = 0.4–0.6$, иногда до 1.2. Форма PЗЭ спектров сходна с таковыми из кварц-молибденитовых жил. В скарнах шеелит редок, отличается низкими содержаниями PЗЭ (не более 10 г/т) и прямым наклоном спектра с обогащением Ho, Er, Tm и $Eu/Eu^* (2.3–10.9)$.

Шеелит из Au-порфирирового месторождения Юбилейное (Плотинская и др., 2018) имеет зональное строение. Центральная часть кристалла коричневая в УФ свете с содержаниями

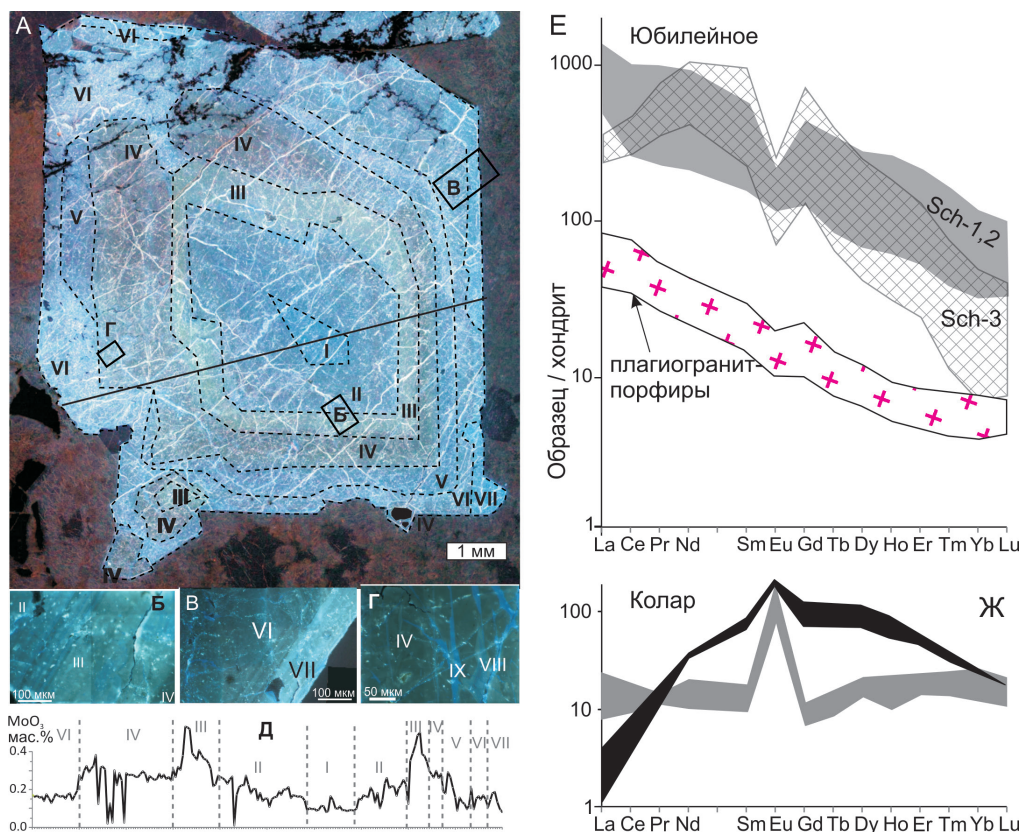


Рис. Шеелит изученных месторождений: А–Д – месторождение Быстринское (Коваленкер и др., 2019): А – зональный кристалл шеелита в УФ свете, в котором выделено семь зон и две генерации поздних просечек (римские цифры); Б–Г – катодоллюминесцентные изображения фрагментов кристалла в реальных цветах; Д – вариации содержаний MoO_3 вдоль профиля РСМА, наиболее высокие содержания в зоне III с желто-зеленой окраской; Е, Ж – РЗЭ спектры, соответственно, золоторудных месторождений Юбилейное (Плотинская и др., 2018) и Колар, нормированы по (Sun, McDonough, 1989).

Mo 5–11 мас. %, Sr 77–87 г/т и суммы РЗЭ 484–1692 г/т. Спектры РЗЭ пологие с отрицательным наклоном (рисунок, Е), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.42\text{--}0.83$. Каймы синие в УФ свете и отличаются более низкими содержаниями MoO_3 (около 2 мас. %) и Sr (39–52 г/т). Сумма РЗЭ составляет 518–1313 г/т, спектры РЗЭ ассиметричные выгнутые за счет более низких содержаний La и высоких Nd, Sm и Gd с ярко выраженной аномалией Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.31\text{--}0.41$).

Высокое содержание Mo в шеелите месторождений Юбилейное и Быстринское характерно для скарновых, порфировых и грейзеновых месторождений (Poulin et al., 2018; Miranda et al., 2022). Оно свидетельствует об окислительных условиях, поскольку Mo присутствует в виде Mo^{6+} , а не Mo^{4+} , как в молибдените.

Разнообразие спектров распределения РЗЭ в шеелите определяется различием механизмов их вхождения в его структуру. Основными считаются три (Miranda et al., 2022 и цитируемая литература): (1) $2\text{Ca}^{2+} = (\text{REE}, \text{Y})^{3+} + \text{Na}^+$; (2) $\text{Ca}^{2+} + \text{W}^{6+} = (\text{REE}, \text{Y})^{3+} + (\text{V}, \text{As}, \text{Nb}, \text{Ta})^{5+}$; (3) $3\text{Ca}^{2+} = 2(\text{REE}, \text{Y})^{3+} + \text{Ca}_{\text{vac}}$. В случае механизма (1) шеелит концентрирует преимущественно средние РЗЭ (Sm–Dy), что приводит к образованию куполообразного РЗЭ спектра. В случае низкой активности Na может иметь место механизм (2), однако чаще всего содержания V, As, Nb и Ta в шеелите недостаточны для компенсации избытка заряда и этот механизм

реализуется в сочетании с уравнением (3). В последнем случае распределение РЗЭ в шеелите будет контролироваться таковым во флюиде.

Распределение РЗЭ в раннем шеелите (генерации 1 и 2) месторождения Юбилейное, скорее всего, унаследовано от рудоносных гранитоидов (рисунок 1Е), а в позднем это распределение изменено под влиянием гидротермального флюида. В результате полученный спектр шеелита-3 является комбинацией пологого и куполообразного спектров с повышенным содержанием легких и средних РЗЭ. Аналогично выглядят и РЗЭ спектры месторождения Быстринское. То есть в случае месторождений Быстринское и Юбилейное флюид в процессе своей эволюции сохранял повышенные содержания легких РЗЭ.

Шеелит из орогенного золоторудного месторождения Колар в УФ свете однородный голубой, катодолюминесценция зонального строения не выявила. Содержания Мо варьирует от <1 до первых сотен граммов на тонну, Sr – первые сотни граммов на тонну, сумма РЗЭ – 20–150 г/т. Спектры РЗЭ либо выпуклые, либо плоские, в обоих случаях с выраженной положительной аномалией Eu (Eu/Eu* до 18, обычно 2–5). Положительная аномалия Eu свидетельствует о восстановительных условиях, что характерно для месторождений орогенного типа (Sciuba et al., 2020), и это хорошо согласуется с низкими содержаниями Мо в шеелите. Магматогенный флюид, для которого характерно преобладание легких РЗЭ в формировании руд, здесь участия не принимал, поэтому в шеелите доминирует куполообразное распределение РЗЭ, т. е. комбинация механизмов замещения (1) и (2). В процессе отложения шеелита содержания средних РЗЭ во флюиде истощались, что привело к образованию шеелита с «плоским» РЗЭ спектром.

Таким образом, шеелит является важным индикатором характеристик флюида и, как следствие, типа месторождения. Однако разнообразие факторов, контролирующих типохимизм шеелита требует комплексного изучения ассоциаций минерала и условий его формирования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН. Автор признательна О.М. Жиличевой, Е.А. Минервиной, С.Е. Борисовскому, Г.Д. Киселевой, Ю.И. Языковой, В.А. Коваленкеру и А.В. Чугаеву (ИГЕМ РАН, г. Москва), Р. Зелтману и Т. Салджу (Музей Естественной истории, г. Лондон) за предоставленные материалы, выполненные анализы и помощь в работе.

Литература

Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Киселева Г.Д. и др. Шеелит скарново-порфинового Cu-Au-Fe месторождения Быстринское (Восточное Забайкалье, Россия): генетические следствия // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 6. С. 67–88.

Плотинская О.Ю., Бакиев И.А., Минервина Е.А. Распределение РЗЭ в шеелите золото-порфинового месторождения Юбилейное (Ю. Урал) по данным LA-ICPMS // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 401–410.

Таращан А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наукова Думка, 1978. 296 с.

Ghaderi M., Palin J.M., Campbell I.H., Sylvester P.J. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // Economic Geology. 1999. Vol. 94. P. 423–438.

Miranda A.C.R., Beaudoin G., Rottier B. Scheelite chemistry from skarn systems: implications for ore-forming processes and mineral exploration // Mineralium Deposita. 2022. Vol. 57. P. 1469–1497.

Poulin R.S., Kontak D.J., McDonald A., McClenaghan M.B. Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry // The Canadian Mineralogist. 2018. Vol. 56. P. 265–302.

Sciuba M., Beaudoin G., Grzela D., Makvandi S. Trace element composition of scheelite in orogenic gold deposits // Mineralium Deposita. 2020. Vol. 55. P. 1149–1172.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Тектоника Центрально-Азиатского орогенного суперколлажа и металлогения его золоторудных месторождений

Аннотация. В работе рассмотрена тектоника Центрально-Азиатского орогенного суперколлажа и металлогения его золоторудных месторождений. В металлогеническом плане тектоническая эволюция региона определила двунаправленное наращивание континентальной коры с двунаправленной миграцией магматических дуг на фоне периодически повторяющейся смены субдукционных обстановок на коллизионные. Современные геохронологические данные показывают неоднократное пульсационное формирование золота как в качестве попутного продукта в надсубдукционных колчеданных и медно-порфировых системах, так и как основного металла в золоторудных орогенных и гранитоидных месторождениях.

A.S. Yakubchuk^{1, 2}

¹ – *Moscow State University, Moscow, Russia*

² – *Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

Tectonics of the Central-Asian orogenic supercollage and metallogeny of its gold deposits

Abstract. The work briefly describes tectonics of the Central-Asian orogenic supercollage and metallogeny of its gold deposits. Metallogenically, tectonic evolution of East Asia is responsible for bilateral growth of the continental crust with bilateral migration of magmatic arcs against the background of periodical changes from subduction to collision settings. Modern geochronological data show repetitive pulses in formation of gold both as a by-product in subduction-related volcanic-hosted massive sulfide and porphyry copper systems and as a main metal in orogenic and granitoid deposits.

Тектонику Центрально-Азиатского орогенного суперколлажа можно лучше всего понять в совокупности с Сибирским и Сино-Туранским кратонами. Последняя группа простирается на 12000 км от Алай-Тарима до Индокитая. Внутри суперколлажа ее можно дополнить Исседонскими и Тувино-Монгольскими кратонными террейнами, изогнутыми в хорошо известные Казахстанский и Монгольский ороклины и предлагаемый мною Иртышский ороклин, расположенный между ними. «Разгибание» ороклинов в сочетании с Сино-Тураном восстанавливает всего одну, но очень длинную Транс-Азиатскую тектоническую ось (18500 км), которая, с одной стороны, была «мостом» между Сибирью и Австралией, а, с другой, разделяла аккреционные террейны, которые «росли» симметрично в сторону Палеотихого и Палеоазиатского океанов, включая эквиваленты последнего в Палеотетисе.

Предполагается, что во время распада Родинии при раскрытии Тихого океана около 720 млн лет назад Транс-Азиатские кратонные террейны и кратоны отделились от Западной Лаврентии вместе с Сибирью и Австралией по такому же принципу как Северная Америка, Южная Америка и Антарктида – от Пангеи во время мезозойского раскрытия Атлантического океана. Ороклинное изгибание Транс-Азиатской кратонной оси прогрессировало постепенно после «прорастания» Палеоазиатского/Палеотетического центров спрединга в направлении Тихого океана и дрейфа Транс-Азиатской кратонной оси в направлении Сибирского и Восточно-Европейского кратонов с конца раннего палеозоя. Эти направленные движения в итоге вызвали раскрытие междуговых бассейнов между кратонными террейнами и ювенильными

магматическими дугами, их коллизионное закрытие и пульсационное изгибание в ороклины в течение 350 млн лет, с полной консолидацией Центрально-Азиатского суперколлага при коллизии вдоль Монголо-Охотской сутуры в середине мелового периода.

В металлогеническом плане такая тектоническая эволюция Восточной Азии определила двунаправленное наращивание континентальной коры с двунаправленной миграцией магматических дуг на фоне периодически повторяющейся смены субдукционных обстановок на коллизионные. При этом современные геохронологические данные показывают неоднократное пульсационное формирование золота как в качестве попутного продукта в надсубдукционных колчеданных и медно-порфириновых системах, так и как основного металла в золото-рудных орогенных и гранитоидных месторождениях.

Д.Л. Конопелько, В.М. Саватенков

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

Возраст и изотопный состав диатрем щелочных базальтоидов в районе месторождения золота Мурунтау, Узбекистан

Аннотация. Изучены алмазоносные щелочно-базальтоидные диатремы Карашохо, Эрембет и Тескудук в северной части пустыни Кызылкум, а также карбонатитовая трубка Чагатай в Северном хребте Нурата. Для трубки Карашохо получены три Rb-Sr изохроны биотит/порода с возрастом 287 ± 3 , 288 ± 3 и 275 ± 2 млн лет. Для трубки Эрембет была получена одна Rb-Sr изохрона биотит/порода с возрастом 290 ± 4 млн лет. Rb-Sr изохрона биотит/порода для порфира шонкинита из трубки Тескудук показала возраст 306 ± 3 млн лет. Полученные данные подтверждают недавно опубликованные результаты термохронологических исследований, показавшие, что в постколлизионный период в конце карбона – начале перми территория Кызылкума подверглась длительному термическому воздействию, локализованному в отдельных районах, где произошло формирование крупнейших месторождений золота.

D.L. Konopelko, V.M. Savatzenkov

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Age and isotopic composition of alkaline basaltoid diatremes in the Muruntau gold deposit area, Uzbekistan

Abstract. The diamond-bearing alkaline-basaltoid diatremes of Karashokho, Erembet and Teskuduk in the northern part of the Kyzylkum desert, as well as the Chagatai carbonatite pipe in the North Nurata Range are studied. The Karashokho pipe is characterized by three Rb-Sr biotite/rock isochrons of 287 ± 3 , 288 ± 3 , and 275 ± 2 Ma. One Rb-Sr biotite/rock isochron of 290 ± 4 Ma was calculated for the Erembet pipe and one Rb-Sr biotite/rock isochron of 306 ± 3 Ma was obtained for the shonkinite porphyry from the Teskuduk pipe. Our data confirm recently published results of thermochronological studies, which showed that during the post-collisional stage at the end of the Carboniferous – beginning of the Permian, the Kyzylkum territory was subject to a long-term thermal impact, which was localized in certain areas characterized by formation of the largest gold deposits.

Авторами изучены алмазоносные щелочно-базальтоидные диатремы Карашохо, Эрембет и Тескудук в северной части пустыни Кызылкум, а также карбонатитовая трубка Чагатай в Северо-Нуратинском хребте (Golovko, Kaminsky, 2010; Dolgorolova et al., 2017). Для трубки

Карашохо были получены три Rb-Sr изохроны биотит/порода с возрастaми 287 ± 3 , 288 ± 3 и 275 ± 2 млн лет с начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (300 млн лет) 0.70720 ± 7 , 0.70749 ± 7 и 0.70692 ± 4 , соответственно. Для трубки Эрембет получена одна Rb-Sr изохрона биотит/порода с возрастaм 290 ± 4 млн лет с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (300 млн лет) 0.70676 ± 3 . Rb-Sr изохрона биотит/порода для шонкинитового порфира из трубки Тескудук показала несколько более древний возраст 306 ± 3 млн лет и относительно низкое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (300 млн лет) 0.70303 ± 3 .

Возраст трубок совпадает с возрастaм основного этапа оруденения на месторождении золота Мурунтау (Morelli et al., 2007), а также с возрастaми постколлизийных гранитоидов этого региона (300–280 млн лет), а изотопный состав и алмазонасность щелочных базальтоидов указывают на их происхождение из литосферной мантии. Полученные данные подтверждают недавно опубликованные результаты термохронологических исследований, показавших, что на постколлизийном этапе в конце карбона – начале перми территория Кызылкума подверглась длительному термальному воздействию, которое было локализовано в определенных участках, где и происходило формирование наиболее крупных золоторудных месторождений (Glorie et al., 2019).

Литература

Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D. et al. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 76–109.

Glorie S., Jepsen G., Konopelko D. et al. Thermochronological and geochemical footprints of post-orogenic fluid alteration recorded in apatite: implications for mineralisation in the Uzbek Tien Shan // Gondwana Research. 2019. Vol. 71. P. 1–15.

Golovko A.V., Kaminsky F.V. The shoshonite-absarokite-picrite Karashoho pipe, Uzbekistan: an unusual diamond deposit in an atypical tectonic environment // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 825–840.

Morelli R., Creaser R.A., Seltmann R. et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // Geology. 2007. Vol. 35 (9). P. 795–798.

**В.С. Жданова¹, А.К. Козин¹, Д.Л. Конопелько²,
Э.Ш. Алиев³, С.Н. Стахеев⁴**

¹ – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии
и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
valeriia.zh.rock@gmail.com

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

³ – ТОО Eurasian Minerals, Казахстан, Астана

⁴ – ТОО M&H Explorations, Казахстан, Алма-Аты

Средне-кислый интрузивный магматизм Чингиз-Тарбагатайской области, Казахстан: геохимические особенности и рудоносность

Аннотация. В работе приведены результаты изучения интрузивных массивов Чингиз-Тарбагатайской тектонической зоны Республики Казахстан, для которых оценен медно-порфировый потенциал на основе их геохимических признаков.

*V.S. Zhdanova¹, A.K. Kozin¹, D.L. Konopelko²,
E.S. Aliyev³, S.N. Stakheev⁴*

*¹ – South Urals Federal Research Center of Mineralogy and
Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

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

³ – LTD Eurasian Minerals, Kazakhstan, Astana

⁴ – LTD M&H Explorations, Kazakhstan, Almaty

Intermediate to felsic intrusive magmatism of the Chingiz-Tarbagatai region, Kazakhstan: geochemical features and ore potential

Abstract. The work presents results of study of intrusive rocks of Chingiz-Tarbagatai tectonic zone of the Republic of Kazakhstan with estimation of their porphyry copper potential based on their geochemical features.

Юго-восточный Казахстан объединяет несколько тектоно-магматических провинций, которые формировались на окраине Палео-Азиатского океана. Регион изучался предшественниками преимущественно на стадии региональных геологических работ, а современное геологическое доизучение территории выполнено фрагментарно. Интрузивные массивы описывались в рамках геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Изучение массивов Чингиз-Тарбагатайской тектонической зоны в данной работе нацелено на выявление признаков их потенциальной рудоносности по петрохимическим и геохимическим характеристикам интрузивных пород. В первую очередь, оценивались перспективы обнаружения новых медно-порфировых объектов.

Чингиз-Тарбагатайская зона является складчатым поясом, протягивающимся с северо-запада на юго-восток, включает хребет Тарбагатай и расположенный севернее него хребет Чингизтау. На юго-западе зона граничит с Казахстанской ороклиналью, с северо-востока к ней примыкает вытянутый Западно-Калбинский тектонический блок, который является частью крупной Чарской зоны. Становление Чингиз-Тарбагатайской зоны происходило в над-субдукционной обстановке (Геология..., 1972). Интрузивные породы широко распространены и представлены гранитоидными ассоциациями и габбро-гранитными сериями. Возраст массивов варьирует от нижнего палеозоя (кембрия) до ранней перми. Образование интрузивных комплексов происходило и в условиях формирования островных дуг, и на постколлизийном этапе.

В работе изучены группа массивов в районе Егиз-Кызыл и к северо-востоку от ж/д станции Егиз-Кызыл, массив в районе г. Отыяр, Баирский и Окпектинский массивы, массивы р. Кусак и массив г. Докенжал (рис. 1). Химический состав десяти представительных проб наименее измененных пород определен силикатным анализом и масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). По данным предшественников приведены результаты анализа восьми проб пород Окпектинского массива. Для сравнения на диаграммах Rb-Y+ Nb и Ta-Yb показаны интрузивные массивы, с которыми связаны медно-порфировые месторождения на Урале (Plotinskaya et al., 2017). Возраст интрузивных массивов и соответствие комплексам приведены на основе данных геологических карт первого поколения масштаба 1 : 200 000.

Немногочисленные небольшие интрузивы нижнепалеозойского комплекса обнаружены в северной части изученной площади (Геологическая..., 1962). Они сложены габбро, габбродиоритами и плагиогранитами, а небольшие интрузивные тела – кварцевыми диоритами, габбродиоритами и порфиритами аналогичного состава. Для интрузивных пород кембрийского возраста в районе Егиз-Кызыл характерна пропилитизация. Во вмещающих породах

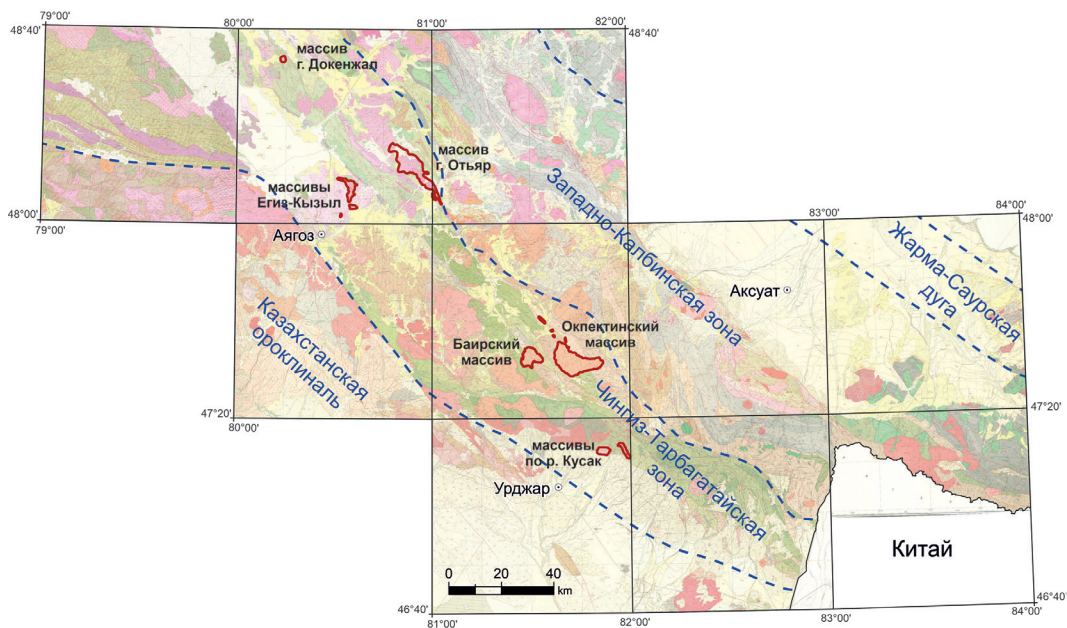


Рис. 1. Расположение изученных массивов в Республике Казахстан.

наблюдаются калишпатизация и аргиллизация, а также образование полнопроявленных вторичных кварцитов. Ранний-верхнепалеозойский комплекс гранитов включает биотитовые и лейкократовые граниты, аляскиты, в краевых частях и жильных телах – гранит-порфиры (Геологическая..., 1959). В краевых частях некоторых массивов также обнаруживаются сиениты. Во вмещающих породах вблизи Баирского и Окпектинского интрузивов наблюдаются калишпатизация, окварцевание, реже скарнирование. К раннему верхнепалеозойскому комплексу относят также многофазные интрузивные массивы (Геологическая..., 1962). Первая фаза наиболее однородна и сложена диоритами, кварцевыми диоритами, реже габродиоритами, вторая фаза – сиенитами и сиенодиоритами, гранодиоритами. Граниты третьей фазы слагают наиболее крупные массивы территории. В краевых частях интрузивов выявлены гранит-порфиры четвертой фазы внедрения. Диориты массивов г. Отыяр пропицитизированы. В гранитах массива г. Докенжал проявлены пропицитизация, грейзенизация, во вмещающих породах вблизи интрузивов наблюдаются окварцевание, а также эпидот-калишпатовые прожилки. Верхнепалеозойский комплекс представлен адамеллитами и гранодиоритами в центральных частях, кварцевыми монцонитами, диоритами и габбро, в том числе порфировидными (Геологическая..., 1961). Жильная фаза выполнена диорит-порфирами. Во вмещающих вулканогенно-осадочных породах вблизи массивов силурийского возраста р. Кусак наблюдаются эпидот-кварцевые прожилки с вторичными минералами меди.

В пределах изучаемой магматической провинции известны многочисленные рудопроявления цветных и благородных металлов с преобладанием меди. Медная минерализация обычно находится в пределах интрузивных массивов, чаще порфировых жильных тел небольших размеров или в экзоконтактах подобных интрузивов.

Нижнепалеозойские интрузии, как правило, сильно эродированы, и поэтому считаются мало перспективными на медно-порфировое оруденение. В экзоконтактах двух небольших массивов габбро кембрийского возраста в районе Егиз-Кызыл развиты вторичные кварциты с медным оруденением.

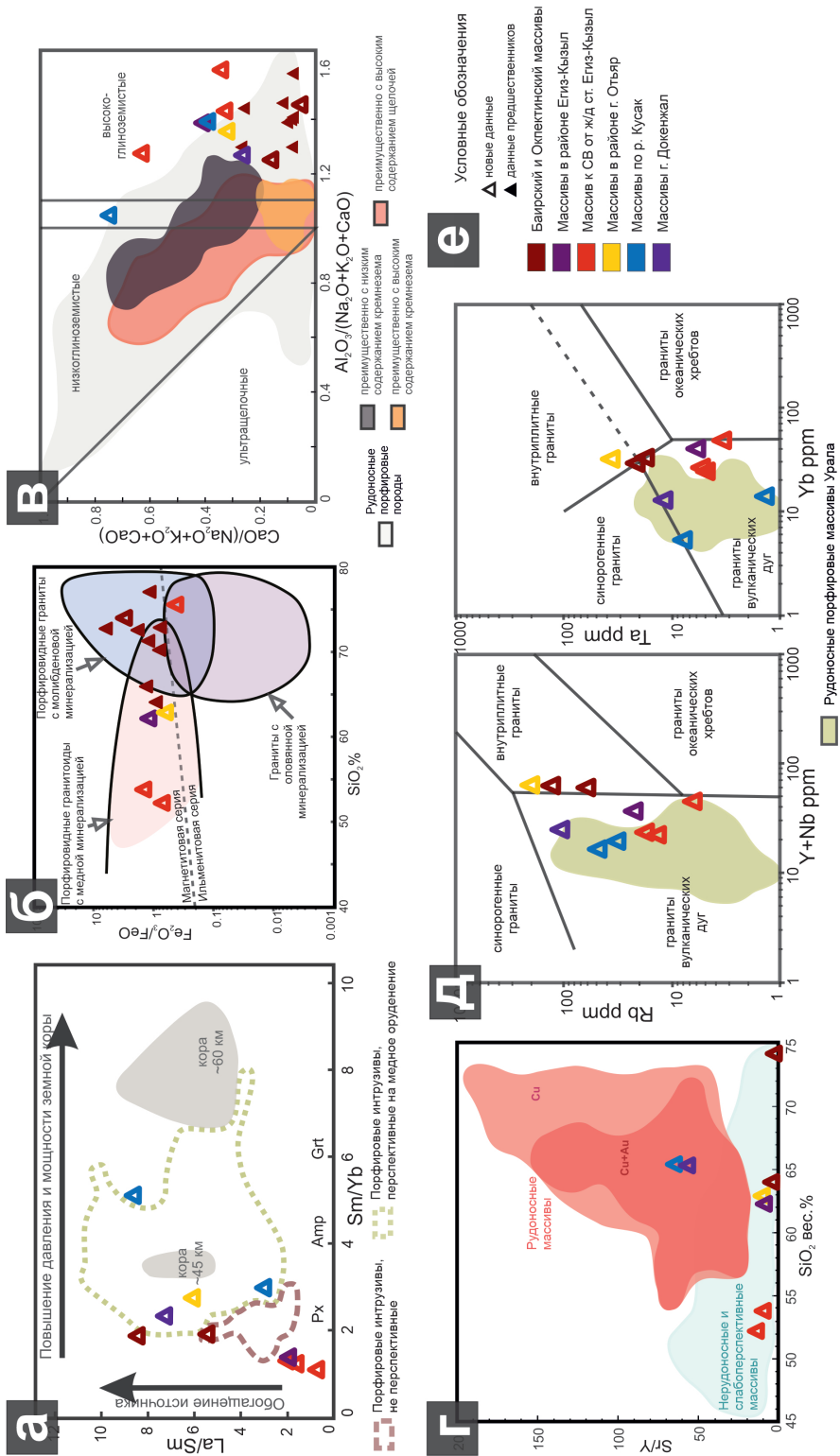


Рис. 2. Диаграммы для оценки потенциала интрузивных пород на медно-порфировое оруденение: а – La/Sm–Sm/Yb (Zaravandi et al., 2016); б – Fe–SiO₂ (Sinclair, 2007); в – CaO/(Na₂O+K₂O+CaO)–Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) (Seedorff et al., 2005); г – SrY–SiO₂ (Loucks, 2014); д – Rb–Y+Nb и Ta–Yb (Pearce et al., 1984) с данными (Plotninskaya et al., 2017).

Массивы, образованные в среднем и верхнем палеозое, наиболее перспективны на обнаружение медного оруденения. Силурийские интрузивы могли являться продолжением позднеордовикского постколлизийного магматизма, завершающего каледонскую орогению, а позднесилурийские-раннедевонские интрузии западной части площади могли формироваться в островодужной или окраинно-континентальной обстановке и представлять собой фрагменты силурийских островных дуг, причлененных к Казахстанскому континенту в ходе эволюции Палео-Азиатского океана. Девон-карбоновые магматические серии сформировались на активной континентальной окраине Казахстанского континента в результате субдукции под него океанической коры Джунгаро-Балхашского океана. Они являются потенциально перспективными в отношении различных по генезису рудных месторождений, включая порфировые, скарновые и даже колчеданные. Постколлизийные раннепермские магматиты обыкновенно наследуют геохимические и металлогенические характеристики надсубдукционных гранитоидов и могут быть перспективны на золотое, оловянное и редкометалльное оруденение различных генетических типов, включая кварцево-жильный, скарновый, эпитермально-порфиновый и грейзенный.

Во вмещающих вулканогенно-осадочных отложениях в экзоконтактах Окпектинского и Баирского верхнепалеозойских массивов известны многочисленные пункты минерализации и рудопроявления меди, объединенные в Азамат-Григорьевский рудный узел. Геохимические особенности гранитов Окпектинского массива не имеют явных положительных признаков – граниты оказываются на периферии или вне зон составов, характерных для пород порфировых месторождений (рис. 2а, в).

Составы верхнепалеозойских гранодиоритов и гранитов интрузивных массивов к северо-востоку от Егиз-Кызыл попадают в поля островодужных гранитов (рис. 2д). С островодужными гранитами часто бывают связаны медно-порфировые системы. Серия рудопроявлений меди связана с магматитами силурийского возраста р. Кусак. Порфиroidные гранитоиды малых интрузивных тел по своим геохимическим параметрам соответствуют таковым с порфировыми системами, несущим медное и золото-медное оруденение, что видно на диаграмме SrY-SiO_2 (рис. 2а, г, д, е). Небольшие гранитные массивы г. Докенжал также перспективны (рис. 2г, д, е). Вокруг крупного массива предшественниками показана значительная зона окварцевания вмещающих вулканогенно-осадочных пород верхнего ордовика, однако рудопроявления меди не обнаружены.

Таким образом, интрузивные массивы Чингиз-Тарбагатайской тектонической зоны перспективны на обнаружение медно-порфировых систем. В первую очередь, следует детально изучить постколлизийные массивы верхнепротерозойских комплексов р. Кусак и г. Докенжал. Возможно также выявление других типов месторождений и рудопроявлений меди при детальных поисковых работах.

Литература

- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист L-44-IV (Ново-Троицкое). Серия Тарбагатай. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 99 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист L-44-X (Урджар). Серия Чингиз-Саурская. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 79 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист M-44-XXXIII. Серия Чингиз-Саурская. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 106 с.
- Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра, 1972. 380 с.
- Loucks R.R.* Distinctive composition of copper-ore-forming arcmagmas // *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*. 2014. Vol. 61. P. 5–16.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tesselina S. et al. Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 85. P. 153–173.

Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M.J. et al. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // *Economic Geology*. 2005. Vol. 100. P. 251–298.

Sinclair W.D. Porphyry Deposits / *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Method*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, Canada, Newfoundland, 2007. P. 223–243.

Zarasvandi A., Rezaei M., Sadeghi M. et al. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran // *Ore Geology Reviews*. 2016. Vol. 70. P. 407–423.

ЧАСТЬ 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ОКЕАНОВ

Е.В. Пушкарев

*Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
pushkarev.1958@mail.ru*

Платиноносный пояс Урала – один из российских геологических брендов: достижения и нерешенные вопросы

Аннотация. В работе рассмотрены главные результаты и достижения в изучении дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Платиноносного пояса Урала на протяжении почти 200 лет с момента открытия первых платиновых россыпей. Формулируются основные проблемы и дискуссионные вопросы его геологии, не нашедшие своего решения до настоящего времени.

E.V. Pushkarev

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,
Yekaterinburg, Russia*

Urals Platinum Belt – one of the Russian geological brands: achievements and unresolved issues

Abstract. This paper reviews the main results and achievements in study of dunite-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Urals Platinum Belt over 200 years since the discovery of the first platinum placers. Key problems and controversial issues of its geology are formulated.

Платиноносный пояс Урала (ППУ) – крупнейшая структура, вмещающая 14 дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа (УАТ), варьирующих по площади выходов на поверхности от 30 до 730 км² (Ефимов, 1984, 1999, 2010; Иванов, 1997). Некоторые массивы состоят из нескольких структурно-вещественных блоков, каждый из которых можно рассматривать отдельно как массив, интрузию или геологическое тело. Пояс протянулся вдоль 60-го меридиана от Среднего до Приполярного Урала более чем на 900 км. В полтора раза меньший пояс дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий расположен в юго-восточной Аляске (Himmelberg, Loney, 1995). Параллельно ему восточнее в Британской Колумбии находится третий по величине пояс подобных интрузий (Nixon et al., 1997). В 2014 г. в мире насчитывалось 46 массивов, для которых доказана принадлежность к интрузиям УАТ (Guillou-Frottier et al., 2014). Они известны на всех континентах, кроме Антарктиды. По возрасту комплексы УАТ охватывают широкий временной интервал от докембрия до третичного периода и встречаются во внутриконтинентальных складчатых поясах, конвергентных островодужных зонах, областях перехода океан-континент, жестких платформенных структурах. За последние 20 лет это название не раз использовалось для обозначения различных мафит-ультрамафитовых интрузий с дунитами, клинопироксенитами (особенно амфибол- и титаномагнетитсодержащими) и разнообразными габброидами или хотя бы фрагментами этих пород. Эти породы нередко ассоциируют с ортопироксенсодержащими перидотитами мантийного типа – гарцбургитами и лерцолитами, что является «запрещенной»

ассоциацией для комплексов УАТ. Вольная трактовка определения «интрузия УАТ», которое использовалось в международной литературе в последнее время, несколько размывает генетический смысл этих образований.

Несмотря на почти двухвековую историю изучения комплексов УАТ, многие генетические вопросы остаются дискуссионными. ППУ характеризуется полным набором ультраосновных и основных пород, хорошей сохранностью внутренней структуры массивов, крупными рудными месторождениями титаномагнетита в клинопироксенитах и горнблендитах, сульфидных медно-палладиевых руд в габброидах, уникальными россыпными месторождениями платины и хромит-платиновых руд в дунитах. По всем параметрам ППУ можно рассматривать как своеобразный российский геологический бренд, что предоставляет уникальные возможности для глубокого изучения этого природного феномена и отработке на его примере моделей петро- и рудогенеза.

Краткая ретроспектива достижений в изучении ППУ: 1819 г. – находка первых зерен минералов платиновой группы (МПП) в шлихах в виде спутников золота в Верх-Исетском округе на Среднем Урале (Мосин, 2002). 1824 г. – открытие первой платиновой россыпи на р. Орулиха недалеко от пос. Баранча под г. Нижним Тагилом, открытие и начало разработки платиновых россыпей на других реках Среднего Урала (Мосин, 2002). 1843 г. – находка самого крупного самородка 9619.1 г (не сохранился) на прииске Сырков лог в Нижнетагильском массиве (Мосин, 2002). 1892 г. – установлена коренная рудная платина в хромититах Серебряковской жилы в Нижнетагильском дунит-клинопироксенитовом массиве (Высоцкий, 1913); 4) 1900 г. – публикация книги «Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале», где впервые в мире выделена так называемая габбро-клинопироксенит-дунитовая формация, образование которой связывалось с дифференциацией базальтовой магмы (Левинсон-Лессинг, 1900). Именно эта формация, как считал автор, ответственна за формирование хром-платиновых рудных месторождений и россыпей. 1909 г. – открытие самого крупного из известных на сегодняшний день коренных хром-платиновых месторождений Господская шахта или Господская яма в дунитах Нижнетагильского массива (Высоцкий, 1913; Мосин, 2002; Волченко, 2011). 1913 г. – публикация монографии «Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале», где описаны геология ППУ, рудные месторождения и проявления и составлены детальные геологические карты на топографической основе, охватывающие Нижнетагильский и Исовской платинодобывающие районы (Высоцкий, 1913). 1920 г. – публикация монографии «Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde», где описаны геология, россыпные и рудные месторождения североуральского сектора ППУ, включая массив Денежкин Камень (Duparc, Tikhonowitch, 1920). 1928 г. – публикация монографии «Коренные месторождения платины на Урале», в которой обсуждается геология и глубинное строение ППУ и высказывается идея о реакционной природе клинопироксенитов, образующихся в результате взаимодействия дунитов с более молодыми интрузиями габбро (Заварицкий, 1928). 1935 г. – публикация монографии «Платина и другие минералы платиновой группы» с подробным обзором МПП, геологии и условий образования хром-платиновых руд в дунит-клинопироксенитовых массивах уральского типа (Бетехтин, 1935). Сформулирована идея об участии флюидных компонентов в платиновом рудообразовании. Выделены так называемые сингенетические и эпигенетические хром-платиновые руды на основе их геологических взаимоотношений с вмещающими дунитами. Это фундаментальное по своему генетическому значению понятие не всегда находит должное отражение в современных работах. 1948 г. – публикация монографии «Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала», где описаны месторождения и проявления сульфидных медных руд в ППУ и проведено их сравнение с известными месторождениями в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях мира (Ка-

шин, 1948. Вторая половина XX в. – активизация геолого-съёмочных, геологоразведочных и научно-исследовательских работ в ППУ, в том числе связанная с завершением оценки и началом разработки крупного Гусевогорского титаномагнетитового месторождения в клинопироксенитах и горнблендитах Качканарского массива, а также с доразведкой и запуском в эксплуатацию Волковского месторождения медно-сульфидных руд в габброидах. В период с конца 40-х и до 80-х гг. выполнена детальная геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 на всех мафит-ультрамафитовых массивах ППУ, проведена ревизионная оценка титаномагнетитовых, хром-платиновых, медно-сульфидных, россыпных платиновых и других месторождений и проявлений. Публикация серии монографий и формирование новых представлений о генезисе дунит-клинопироксенит-габбровых массивов ППУ, отличающиеся от идей, высказанных в начале XX в. (Воробьева и др., 1962; Фоминых и др., 1967, 1987; Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1984; Иванов, 1997).

Большая часть гипотез до сих пор является дискуссионной, однако некоторые результаты прошли проверку временем. Во-первых, к последней трети XX в. на основе детальных геолого-съёмочных, структурных и петрологических работ, стало понятно, что единой габбро-клинопироксенит-дунитовой формации, выделенной Ф.Ю. Левинсон-Лессингом и поддержанной (Кузнецов, 1964), не существует. Так, предлагалось выделять эпидунитовый и эпигаббровый комплексы или ассоциации, в которых габброиды всегда образуют самостоятельные массивы с собственной внутренней структурой и историей формирования (Ефимов, 1984). И.А. Малахов предлагал выделять самостоятельные дунит-клинопироксенитовую и габбровую ассоциации (Малахов, 1979). Недавние исследования (Петров, 2019), которые показали разный возраст ультраосновных дунит-клинопироксенит-тылаитовых и оливин-габбровых массивов, подтвердили это заключение.

Второй важный результат касается ореолов динамотермальных метаморфических пород, окружающих ультрабазитовые и габбровые массивы ППУ. Первоначально большинство геологов рассматривало их как зоны высокотемпературных роговиков пироксеновой фации, формирующихся в экзоконтакте горячих интрузий по вмещающим вулканогенно-осадочным породам Тагильской вулканогенной зоны. По данным (Ефимов, 1984, 1999, 2010) экзоконтактовые метаморфические породы представляют собой гранулиты умеренных давлений, «приваренные» к горячим габбровым и ультраосновным блокам на уровне средней или верхней земной коры и выведенные совместно с ними до уровня современного эрозионного среза. На этом пути все породы проходят пластические деформации и высокотемпературную перекристаллизацию и приобретают единые ориентировки, дискордантные к структурному плану окружающих слабдеформированных вулканогенно-осадочных пород низких ступеней метаморфизма. Впоследствии экзоконтактовые породы основного и среднего состава претерпевают ретроградный диафторез в присутствии воды и превращаются в амфибол-плаггиоклазовые породы, получившие на Урале название «кытлымиты». В последней трети XX в. формируется иное представление на генезис титаномагнетитовых месторождений Качканарского типа, связанных с клинопироксенитами ППУ (Фоминых и др., 1967, 1987). Умеренные содержания TiO_2 в титаномагнетите, относительно низкие расчетные температуры его равновесия с другими минералами, фассаитовая тенденция в эволюции состава клинопироксена, высокая окисленность и постоянная ассоциация с амфиболом позволили прийти к заключению о сходстве титаномагнетитовых клинопироксенитов Качканара с магнезиальными скарнами.

За последние 30 лет благодаря внедрению в практику изотопно-геохимических и локальных методов изучения вещества, появились многочисленные публикации по геохимии пород и минералогии хром-платиновых, титаномагнетитовых и медно-сульфидных руд (Золотов и др., 2001, 2004 и ссылки в этих работах). Получены дополнительные доказательства выделения ранней и поздней минеральных ассоциаций МПГ в хромититах ППУ (Пушкарев,

2000; Garuti et al., 2002, 2003; Auge et al., 2005; Пушкарев и др., 2007; Толстых и др., 2011; Zaccarini et al., 2011, 2016, 2018; Tolstykh et al., 2015; Степанов и др., 2017, 2020). Выделен первично магматический тренд эволюции хромшпинелидов в дунитах, который характеризуется уменьшением содержаний хрома при увеличении концентраций алюминия и железа, что связано с оливин-клинопироксеновым фракционированием в первичном расплаве (Пушкарев, 2000; Krause et al., 2011). Установлено отсутствие влияния коровых компонентов на образование хром-платиновых руд в дунитах Платиноносного пояса (Аникина и др., 1998; Уханов и др., 1998; Tessalina et al., 2016), и появились изотопные свидетельства участия метаморфогенного флюида в образовании богатых медно-сульфидных руд Волковского месторождения (Мурзин и др., 2007).

Массовое применение изотопной геохронологии подтвердило длительную и сложную историю формирования ППУ. Одним из важнейших результатов является обоснование вендского возраста массивов оливиновых габбро (Петров, 2019). Возраст габброноритов, также формирующих самостоятельные массивы, оценивается как силурийский (Bosch et al., 2006; Петров, 2019). Примерно этому возрасту соответствует время образования титаномагнетитовых руд Качканарского массива и многочисленных исситовых даек в дунитах (Иванов, 1997; Пушкарев, Юдин, 2025). Ортоклаз-нефелиновые тылаиты имеют позднесилурийско-раннедевонский возраст (Пушкарев и др., 2014). Завершение ультраосновного магматизма в ППУ, которое фиксируется внедрением недеформированных клинопироксенитов, меланогаббро и амфиболовых пегматоидных габбро в Кытлымском массиве, соответствует раннему девону (Пушкарев и др., 2020). Возраст магнезиальных дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий требует дальнейшего уточнения, поскольку в настоящее время имеются как вендские, так и ордовикские, и силурийские определения.

Из новых результатов отметим оценку редокс-условий формирования дунитов и связанных с ними синегенетических и эпигенетических хромититов (Чащухин и др., 2002). Оливин-хромитовое равновесие в богатых платиной эпигенетических хромититах соответствует температуре 800–700 °С и окисленности на два порядка более высокой по сравнению с вмещающими дунитами. Обобщение имеющихся наблюдений о геологическом положении хромититов, морфологии и зональности рудных тел, минеральных ассоциациях, составе минералов и их взаимоотношениях друг с другом, составе включений в хромшпинелиде, редокс-условиях равновесия и т. д. позволило прийти к заключению о постмагматическом и постдеформационном, пневматолито-гидротермальном образовании богатых платиной хромититов при участии остаточного магматического флюида (Пушкарев и др., 2007). Другим важным результатом последнего десятилетия стало обоснование анкарамитовой природы первичного расплава, родоначального для дунит-клинопироксенит-тылаитовых интрузий УАТ (Krause et al., 2007; Пушкарев, 2018; Пушкарев и др., 2017, 2018). Дифференциация высокоизвестковистого анкарамитового расплава контролируется фракционированием оливин-клинопироксеновой котектики с существенным доминированием клинопироксена над оливином и ликвидусной кристаллизацией хромшпинелида и МПГ (Kamenetsky et al., 2015; Пушкарев, 2018; Пушкарев и др., 2017, 2018). Такой состав расплава и характер дифференциации может обеспечить формирование дунитов, клинопироксенитов, тылаитов и горнблендитов в пропорциях, наблюдаемых в реальных массивах ППУ, а также к образованию первичных концентраций хромшпинелидов и МПГ в породах, дальнейшее перераспределение которых может привести к появлению богатых платиной хромититов (Пушкарев и др., 2007).

Более чем двухвековая история изучения ППУ и важные результаты и достижения пока не позволяют поставить финальную точку во многих вопросах его геологии. Не ясен возраст и геотектонический режим формирования дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий. Дискуссионным остается вопрос формирования концентрически-зональной структуры

массивов с дунитовым ядром и клинопироксенитовой оболочкой. Если принять вендский возраст массивов оливиновых габбро, то в какой геотектонической обстановке происходило их внедрение и как рассматривать их ассоциацию с дунит-клинопироксенит-тылаитовыми массивами? Каковы условия образования и возраст титаномагнетитового оруденения в клинопироксенитах и горнблендитах ППУ? Каков генезис богатых платиной хромититов в дунитах, и могут ли они формировать крупные рудные месторождения? Существуют ли предпосылки для обнаружения промышленных месторождений сульфидных медно-никелевых руд в клинопироксенитах по аналогии с объектами, обнаруженными в поясах юго-восточной Аляски и Британской Колумбии. Эти и некоторые другие дискуссионные вопросы ждут своего решения. Научный приоритет в изучении мафит-ультрамафитовых комплексов УАТ, несомненно, принадлежит России, и этому во многом способствовало наличие на Урале ППУ.

Работа выполнена по государственной бюджетной теме № 12301180009-9.

Литература

- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Уханов А.В., Устинов В.И.* Первые данные об изотопном составе кислорода в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 147–150.
- Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: ОНТИ, 1935. 148 с.
- Волченко Ю.А.* Платина Урала. Избранные труды. Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 453 с.
- Волченко Ю.А.* Платина Урала. Избранные труды. Т. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 402 с.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешикова Е.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Труды ИГЕМ АН СССР. № 65. М.: АН СССР, 1962. 319 с.
- Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. СПб: Труды геол. комитета, новая серия. Вып. 62, 1913. 694 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-типербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Ефимов А.А.* Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
- Ефимов А.А.* Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–39.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. М.: Недра, 1967. 336 с.
- Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Ленинград, 1928. С. 1–51.
- Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР, ОАО «УГЭС», УрО РАН, УТГГА, 2001. 199 с.
- Золоев К.К., Коротеев В.А., Волченко Ю.А., Новиков И.Н.* Рудно-россыпные ансамбли месторождений платиноидов Урала // Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. V. С. 118–143.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
- Кашин С.А.* Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Труды ИГН АН СССР. Вып. 91. Сер. рудн. м-ний № 9. М.: АН СССР, 1948. 132 с.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Труды СПб Общества естествоиспытателей № 190. 1900. Т. 30. Вып. 5. С. 1–257.
- Малахов И.А.* Дунит-пироксенитовая и габбровая ассоциации / Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. С. 51–64.
- Мосин К.С.* История добычи платины на Урале. Нижняя Тура: Нижнетуринская типография, 2002. 245 с.
- 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 // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 239–244.

Петров Г.А. Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: Русайнс, 2019. 276 с.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

Пушкарев Е.В. Тылаиты в массивах Платиноносного пояса Урала как интрузивные аналоги анкармитов // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 162–171.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижне-тагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В. и др. Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 2. С. 45–50.

Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Юдин Д.С. и др. Время формирования нефелиновых тылаитов в Платиноносном поясе Урала: изотопные Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb, ⁴⁰Ar–³⁹Ar и K–Ar датировки и их ограничения // Доклады академии наук. 2014. Т. 455, № 2. С. 205–209.

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. Анкармиты Присакмаро-Вознесенской зоны на Южном Урале – геологическое положение и состав // Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 166–175.

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. и др. Анкармиты – новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады академии наук. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.

Пушкарев Е.В., Юдин Д.С. Возраст уникального Качканарского титаномагнетитового месторождения на Среднем Урале по данным ⁴⁰Ar–³⁹Ar датирования // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. Москва: ИГЕМ РАН, 2025. С. 132–134.

Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В. и др. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 238–250.

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

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

Уханов А.В., Аникина Е.В., Устинов В.И. Платиновое оруденение Нижне-Тагильского массива в свете данных по изотопному составу кислорода оливинов и хромшпинелидов // Геохимия. 1998. № 12. С. 1298–1300.

Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 84 с.

Чащухин И.В., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В. и др. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846–863.

Age T., Genna A., Legendre O. et al. 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.

Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A. U-Pb Silurian age for a gabbro of the Platinumbearing Belt of the Middle Urals (Russia): evidence for beginning of closure of the Uralian Ocean. In: Memoirs Geol. Soc. London. 2006. 32. P. 443–448.

Duparc L., Tikhonowitch M. Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve: Editions Sonor, 1920. 542 p.

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 // The Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 357–376.

Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E.V. Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan type complex (Central Urals, Russia) // *Mineralium Deposita*. 2003. Vol. 38. P. 312–326.

Guillou-Frottier L., Burov E., Augé T., Gloaguen E. Rheological conditions for emplacement of Ural–Alaskan-type ultramafic complexes // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 631. P. 130–145.

Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS). Professional Paper, 1995. 47 p.

Kamenetsky V.S., Park J-W., Mungall J.E. et al. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel–hosted inclusions in volcanic rocks // *Geology*. 2015 Vol. 43. 10. P. 903–906.

Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 19–42.

Krause J., Brüggmann G.E., Pushkarev E.V. Chemical composition of spinel from Uralian-Alaskan-type Mafic–Ultramafic complexes and its petrogenetic significance // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. Vol. 161. P. 255–273.

Nixon G.T., Hanmack J.L. et al. Geology and platinum-group-element mineralization of Alaskan-type ultramafic-mafic complexes in British Columbia. British Columbia Ministry of Employment and Investment, Bulletin 93, 1997. 142 p.

Tessalina S.G., Malitch K.N., Auge T. et al. Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite–dunite massif, Uralian Platinum Belt, Russia: insights from PGE and Os isotope systematics // *Journal of Petrology*. 2016. Vol. 56. P. 2297–2318

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 67. P. 234–243.

Zaccarini F., Bindi L., Pushkarev E. et al. Multi-analytical characterization of minerals of the bowieite–kashinite series from the Svetly Bor complex, Urals, Russia, and comparison with worldwide occurrences // *The Canadian Mineralogist*. 2016. Vol. 54. P. 461–473.

Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E.V. Unusually PGE-rich chromitite in the Butyrin vein of the Kytlym Uralian–Alaskan complex, Northern Urals, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 2011. Vol. 49. P. 1413–1431.

Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. Origin of Platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals // *Minerals*. 2018. Vol. 8. Article #379.

И.А. Власюк, И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, В.Е. Глушкова
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
vlasyuk@igc.irk.ru

Ксенолиты перидотитов и габбро из океанической литосферы и коры в базаните гайота Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан)

Аннотация. В базаните, драгированном с поверхности гайота Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан), определены составы минералов в фенокристах и микролитах, а также во фрагментах пород литосферы и океанической коры (ксенокристах и ксенолитах амфибол–шпинелевого верлита и габбро). Базанитовая магма при извержениях захватила фрагменты верлита (метасоматизированного лерцолита) на глубоких горизонтах литосферы и в слое габбро океанической коры. Предполагается, что в промежуточных магматических камерах, расположенных на уровне океанической коры, амфибол (паргасит и/или Mg-гастингсит) в ксенокристах и ксенолитах был замещен минерально-фазовыми агрегатами, включающими рённит, клинопироксен, герцинит, плагиоклаз ± нефелин и стекло.

Peridotite and gabbro xenoliths from oceanic lithosphere and crust in basanite the Kocebu Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)

Abstract. The composition of minerals in phenocrysts and microlites, as well as in rock fragments from the lithosphere and oceanic crust (xenocrysts and amphibole-spinel wehrlite and gabbro xenoliths) is determined in basanite, which was dredged from the Kocebu Guyot (Magellan Mountains, Pacific Ocean). During eruptions, the basanitic magma captured wehrlite (metasomatized lherzolite) fragments at deep lithospheric levels and in a gabbro layer of the oceanic crust. It is suggested that amphibole (pargasite and/or Mg-rich hastingsite) in xenocrysts and xenoliths was replaced by mineral assemblages including rhönite, clinopyroxene, hercynite, plagioclase ± nepheline and glass in intermediate magma chambers located at the level of the oceanic crust.

Магеллановы горы входят в Западно-Тихоокеанскую провинцию подводных гор, где в юрско-меловом периоде формировались многочисленные подводные и надводные вулканы (Плетнев и др., 2020; Перетяжко и др., 2023; Peretyazhko, Savina, 2023). Целью работы является изучение минерально-фазовых особенностей образца базанита, отобранного при драгировании гайота Коцебу в рейсе НИС «Геленджик». Состав минералов определен методом СЭМ ЭДС на электронном микроскопе Tescan Mira-3 LMU, оснащенный детектором Ultim MAX-40 SDD и системой ЭДС анализа Aztec Energy XMax в ЦКП Изотопно-геохимических исследований Института геохимии СО РАН (г. Иркутск).

Базанит имеет порфиновую структуру, массивную текстуру, содержит ксенолиты и ксенокристы (рис. 1). Фенокристы размером 0.05–0.2 мм представлены клинопироксеном, плагиоклазом, оливином и титаномагнетитом. Интерстиции между фенокристами заполнены микролитами клинопироксена, игольчатыми кристаллами плагиоклаза, нефелином (иногда совместно с содалитом), апатитом и продуктами замещения вулканического стекла. В базаните обнаружены фрагменты пород океанической литосферы (ксенолиты амфибол-шпинелевого верлита, ксенокристы оливина, амфибола) и океанической коры (ксенолиты габбро, ксенокристы плагиоклаза и клинопироксена). Оливин в ксенолитах и ксенокристах полностью замещен на смесь хлорита, смектита и оксигидроксидов железа (агрегат иддингсита).

Ксенолиты верлита (рис. 2А-В) размером 1–20 мм состоят из агрегата иддингсита, клинопироксена ± плагиоклаза, содержат сростки (50–200 мкм) пикроильменита и обогащенного Sr герцинита, по которым развивается титаномагнетит (таблица). Ксенолиты габбро (рис. 2Г-Е) сложены сростками клинопироксена и плагиоклаза с включениями титаномагнетита и пикроильменита, содержащего до 9 мас. % MgO (таблица). Для ксенолитов верлита и габбро характерны агрегаты рёнита, клинопироксена, плагиоклаза, титаномагнетита ± нефелина и стекла (рис. 2Б, В, Д, Е, таблица), которые мы считаем продуктами замещения амфибола (паргасита и/или Mg-гастингсита) по аналогии с изученными ксенолитами амфибол-шпинелевых верлитов в породах гайота Говорова (Peretyazhko, Savina, 2022, 2023).

Оливин в базаните и реликтах амфибола характеризуется высокой железистостью (Mg# 50–52), а во включениях из ксенокристов клинопироксена имеет более магнезиальный состав (Mg# ~70). Для клинопироксена из ксенолитов верлита и габбро характерны субпараллельно ориентированные ламели, состоящие из рёнита + титаномагнетита ± нефелина, а также расплавные включения со стеклом и кристаллическими фазами, встречаются редкие включения F-содержащих Mg-гастингсита и паргасита (таблица). В каймах ксенокристов и микролитов диопсида повышена концентрация Fe. Плагиоклаз в верлите и габбро представлен лабрадором (An₅₇₋₇₀), а в ксенокристах, фенокристах и микролитах – андезином (An₄₈₋₅₀)

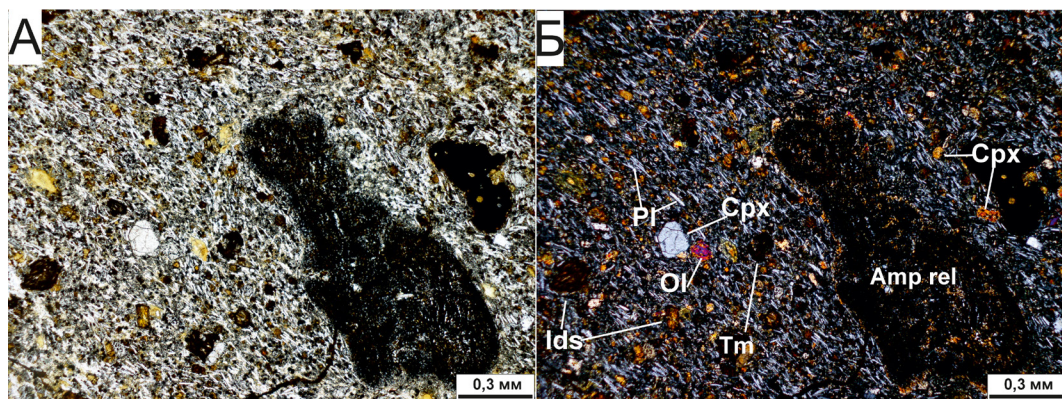


Рис. 1. Шлиф базанита: А – один поляризатор, Б – скрещенные поляризаторы.

Здесь и на рис. 2: Amp rel – реликт ксенокриста амфибола, Pl – плагиоклаз, Tm – титаномагнетит, Ol – оливин, Ids – агрегат илдингсита, замещающий ксенокристы оливина, Crx – клинопироксен.

(таблица). Нефелин в ассоциации с содалитом заполняет интерстиции между микролитами в базаните и входит в агрегаты, замещающие ксенокристы амфибола.

Титаномагнетит в ксенолитах верлита обогащен TiO_2 (23.5 мас. %) и содержит (мас. %) MgO (4.96), Cr_2O_3 (1.23) и Al_2O_3 (5.44), а в реликтах амфибола – меньше TiO_2 (19.13), Al_2O_3 (3.34) и MgO (1.70) (таблица).

Образование верлита в литосфере возможно при кристаллизации кумулятивных расплавов в условиях экстремально высоких давлений либо в результате метасоматической переработки лерцолита под воздействием силикатных мафических расплавов и флюидов (Patkó et al., 2020; Перетяжко и др., 2023; Peretyazhko, Savina, 2022, 2023). В нашем случае для океанической литосферы, подстилающей гайот Коцебу, модель образования верлита при сверхвысоком давлении нереалистична, поскольку в позднемеловом периоде (100–120 млн лет) мощность фрагмента Тихоокеанской плиты с Магеллановыми горами не превышала 80–90 км (Перетяжко и др., 2023).

Наиболее вероятной представляется модель (Peretyazhko, Savina, 2023), по которой на границе океанической литосферы и астеносферы силикатные расплавы и/или флюиды воздействовали на лерцолит, и при замещении ортопироксена формировалась минеральная ассоциация амфибол-шпинелевого верлита (клинопироксен + оливин + герцинит + паргасит). Ксенолиты габбро с агрегатами замещающих амфибол (Mg-гастингсит) минералов (рис. 2Г–Е) являются фрагментами метасоматизированной океанической коры. Базанитовая магма при извержениях захватила фрагменты (ксенолиты, ксенокристы) амфибол-шпинелевого верлита на глубоких горизонтах литосферы и габбро в океанической коре. Замещение амфибола в ксенолитах и ксенокристах на рёнитсодержащие минеральные агрегаты могло произойти в промежуточных магматических камерах на уровне океанической коры (от 3 до 7 км) по P-T условиям кристаллизации Ti-содержащего амфибола (Peretyazhko, Savina, 2023).

Авторы благодарят участников рейса НИС «Геленджик» АО «Южморгеология», принимавших участие в отборе пород на гайоте Коцебу.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ 25-17-00128, <https://rscf.ru/project/25-17-00128/>.

Средний химический состав и кристаллохимические формулы минералов

	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
Cpx	1(20)	48.07	1.58	5.88	0.26	7.40	0.19	13.01	21.90	0.59	–	–	98.71
		(Ca _{0.88} Fe ²⁺ _{0.07} Na _{0.04} Mn _{0.01}) _{1.00} (Mg _{0.73} Fe ²⁺ _{0.08} Fe ³⁺ _{0.06} Al _{0.06} Ti _{0.04} Cr _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.80} Al _{0.20}) _{2.00} O ₆											
	2(20)	48.80	1.59	5.33	0.24	7.35	0.20	12.75	22.54	0.62	–	–	99.41
		(Ca _{0.90} Fe ²⁺ _{0.05} Na _{0.04} Mn _{0.01}) _{1.00} (Fe ²⁺ _{0.11} Mg _{0.71} Fe ³⁺ _{0.07} Al _{0.06} Ti _{0.04} Cr _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.82} Al _{0.18}) _{2.00} O ₆											
Cpx	3(20)	48.25	1.53	4.85	0.49	8.66	0.23	12.47	21.51	0.69	–	–	98.68
		(Ca _{0.87} Fe ²⁺ _{0.07} Na _{0.05} Mn _{0.01}) _{1.00} (Mg _{0.70} Fe ²⁺ _{0.11} Fe ³⁺ _{0.09} Ti _{0.04} Al _{0.04} Cr _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.82} Al _{0.18}) _{2.00} O ₆											
	4(20)	47.67	1.64	4.58	–	10.67	0.27	10.84	22.09	0.75	–	–	98.52
		(Ca _{0.90} Na _{0.06} Fe ²⁺ _{0.04} Mn _{0.01}) _{1.01} (Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.19} Fe ³⁺ _{0.11} Ti _{0.05} Al _{0.03}) _{1.00} (Si _{1.82} Al _{0.18}) _{2.00} O ₆											
Pl	5(23)	48.91	–	30.57	–	0.56	–	–	13.80	3.20	0.24	–	97.27
		(Ca _{0.69} Na _{0.29} K _{0.01}) _{0.99} (Si _{2.29} Al _{1.69} Fe ³⁺ _{0.02}) _{4.00} O ₈ ; An _{69.7}											
	6(20)	52.93	–	28.53	–	0.58	–	–	11.36	4.56	0.45	–	98.40
		(Ca _{0.56} Na _{0.41} K _{0.03}) _{0.99} (Si _{2.44} Al _{1.55} Fe ³⁺ _{0.02}) _{4.01} O ₈ ; An _{56.6}											
Pl	7(20)	55.02	–	27.29	–	0.30	–	–	9.52	5.49	0.32	–	97.94
		(Na _{0.49} Ca _{0.47} K _{0.02}) _{0.98} (Si _{2.52} Al _{1.48} Fe ³⁺ _{0.01}) _{4.01} O ₈ ; An _{48.0}											
	8(18)	54.32	–	27.11	–	0.89	–	–	9.60	5.05	0.73	–	97.70
		(Ca _{0.48} Na _{0.45} K _{0.04}) _{0.97} (Si _{2.51} Al _{1.48} Fe ³⁺ _{0.03}) _{4.02} O ₈ ; An _{49.5}											
Ol	9(15)	34.41	0.36	–	–	39.61	1.05	23.63	0.63	–	–	–	99.68
		(Mg _{1.01} Fe ²⁺ _{0.95} Mn _{0.03} Ca _{0.02} Ti _{0.01}) _{2.02} Si _{0.99} O ₄ ; Mg# 51.5											
	10(24)	35.03	0.34	–	–	40.44	1.09	22.52	0.96	–	–	–	100.37
	(Fe ²⁺ _{0.97} Mg _{0.96} Mn _{0.03} Ca _{0.03} Ti _{0.01}) _{2.00} Si _{1.00} O ₄ ; Mg# 49.7												
Ol	11(11)	37.76	0.40	–	–	24.55	0.55	32.36	2.22	–	–	–	97.85
		(Mg _{1.31} Fe ²⁺ _{0.56} Ca _{0.06} Mn _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.95} Si _{1.02} O ₄ ; Mg# 70.1											
Pil	12(9)	–	53.18	0.28	–	38.37	0.48	6.36	–	–	–	–	98.67
	(Fe ²⁺ _{0.73} Mg _{0.23} Fe ³⁺ _{0.05} Mn _{0.01}) _{1.02} Ti _{0.97} O ₃												
Hrc	13(9)	–	0.60	52.88	4.88	26.72	0.20	12.63	–	–	–	–	97.90
	(Mg _{0.52} Fe ²⁺ _{0.48} Mn _{0.01}) _{1.01} (Al _{1.73} Fe ³⁺ _{0.14} Cr _{0.11} Ti _{0.01}) _{1.99} O ₄												
Tm	14(27)	–	23.50	5.44	1.23	60.42	0.47	4.96	–	–	–	–	96.03
		(Fe ²⁺ _{1.36} Ti _{0.64} Mg _{0.27} Fe ³⁺ _{0.46} Al _{0.23} Cr _{0.04} Mn _{0.01}) ₃ O ₄											
Tm	15(34)	–	19.13	3.34	–	70.70	0.82	1.70	–	–	–	–	95.70
		(Fe ²⁺ _{1.42} Fe ³⁺ _{0.78} Ti _{0.54} Al _{0.15} Mg _{0.09} Mn _{0.03}) _{3.01} O ₄											
Nph	16(14)	43.04	–	32.02	–	2.25	–	1.10	2.63	13.40	2.83	–	97.27
		(Na _{0.63} K _{0.09} Ca _{0.07} Fe ²⁺ _{0.05} Mg _{0.04}) _{0.88} (Si _{1.05} Al _{0.92}) _{1.97} O ₄											
Nph	17(6)	46.89	–	30.19	–	1.25	–	–	1.21	14.74	2.91	–	97.19
		(Na _{0.69} K _{0.09} Ca _{0.03} Fe ²⁺ _{0.03}) _{0.84} (Si _{1.13} Al _{0.86}) _{1.99} O ₄											
Sod	18(11)	38.10	–	28.74	–	1.33	–	–	0.94	21.36	0.62	–	95.98
	(Na _{3.46} Fe ²⁺ _{0.09} Ca _{0.08} K _{0.07}) _{3.70} (Si _{3.18} Al _{2.83}) _{6.01} O ₁₂ Cl _{0.90}												

	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
Amp	19(13)	44.18	0.58	9.27	–	9.24	–	16.35	11.75	2.98	1.06	3.33	97.35
	$(\text{Na}_{0.80} \text{K}_{0.20})_{1.00} (\text{Ca}_{1.88} \text{Fe}^{2+}_{0.06} \text{Na}_{0.06})_{2.00} (\text{Mg}_{3.63} \text{Fe}^{3+}_{0.57} \text{Fe}^{2+}_{0.52} \text{Al}_{0.21} \text{Ti}_{0.07})_{5.00} (\text{Si}_{6.58} \text{Al}_{1.42})_{8.00} \text{O}_{22} (\text{OH}_{0.43} \text{F}_{1.57})_{2.00}$												
	20(10)	41.36	2.39	14.04	–	8.25	–	13.88	11.06	2.88	1.70	3.16	97.39
Rhö	$(\text{Na}_{0.68} \text{K}_{0.32})_{1.00} (\text{Ca}_{1.77} \text{Fe}^{2+}_{0.07} \text{Na}_{0.16})_{2.00} (\text{Mg}_{3.10} \text{Fe}^{2+}_{0.69} \text{Al}_{0.67} \text{Ti}_{0.27} \text{Fe}^{3+}_{0.27})_{5.00} (\text{Si}_{6.19} \text{Al}_{1.81})_{8.00} \text{O}_{22} (\text{OH}_{0.50} \text{F}_{1.50})_{2.00}$												
	21(86)	28.65	7.80	15.07	0.42	20.96	0.19	12.06	11.00	1.70	–	–	97.84
Ap	$(\text{Ca}_{3.19} \text{Na}_{0.89})_{4.08} (\text{Mg}_{4.87} \text{Fe}^{2+}_{3.46} \text{Ti}_{1.59} \text{Fe}^{3+}_{1.29} \text{Cr}_{0.09})_{11.30} (\text{Si}_{7.76} \text{Al}_{4.81})_{12.57} \text{O}_{40}$												
	22(9)	0.69	–	–	–	0.54	–	–	53.67	–	–	3.98	97.39
$(\text{Ca}_{4.99} \text{Sr}_{0.03})_{5.02} \text{P}_{2.91} \text{O}_{12} \text{F}_{1.09}$													

Примечание. Срх – клинопироксен; ОI – оливин; ПI – плагиоклаз; Пil – пикроильменит; Нrc – герцинит; Тm – титаномagnetит; Нhp – нефелин; Sod – содалит (включает 6.32 мас.% Cl); Амр – амфибол; Rhö – рёнит; Ap – апатит (включает 0.62 мас.% SrO и 39.56 мас.% P₂O₅). 1, 3, 5, 12, 14 – верлит; 2, 6 – габбро; 3, 7 – ксенокристалл; 4, 8, 9, 17, 18, 22 – базанит; 10, 15, 21 – реликты амфибола; 11 – включения в ксенокристаллах Срх; 16 – ксенолит; 19 – F-содержащий Mg-гастингсит; 20 – паргасит.

Суммы рассчитаны с поправками на F (для Амр и Ap) и Cl (для Sod). После порядкового номера в скобках – число анализов, по которым рассчитаны средние составы. Прочерк – ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС. Все железо в форме FeO. Формулы минералов рассчитаны на эквивалентное количество анионов (O+F+Cl).

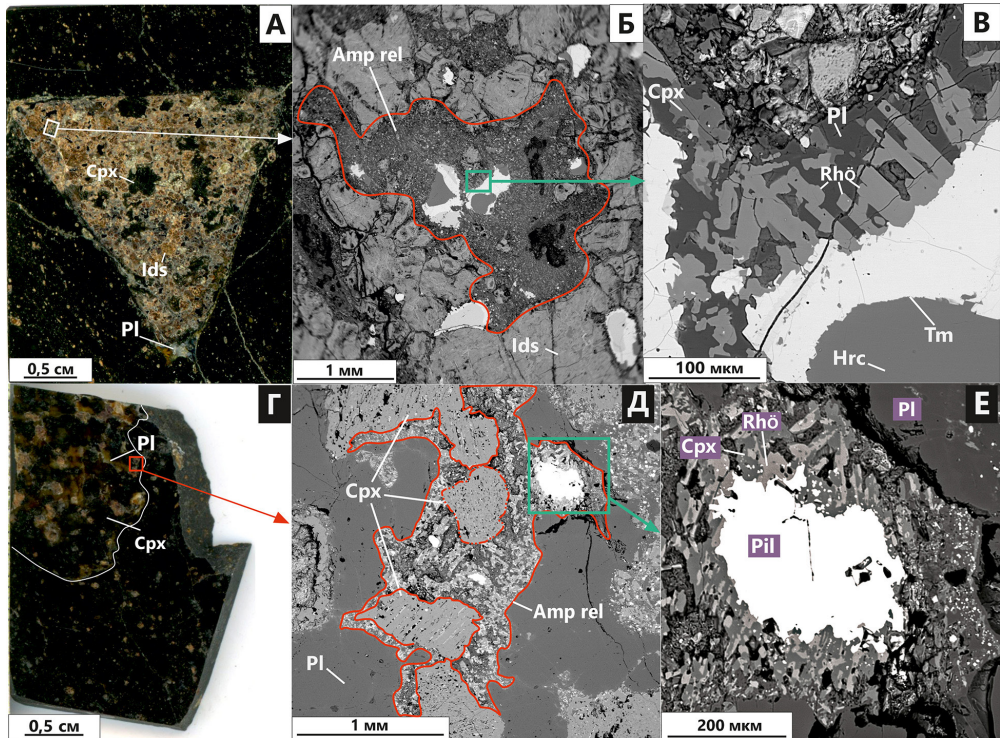


Рис. 2. Ксенолиты амфибол-шпинелевого верлита (А–В) и ксенолита габбро (Г–Е) в базаните. А и Г – фото, базанит с ксенолитами. На фото Г ксенолит габбро выделен белой линией. Б–Е – изображения в обратно-рассеянных электронах. Амр rel – минеральный агрегат (красная линия), заместивший амфибол, Rhö – рёнит, Пil – ильменит, Нrc – герцинит.

Литература

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 млн лет // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 1. С. 3–33.

Плетнев С.П., Мельников М.Е., Съедин В.Т. и др. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.

Patkó L., Liptai N., Aradi L.E. et al. Metasomatism-induced wehrlite formation in the upper mantle beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin): Evidence from xenoliths // Geoscience Frontiers. 2020. Vol. 11. P. 943–964.

Peretyazhko I.S., Savina E.A. Cretaceous intraplate volcanism of Govorov Guyot and formation models of the Magellan seamounts, Pacific Ocean // International Geology Review. 2023. Vol. 65. P. 2479–2505.

Peretyazhko I.S., Savina E.A. Mineral chemistry and formation conditions of minerals in metasomatized oceanic lithosphere and basaltic rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // Minerals. 2022. Vol. 12(10). Article 1305.

А.А. Самигуллин

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
samigullinaidar85@gmail.com*

Геохимические особенности риолит-порфиров Балбукского ареала и связь с Шариповской группой малых тел (Южный Урал) (научный руководитель – к.г.-м.н. И.Р. Рахимов)

Аннотация. Балбукский ареал на стыке Магнитогорской мегазоны и Главного Уральского разлома включает в себя многочисленные небольшие интрузии монцонитов, сиенитов и риолитов, сформировавшиеся в несколько этапов. Детальные исследования показали, что объединение монцонитов и риолитов в единый комплекс, вероятно, ошибочно, поскольку они имеют существенные отличия в геохимии пород. Монцониты и монцонит-порфиры (массивы Шариповской группы, Балбук и др.) относятся к ранней стадии (поздний девон – ранний карбон), а риолит-порфиры (массивы Ауштау, Шартым, Каматали) – к более поздней стадии (верхний карбон).

А.А. Samigullin

Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

Geochemical features of rhyolite porphyries of the Balbuk area and relationship with the Sharipovo group of small bodies (South Urals)

Abstract. The Balbuk area at the junction of the Magnitogorsk Megazone and the Main Uralian Fault comprises numerous small monzonitic, syenitic, and rhyolitic intrusions formed during several stages. Detailed studies shown that the combination of monzonites and granites (rhyolites) into one complex is likely erroneous, as they have different geochemistry. Monzonites and monzonite porphyry (plutons of the Sharipovsky group, Balbuk, etc.) are early stage (Late Devonian–Early Carboniferous) and rhyolite-porphyry (Aushtau, Shartym, and Kamataly plutons) are late stage (Upper Carboniferous).

Введение. Балбукский ареал, занимающий площадь около 1000 км², расположен на стыке Магнитогорской мегазоны и Главного Уральского разлома. Он включает в себя многочисленные небольшие интрузии монцонитов, сиенитов и риолитов, сформировавшиеся в несколько этапов. Ранее эти интрузии относились к единому многофазному Балбукскому ком-

плексу. Однако детальные исследования показали, что объединение монцонитов и риолитов в единый комплекс, вероятно, ошибочно, поскольку они имеют существенные отличия в геохимии пород и изотопном возрасте Rb-Sr (Рахимов и др., 2025). Цель исследования – определение магматической эволюции и связи монцонитов и риолитов с помощью петрологического моделирования и сравнения геохимических характеристик, ревизия отнесения риолит-порфиров к балбукскому комплексу.

Методы исследований. Петрографические шлифы и полированные пластины из магматических пород Шартымского массива изучены под поляризационным микроскопом Carl Zeiss AxioScope 40. Электронно-микроскопические исследования с определением составов минералов проводились на СЭМ Tescan Vega Compact с ЭДС Xplorer 15 Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 3–4 нА и времени накопления спектра в точке 20 с в режиме «Point&ID» (оператор С.С. Ковалев) в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа).

Результаты и обсуждение. Породы Шариповской группы обладают массивной текстурой и имеют разнообразную цветовую окраску (от зеленоватой до красноватой). Среди образцов по окраске и ряду отличительных петрографических признаков (состав, размеры и количество порфировых вкрапленников) выделены четыре типа порфиритов (Самигуллин, Рахимов, 2023). Датированные Rb-Sr методом порфириты (обр. 701) наиболее распространены. Фенокристы занимают 42 % объема породы. Они представлены таблитчатыми и субизометричными зернами амфибола размером от 1.0×1.1 до 8.0×3.5 мм и зернами плагиоклаза размером от 1.5×0.5 до 4.4×4.0 мм. Амфибол частично или почти полностью хлоритизирован, плагиоклаз нацело сосюритизирован. Тонкокристаллическая основная масса сложена албитом, калиевым полевым шпатом, амфиболом и эпидотом с размером зерен от 0.03 до 0.11 мм. Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, апатитом и манганоапатитом.

Массив Каматал сложен риолит-порфирами с микрогранитовой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены таблитчатым альбитизированным плагиоклазом и кварцем размером 0.5–1.2 мм. Основная вулканическая масса состоит из ксеноморфных и гипидиоморфных зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и таблитчатых зерен мусковита со средним размером 0.10–0.15 мм. Калиевый полевой шпат содержит до 0.19 мас. % Na_2O , плагиоклаз – до 0.12 мас. % K_2O . Акцессорные минералы: рутил, апатит, магнетит, циркон, монацит. Породы подвержены метасоматическим изменениям, с массивом связано Первомайское рудопроявление золота. Риолит-порфиры Балбукского ареала имеют сходные минералого-петрографические характеристики (Самигуллин, Рахимов, 2023).

Спектры распределения РЗЭ демонстрируют обедненность риолит-порфиров по отношению к монцонитам петротипа балбукского комплекса (Балбукский массив) (Анисимов и др., 1983) и по отношению к Шариповской группе малых тел, при этом La/Yb отношение неизменно, тогда как при гомодромной эволюции магматических систем более поздние (кислые) фазы обладают повышенными содержаниями РЗЭ и более высокими La/Yb отношениями (рисунок а). Указанные выше геохимические критерии свидетельствуют о невозможности получения риолитов вследствие эволюции монцонитовой магмы.

Для определения генетического родства монцонит-трахинандезитов и риолит-порфиров было произведено термодинамическое моделирование в программном пакете Rhyolite-Melts при следующих условиях: монцонит Шариповской группы был рассчитан при давлении 1 кбар, равновесной кристаллизации и 0.1 кбар, фракционной кристаллизации; риолит Шартымского массива моделировался при давлении только 0.1 кбар, равновесной и фракционной кристаллизации. При заданных параметрах разный механизм кристаллизации (равновесная/фракционная) не влияет на численные кривые, тогда как разное давление (1/0.1 кбар) вносит существенные корректировки. Для модельной системы выбраны кислородный буфер Ni-NiO и содержание воды 0.72 мас. % (по среднему значению потерь при прокаливании).

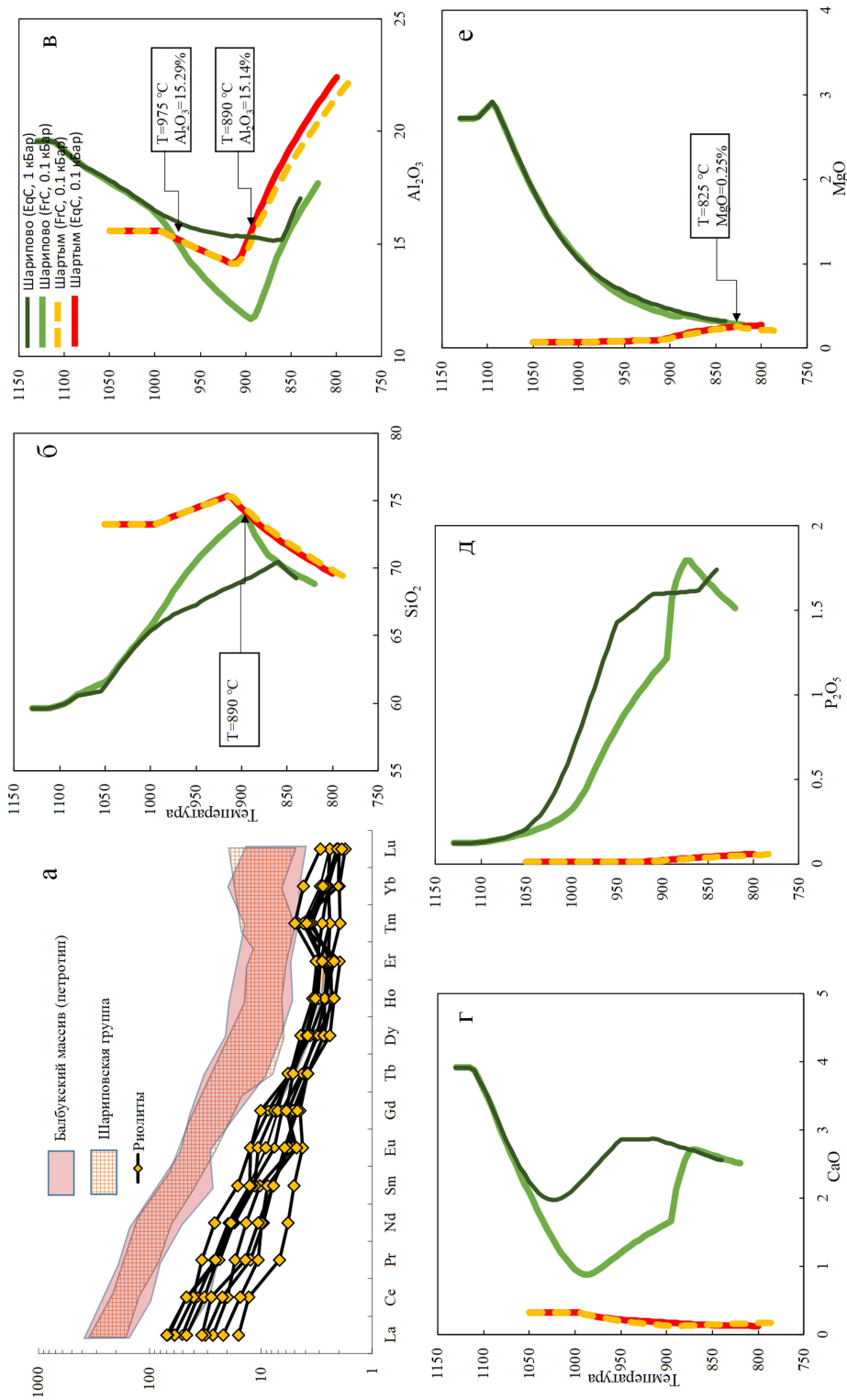


Рис. Спектры распределения РЗЭ, нормированные на хондрит CI (McDonough, Sun, 1995), и модельные кривые кристаллизации.

Численные кривые монцонита не попадают в область начальных точек эволюции риолитов, пересечения численных кривых для SiO_2 (890 °C), Al_2O_3 (890 и 975 °C) и MgO (825 °C) расположены в разных температурных диапазонах, а по CaO и P_2O_5 пересечений нет (рисунок г–е). Также эволюционные кривые имеют разный характер распределения на графике оксид-температура. Совокупность признаков указывает на невозможность получения риолитового расплава за счет эволюции монцонитовой магмы.

Rb-Sr возраст монцонит-порфиров одного из малых массивов Шариповской группы составляет 354.2 ± 1.4 млн лет (Рахимов и др., 2025). Риолит-порфиры массива Каматал (304 ± 29 млн лет) по возрасту совпадают с гранитоидами Ахуново-Петропавловского ареала (294.1 ± 1 , 306.5 ± 1 млн лет, U-Pb; 304 ± 4.8 , 306.4 ± 1.4 , 306.5 ± 1.7 , 306.8 ± 1.8 млн лет, Rb-Sr) (Жданов и др., 2003ф). Судя по данным Rb-Sr датирования, Шариповская группа малых тел сформировалась на границе девона и карбона, тогда как массив Каматал был сформирован в раннепермское время.

Выводы. Таким образом, по геохимическим характеристикам и данным термодинамического моделирования и Rb-Sr датирования монцонитовая и риолит-порфировая ассоциации не могут являться продуктами единого магматического очага, и их объединение в один Балбукский комплекс должно быть пересмотрено. Монцониты и монцонит-порфиры (массивы Шариповской группы, Балбук и др.) отнесены к позднему девону–раннему карбону, а риолит-порфиры (массивы Ауштау, Шартым, Каматал) – к верхнему карбону. Rb-Sr возраст субвулканических кислых массивов Балбукского ареала перекрывается с таковым для гранитоидов Ахуново-Петропавловского ареала (307–294 млн лет) (Холоднов и др., 2009).

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН №. FMRS-2025-0015.

Литература

Анисимов И. С., Сопко Л. Н., Ямаев Ф. А. и др. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50000 Северо-Учалинской площади (планшеты: N-40–48-B-б, в, г; N-40–59-B-б, г; N-40–60-A; N-40–72-A) за 1978–1983 годы, 1983.

Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200000 и подготовка к изданию госгеолкарты-200 территории листа N-40-XXVIII (Учалинская площадь), 2003ф. 284 с.

Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Петрогенезис и геодинамический режим монцонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd изотопии и Rb-Sr геохронологии // Литосфера. 2025. Т. 25. № 5. С. 1074–1103.

Самигуллин А.А., Рахимов И.Р. Минералого-геохимические особенности гранитных массивов Аушкуль, Каматал и Шартым (Балбукский комплекс, Южный Урал) // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 74–86.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения РМО. 2009. № 6. С. 3–29.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

**В.Э. Баширов^{1,2}, М.В. Рыкус³, А.В. Сначев¹,
А.Р. Ганеева^{1,2}, Л.А. Давлетишина¹**

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
vladilen.bashirov2003@yandex.ru

² – Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа, Россия

³ – Уфимский государственный нефтяной
технический университет, г. Уфа, Россия

Геология и петрогеохимия Мазаринского гранитного массива (Южный Урал)

Аннотация. Мазаринский массив (зона Уралтау) включает барангуловский гранит-лейкогранитовый и верхнемазаринский габбро-долеритовый комплексы. Граниты имеют массивную структуру, состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и слюды и относятся к щелочно-известковой серии, что характерно для магматизма в обстановках рифтогенеза. Концентрация РЗЭ в гранитах и габбро в 10–100 раз превышает содержания в хондрите. Европейский минимум на графиках распределения свидетельствует о глубокой дифференциации расплава и фракционировании плагиоклаза.

**V.E. Bashirov^{1,2}, M.V. Rykus³, A.V. Snachev¹,
A.R. Ganeeva^{1,2}, L.A. Davletshina¹**

¹ – Institute of Geology, UFRS RAS, Ufa, Russia

² – Ufa University of Science and Technology, Ufa, Russia

³ – Ufa State Oil Technical University, Ufa, Russia

Geology and petrogeochemistry of the Mazara granite pluton (South Urals)

Abstract. The Mazara pluton (Uraltau Zone) consists of the Barangul granite-leucogranite and Mazara gabbrodolerite complexes. The granites have massive structure, consist of plagioclase, microcline, quartz, and micas and belong to alkali-calcic series, which is typical of magmatism in rifting settings. The REE content in granites and gabbro is 10–100 times higher than in chondrite, The Eu minimum on REE pattern indicates deep melt differentiation and plagioclase fractionation.

Мазаринский гранитный массив расположен в северной части зоны Уралтау в полосе пород суванякского метаморфического комплекса, представленного сланцами и кварцитами рифейского возраста. Большая часть гранитного массива сосредоточена в бассейне р. Мазара и имеет форму уплощенной вытянутой в северо-восточном направлении слегка пережатой в центре линзы размером 4 × 1 км (рис. 1). Его непосредственным продолжением по простиранию на север является Барангуловский габбро-гранитный массив, который в пределах зоны Уралтау является наиболее крупным как по площади, так и по количеству и масштабу магматических тел (Бажин и др., 2015).

В этих массивах выделяются барангуловский гранит-лейкогранитовый ($\gamma_1\text{RF}_3\text{b}$) и верхнемазаринский габбро-долеритовый ($\nu\text{RF}_3\text{vm}$) магматические комплексы. К первому отнесены тела средне-крупнозернистых порфиroidных гранитоидов, слагающих часть Барангуловского массива, а также главное тело Мазаринского массива. Породы второго слагают основной объем Барангуловского массива и ряд мелких тел поблизости от Мазаринской гранитоидной интрузии (Мосейчук и др., 2010) (рис. 1). Особенностью Мазаринского массива является его однородный состав и пространственная разобщенность с габброидными породами, которые расположены к западу, образуя параллельную полосу дайковых тел размерами 50 × 500 м (рис. 1). Интрузивные породы комплексов образуют полосу северо-восточного простирания протяженностью около 25 км при ширине до 5 км. Барангуловский габбро-гранитный и Мазаринский гранитный массивы датируются докембрием: $728 \pm 8 - 723 \pm 10$ млн

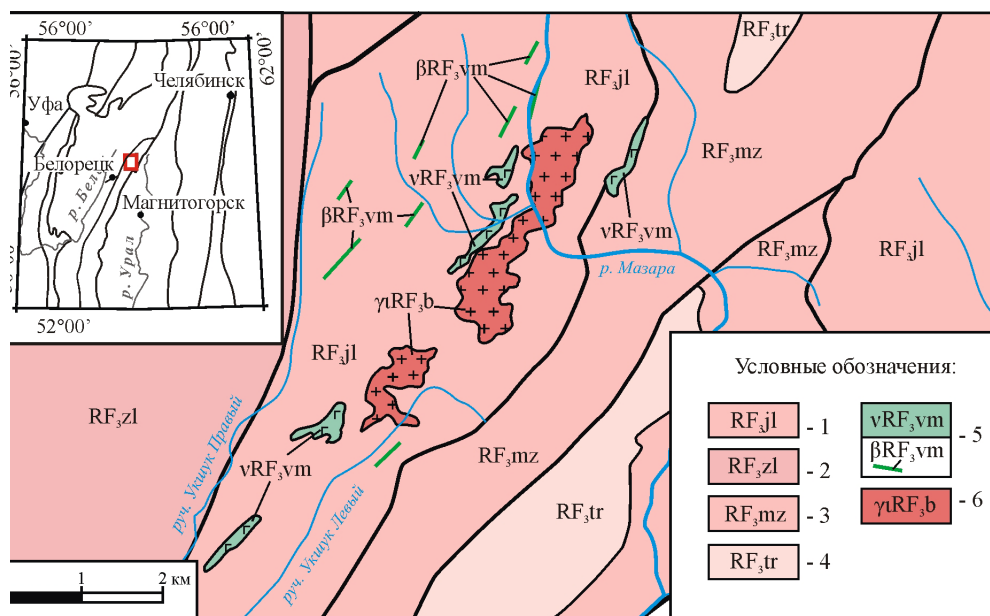


Рис. 1. Геологическая карта Мазаринского гранитного массива и его обрамления, с изменениями по (Мосейчук и др., 2010).

1 – юлгаварская толща (сланцы и кварцитопесчаники с прослоями карбонатов); 2 – зильмердакская свита (сланцы, алевролиты, песчаники); 3 – мазаринская свита (сланцы, песчаники, метагравелиты, metabазальты); 4 – теронакская толща (кварцитопесчаники, метагравелиты, метаконгломераты); 5 – верхнемазаринский габбро-долеритовый комплекс; 6 – барангуловский гранит-лейкогранитовый комплекс.

лет (Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2007) и 746.6 ± 24.3 – 709.1 ± 5.2 млн лет (Краснобаев и др., 2015), соответственно.

Целью работы является изучение петрографических и петрогеохимических особенностей гранитов Мазаринского массива. Каменный материал (175 проб) отобран авторами в ходе геологической съемки листа N-40-XVII (Иремель) масштаба 1 : 200000 (Мосейчук и др., 2010), а также научно-исследовательских работ в рамках государственного задания. Содержание породообразующих компонентов определено методом силикатного анализа (ИГ УФИЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина) для наименее метасоматически измененных пород (восемь образцов габбро и 19 – гранитов). Содержание РЗЭ проанализировано нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ РАН, г. Москва (аналитик Д.Ю. Сапожников).

Граниты массива характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой, которая в зонах вторичных изменений сменяется пятнистой. Минеральный состав биотит-мусковитовых гранитов представлен олигоклазом (35–40 %), микроклином (20–35 %), кварцем (30–45 %) и слюдами (5–10 %). Плагноклаз образует гипидиоморфные таблитчатые кристаллы (0.12–6.6 мм), реже встречаются ксеноморфные зерна. Местами плагноклаз сильно серицитизирован. Микроклин слагает крупные (до 11 мм) ксеноморфные индивиды. Кварц (0.1–4.0 мм) распределен по шлифу неравномерно, заполняя межзерновое пространство полевых шпатов, или присутствует в них в виде вростков. Биотит и мусковит (до 0.5 мм) представлены пластинками с неровными краями; спайность в них ориентирована параллельно удлинению чешуек.

На диаграмме TAS составы изученных пород разделяются по содержанию SiO₂ и суммы щелочей. Большинство точек гранитов попадает в поле умеренно-щелочных разновидностей (рис. 2а) со средним содержанием щелочей 8.3 мас. %. По классификации (Реасок, 1931)

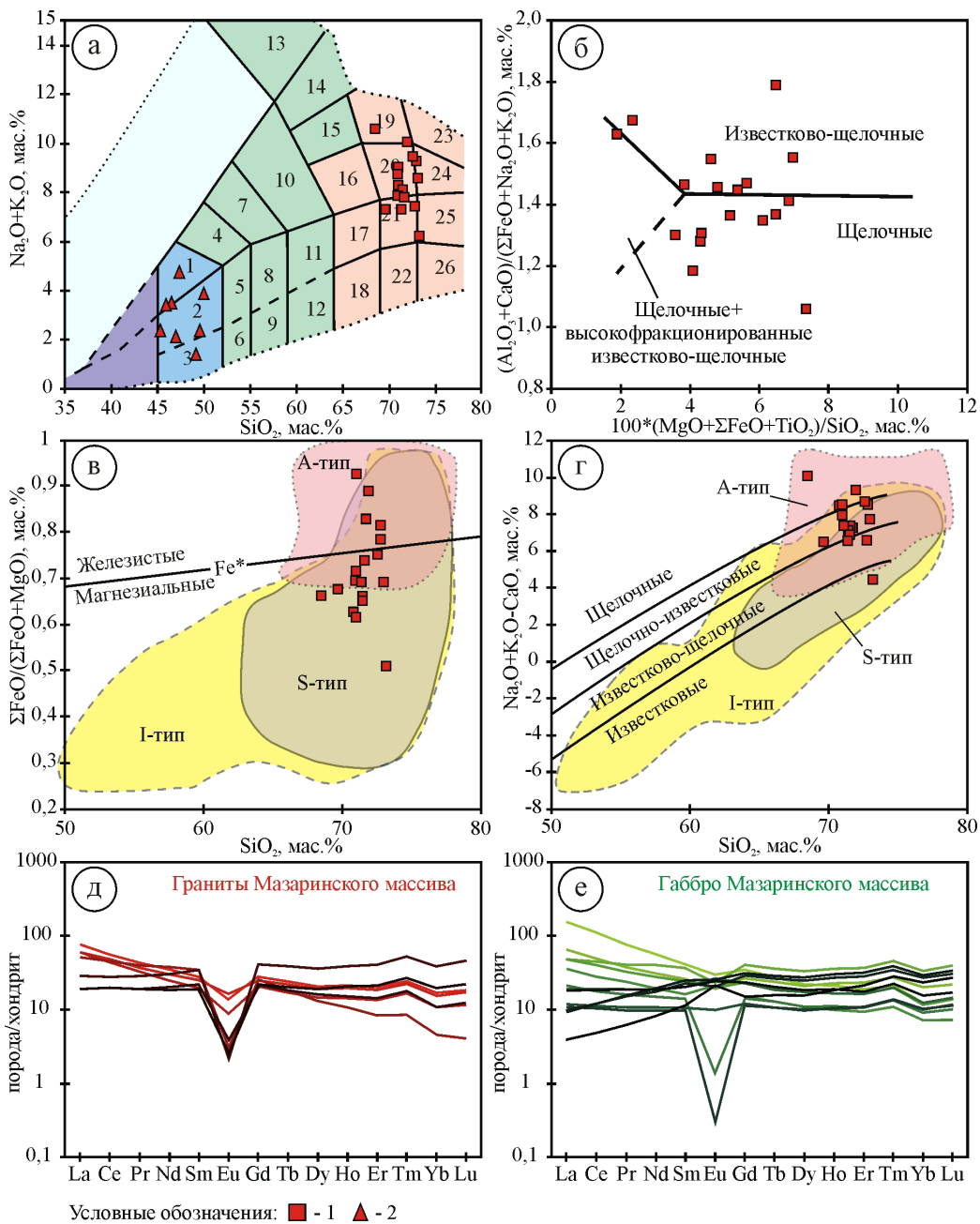


Рис. 2. Состав гранитов (1) и габбро (2) Мазаринского массива на классификационных диаграммах: а – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Шарпенек и др., 2013). 1 – монцогаббро; 2 – габбро; 3 – нормально-щелочные габбро; 19 – щелочные граниты; 20 – умеренно-щелочные граниты; 21 – граниты; 24 – умеренно-щелочные лейкограниты; 25 – лейкограниты; б – $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}) / (\Sigma\text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 100 * (\text{MgO} + \Sigma\text{FeO} + \text{TiO}_2) / \text{SiO}_2$ (Sylvester, 1989); в – $\Sigma\text{FeO} / (\Sigma\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001); г – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001); д, е – график распределения микроэлементов в породах Мазаринского массива, нормированных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995). Граниты: А-тип – рифтогенные; S-тип – коллизионные; I-тип – островодужных зон.

они относятся к щелочно-известковой серии (рис. 2б, г). Составы габброидов соответствуют полям габбро и монцогаббро (рис. 2а).

Граниты барангуловского комплекса принадлежат анорогенному типу (А-тип) (рис. 2в, г), характерному для внутриплитных и рифтогенных обстановок (Бажин и др., 2015). По соотношению $\Sigma\text{FeO} / (\Sigma\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ породы классифицируются как магнезиальные, однако имеют тенденцию к увеличению железистости (среднее значение – 0.65) (рис. 2в). Это может объясняться кристаллизацией безводных силикатов на поздних стадиях формирования массива (Collins et al., 1982).

Распределение РЗЭ в гранитах и габбро Мазаринского массива имеет однотипный характер кривых, нормированных к хондриту (McDonough, Sun, 1995). Концентрация РЗЭ в габбро и гранитах выше хондрита в 10–100 раз с накоплением легких РЗЭ относительно тяжелых и отчетливым Eu минимум (рис. 2д, е), что свидетельствует о глубокой дифференциации расплава и фракционировании плагиоклаза (Taylor, McLennan, 1985).

Таким образом, результаты исследования показывают, что граниты Мазаринского массива имеют массивную структуру и состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и слюд. Местами порода интенсивно преобразована. Граниты характеризуются нормальной и умеренной щелочностью и относятся к щелочно-известковой серии, что характерно для магматизма в обстановках рифтогенеза. Европиевый минимум на графиках распределения свидетельствует о глубокой дифференциации расплава и фракционировании плагиоклаза.

Геологические работы осуществлены в рамках государственного задания FMRS-2025-0014 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа).

Литература

Бажин Е.А., Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В. Геология, петрогеохимия и рудоносность гранитоидных массивов Башкирского мегантиклинория и зоны Уралтау. Петербург: Свое издательство, 2015. 208 с.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста барангуловского габбро-гранитного комплекса // Доклады академии наук. 2007. Т. 416. № 2. С. 1–6.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. U–Pb (SHRIMP)-возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // Доклады академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 206–212.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Шалагинов А.Э. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Издание второе. Лист N-40-XVII (Тирлянский). Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 337 с.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезо- протерозоя Южного Урала в свете новых U–Pb датировок. Геологический сборник. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. № 6. С. 3–4.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Синдерн С. U–Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона «in situ»: возможности и ограничения // Литосфера. 2020. Т. 20. С. 411–431.

Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей-кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

Collins W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982. Vol. 80. P. 189–200.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Peacock M.A. Classification of igneous rock series // *Journal of Geology*. № 39. 1931. P. 54–67.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // *Journal of Geology*. 1989. № 97. P. 261–280.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1985. 312 p.

А.О. Симанкова, Е.В. Пушкарёв

*Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
simankova@igg.uran.ru*

Состав расплавных включений в порфировых вкрапленниках оливина из пикритов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале

Аннотация. В работе представлены результаты изучения состава расплавных включений в порфировых вкрапленниках оливина из пикритов, впервые обнаруженных в Хабарнинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале. Пикриты образуют жильные тела, секущие долериты позднедевонского возраста. Порфировые вкрапленники в пикритах представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. Вкрапленники оливина замещены агрегатом вторичных минералов. Оливин содержит частично раскристаллизованные округлые расплавные включения размером 10–100 мкм скелетных или тонкопризматических кристаллов высокоглиноземистого и высокотитанистого клинопироксена (фассаита) и амфибола, погруженных в бурый криптокристаллический агрегат. Валовый состав включений соответствует пикриту. Состав кристаллических фаз расплавных включений отражает высокую температуру их кристаллизации из магнезиального расплава при высоком водном давлении, что может быть связано с «автоклавым» эффектом.

А.О. Simankova, E.V. Pushkarev

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,
Yekaterinburg, Russia*

Composition of melt inclusions in olivine phenocrysts from picrites of the Khabarny mafic-ultramafic allochthon in the South Urals

Abstract. The paper presents the results of study of the composition of melt inclusions in porphyritic olivine phenocrysts from picrites, which were found for the first time in the Khabarny mafic-ultramafic allochthon, South Urals. The picrites form vein bodies in the Late Devonian dolerites. The porphyritic phenocrysts in picrites include olivine, clinopyroxene and plagioclase. The olivine phenocrysts are replaced by an aggregate of secondary minerals. The olivine contains partly crystallized rounded melt inclusions 10–100 µm in size, which consist of skeletal or fine-prismatic crystals of high-Al and high-Ti clinopyroxene (fassaite) and amphibole embedded in a brown cryptocrystalline aggregate. The bulk composition of the inclusions corresponds to picrite. The composition of crystalline phases of melt inclusions reflects the high temperature of their crystallization from magnesian melt at high water pressure, which can be related to the “autoclave” effect.

Расплавные включения – это небольшие порции расплава, захваченные растущими кристаллами в процессе кристаллизации магмы. Такие включения являются важным источником информации о составе и параметрах кристаллизации расплавов (Плечов, 2014). Цель данной работы заключается в определении состава расплавных включений в оливине из пикритов, ассоциирующих с позднедевонскими долеритовыми дайками Хабарнинского мафит-

ультрамафитового аллохтона на Южном Урале. Пикриты впервые обнаружены во время проведения полевых работ на Хабарнинском массиве в 2025 г. Из отобранных образцов пикритов сделаны полированные шлифы и аншлифы с зернами оливина. Петрографическая характеристика пород выполнена на универсальном петрографическом-минераграфическом микроскопе Альтами ПОЛАР 3. Химический состав пород определен рентгенфлюоресцентным методом на СРМ-18 и СРМ-35 (аналитики И.А. Желуницын, Л.А. Татарина). Состав минералов пикритов и включений в оливине изучен на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 и на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira с ЭДС приставкой «Оксфорд» (аналитики В.А. Булатов, Н.С. Чебыкин). Все исследования были выполнены в ЦКП «Геоаналитик» (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург).

Хабарнинский массив расположен западнее г. Орска на Южном Урале и состоит из пяти магматических комплексов и метаморфических пород основания аллохтона (Ферштатер и др., 1984). Комплекс долеритовых даек входит в структуру Хабарнинского аллохтона. Данный комплекс даек выделен при геолого-съёмочном картировании территории, в ходе которого установлено, что дайки прорывают все породы Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона (Варлаков, 1978; Маегов, 1977). Длина отдельных тел долеритовых даек достигает 10 км, преобладающая мощность тел 10–15 м. В дайках отмечены зоны закалки, имеющие порфиновую структуру с мелкозернистой или криптокристаллической структурой основной массы. Долериты характеризуются узким диапазоном вариаций состава. Содержание TiO_2 варьирует от 1.6 до 2.2 мас. %, железистость составляет 0.55. Хондрит-нормализованный график распределения РЗЭ имеет субгоризонтальную форму. По химическому составу и геохимическим особенностям долериты соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов (СОХ). По данным изотопного датирования возраст долеритов соответствует позднему девону и укладывается в интервал 360–377 млн лет (Симанкова, Пушкарев, 2025).

Пикриты образуют жильные тела, секущие долеритовые дайки Хабарнинского аллохтона, мощность таких тел варьирует от 10–15 см до нескольких метров. Структура пикритов порфировая с тонкозернистой офитовой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. Основная масса содержит зерна пироксена, плагиоклаза, амфибола и титаномагнетита.

Вкрапленники плагиоклаза по составу отвечают битовниту An_{75-90} , клинопироксена – умеренно глиноземистому (2–4 мас. % Al_2O_3) диопсиду с железистостью 0.12–0.20 и содержанием TiO_2 0.5–1.5 мас. %. Вкрапленники оливина замещены бурым криптокристаллическим агрегатом, отвечающим по составу смеси хлорита и серпентина, с сохранением габитуса кристаллов. Титаномагнетит образует скелетные кристаллы и относится к высокотитанистой разновидности с содержанием TiO_2 17–21 мас. %, что отражает его магматическую природу и температуру кристаллизации на уровне 900 °C (Spencer, Lindsley, 1981). Состав пикритов характеризуется железистостью 0.25–0.36 и содержаниями MgO 15–25 мас. % и TiO_2 1.3–2.5 мас. %.

В оливине обнаружены округлые частично раскристаллизованные расплавные включения размером 10–100 мкм высокоглиноземистого и высокотитанистого клинопироксена (фассаита) и амфибола. Основная масса включений сложена бурым криптокристаллическим агрегатом хлорита, который, по-видимому, является продуктом девитрификации стекла. Наблюдается кристаллизация фассаита и амфибола на стенках включения. Валовый состав включений, измеренный методом площадного сканирования на электронном микроскопе, характеризуется железистостью 0.33, содержаниями MgO 15–20 мас. % и TiO_2 1.3–1.8 мас. %, что примерно соответствует валовому составу самих пикритов. Фассаит образует призматические и скелетные зерна размером от 5×6 до 60×20 мкм. Фассаит из включений отличается от состава вкрапленников клинопироксена из основной массы и содержит 10–14 мас. %

Al_2O_3 и 2–5 мас. % TiO_2 . Высокотитанистый амфибол образует игольчатые кристаллы по краям зерен фассаита размером до 50×5 мкм и формирует самостоятельные зерна размерами от 5×5 мкм до 10×20 мкм. Содержание TiO_2 в амфиболе достигает 6 мас. %. Температура кристаллизации амфибола из расплавных включений, рассчитанная по формуле $T = 273 \times (\text{Ti}/23\text{O}) + 877$ для температуры > 970 °С, где $\text{Ti}/23\text{O}$ это формульный коэффициент Ti , рассчитанный на 23 атома кислорода (Otten, 1984), составляет 900–1000 °С.

Фассаит является типовым минералом магнезиально-известковых скарнов, формирующихся при высоких температурах (Пушкарев и др., 2004). Имеется находка фассаита первичного высокотемпературного парагенезиса в метеоритах (Crozas, McKay, 1990). Клинопироксен с содержанием чермакитовой молекулы более чем 30 мол. % описан во включениях в оливине из авачитов (Портнягин и др., 2005), а в качестве порфириновых вкрапленников фассаит описан в базанитах Западной Камчатки (Перепелов и др., 2007). Позднемагматический высокоглиноземистый клинопироксен с высокой долей чермакитового компонента установлен в горнблендитах массива Светлый Бор Платиноносного пояса Урала (Готтман, 2014). В работах исследователи поддерживают предположение о том, что кристаллизация высокоглиноземистого низкремнистого клинопироксена фассаитового типа возможна во флюидонасыщенных условиях и при высокой фугитивности кислорода. Это подтверждается экспериментальными исследованиями (Onuma et al., 1981; Симакин и др., 2003). Подавление кристаллизации плагиоклаза может быть связано с присутствием больших количеств воды (> 5 мас. %) в исходном расплаве (Danyushevsky et al., 1996; Портнягин и др., 2005).

Полученные данные состава минералов из расплавных включений позволили предположить высокую температуру кристаллизации включений и флюидонасыщенный магнезиальный первичный расплав. Формирование крупного роя долеритовых даек с петрохимическими характеристиками базальтов СОХ типа и сопровождающих их титанистых пикритов свидетельствует о вероятном рифтогенно-плюмовом режиме магмогенерации в позднем девоне на Южном Урале.

Работа выполнена по госбюджетной теме № 123011800009-9.

Литература

Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 237 с.

Готтман И.А. Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2014. 23 с.

Маегов В.И. Петрология габброндов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Ю. Урал). Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. 254 с.

Перепелов А.Б., Пузаков М.Ю., Иванов А.В. и др. Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 524–546.

Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. М.: КДУ, 2014. 268 с.

Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю. Петрология «авачитов» – высокоглиноземистых базальтов Авачинского вулкана, Камчатка: II. Расплавные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 358–388.

Пушкарев Е.В., Бирюзова А.П., Гуляева Т.Я. Фассаит из метаморфических пород Хабаровинского габбро-ультрамафитового массива на Южном Урале // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. № 3. С. 89–97.

Симакин А.Г., Салова Т.П., Армиенти Т. Кинетика роста клинопироксена из водосодержащего гавайитового расплава // Геохимия. 2003. № 12. С. 1275–1285.

Симанкова А.О., Пушкарев Е.В. Базитовый магматизм СОХ-типа на рубеже среднего и позднего девона в Сакмарской зоне Южного Урала: геохронологические доказательства и геологические след-

ствия // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений металлогенических провинций Евразии. М.: ИГЕМ РАН, 2025. С. 184–186.

Ferhattep G.B., Mалахова Л.В., Бородинa Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 230 с.

Crozaz G., McKay G. Rare earth elements in Angra dos Reis and Lewis Cliff 86010, two meteorites with similar but distinct magma evolutions // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. Vol. 97. P. 369–381.

Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Estimation of the pressure of crystallization and H₂O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // *Mineralogy and Petrology*. 1996. Vol. 57. P. 185–204.

Onuma K., Akasaka M., Yagi K. The bearing of the system CaMgSi₂O₆–CaAl₂SiO₆–CaFeAlSiO₆ on fassaitic pyroxene // *Lithos*. 1981. Vol. 14. № 3. P. 173–182.

Otten M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 86. P. 189–199.

Spencer K.J., Lindsley D.H. A Solution MODEL for coexisting iron-titanium oxides // *American Mineralogist*. 1981. Vol. 66. P. 1189–1201.

Ю.В. Кисельников

*Всероссийский геологический научно-исследовательский институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия
yury.kiselnikoff@yandex.ru*

Температуры образования и возраст метаморфизма вмещающих пород Борзовского потенциального золоторудного узла, Северный Таймыр (научный руководитель – к.г.-м.н. В.В. Шатов)

Аннотация. В вулканогенных породах основного состава Борзовского потенциального золоторудного узла (Северный Таймыр) выделены три стадии метаморфизма и оценены температуры преобразований: 1) формирование актинолита и альбита при температурах около 400 °С; 2) образование роговой обманки, биотита, олигоклаз-андезина и К-Ва полевых шпатов при 450–730 °С; 3) кристаллизация клинохлора, эпидота, пирротина, пирита, ксенотима-У и фторапатита. Пиковая стадия преобразований соответствует контактовому метаморфизму амфибол-роговиковой фации. К-Аг возраст биотита (253 ± 5 млн лет) и Rb-Sr возраст биотита и плагиоклаза (248 ± 3 млн лет) согласуются со временем кристаллизации гранитоидов в позднем палеозое-раннем мезозое.

Yu. V. Kiselnikov

Karpinsky Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

Formation temperatures and geological age of metamorphism of host rock of the Borzovsky gold cluster, Northeastern Taimyr

Abstract. Three stages of metamorphic process are identified in mafic rocks of the Borzovsky gold cluster, Northeastern Taimyr: 1) formation of actinolite and Na-plagioclase at temperature of ~400 °С; 2) crystallization of hornblende, biotite, oligoclase-andesine and K-Ba feldspars at 450–730 °С; 3) formation of clinocllore, epidote, pyrrhotite, pyrite, xenotime-Y and fluorapatite. The peak stage of transformations corresponds to contact metamorphism of the amphibole-hornfels facies. The K-Ar age of biotite (253 ± 5 Ma) and Rb-Sr age of biotite and plagioclase (248 ± 3 Ma) are consistent with time of crystallization of granitoids in the Late Paleozoic-Early Mesozoic.

Введение. Металлогенический анализ Северного Таймыра позволил выделить ряд однотипных полигенных и полихронных рудоносных зон, характерным представителем которых является Борзовский потенциальный рудный узел, который отнесен к золото-сульфидно-кварцевому геолого-промышленному типу в вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексах (Качурина и др., 2013). В строении изученной площади принимают участие метабазиты, метаандезиты, метадациты и кварцитопесчаники, интенсивно дислоцированные и претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм в позднем рифее (Верниковский, 1996). Выше залегают углеродисто-терригенно-карбонатные толщи нижнего палеозоя, прорванные крупным массивом палеозойско-мезозойских гранитоидов со скрытым на глубине до 1 км побочным телом. В контактовом ореоле интрузии формируются кордиерит, роговая обманка, ставролит, биотит, андалузит и пирротин (Качурина и др., 2013).

Цель работы – определение ареала, минералогической зональности и генетического типа метаморфических преобразований вмещающих пород Борзовского золоторудного узла. В основу работы положены материалы, полученные в ходе среднемасштабных (1 : 100 000) полевых работ 2019, 2022 и 2023 гг. Шлифы изучались с помощью оптического микроскопа Leica DM2700P (200 шт.) и электронного микроскопа CamScan MV 2300 с энергодисперсионным спектрометром LINK Pentafet (пять проб, аналитик Е.Л. Грузова). По диаграммам состав-парагенезис (Ревердатто и др., 2017) определялась фация метаморфизма, для минеральной геотермометрии (Перчук, 1970; Holland, Blundy, 1994) использовано 36 анализов равновесно сосуществующих и контактирующих друг с другом минералов (амфиболов, плагиоклазов, биотита). Датирование биотита в одной пробе K-Ar методом выполнено в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик В.А. Лебедев), с использованием Rb-Sr изотопной системы в биотите и плагиоклазе (одна проба) и U/Pb (также одна проба) – в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, аналитики В.М. Саватенков и Н.Г. Ризванова).

Результаты исследований. Преобразование вулканогенных пород среднего-кислого состава выражается в формировании однообразных мелкокристаллических прожилков серицита и биотита и, в меньшей степени, эпидота. Минералогия пород основного состава гораздо более сложная и разнообразная, и ее анализ позволяет выделить три последовательные стадии метаморфизма.

Первая и вторая стадии выделены по зональным агрегатам амфиболов и плагиоклазов. Зерна амфиболов представлены бесцветным актинолитом во внутренних частях и темно-зеленой роговой обманкой – во внешних. Согласно (Hawthorne et al., 2012) по химическому составу амфиболы соответствуют магнезио-ферри-горнблендиту и ферри-чермакиту (рисунок а). Кристаллы плагиоклазов в ядерных зонах сложены альбитом и, реже, олигоклазом, а их оболочка состоит из олигоклаза-андезина (рисунок б).

Парагенезис актинолит-альбит (олигоклаз) является наиболее ранним, «низкотемпературным» (таблица) и, согласно (Ревердатто и др., 2017), соответствует фации зеленых сланцев регионального метаморфизма и альбит-эпидотовой фации контактовых метаморфитов.

Равновесно сосуществующие роговая обманка и олигоклаз-андезин выделены в следующую «высокотемпературную» стадию (таблица). Сочетание этих минералов свойственно амфибол-роговиковой фации (Ревердатто и др., 2017). К этой же стадии, вероятно, приурочены ангдральные выделения ксенотима-У, К-Ва полевых шпатов, барита, титанита и ильменита.

В позднюю стадию образованы прожилки хлорита и его псевдоморфозы по роговой обманке, скрыто- и мелкокристаллические агрегаты эпидота, тонкие каемки альбита, зерна фторapatита и кубического пирита. Эти минералы наложены на ранее сформированные агрегаты. Появление хлорита указывает на общее снижение температуры до значений менее 500 °С (Ревердатто и др., 2017).

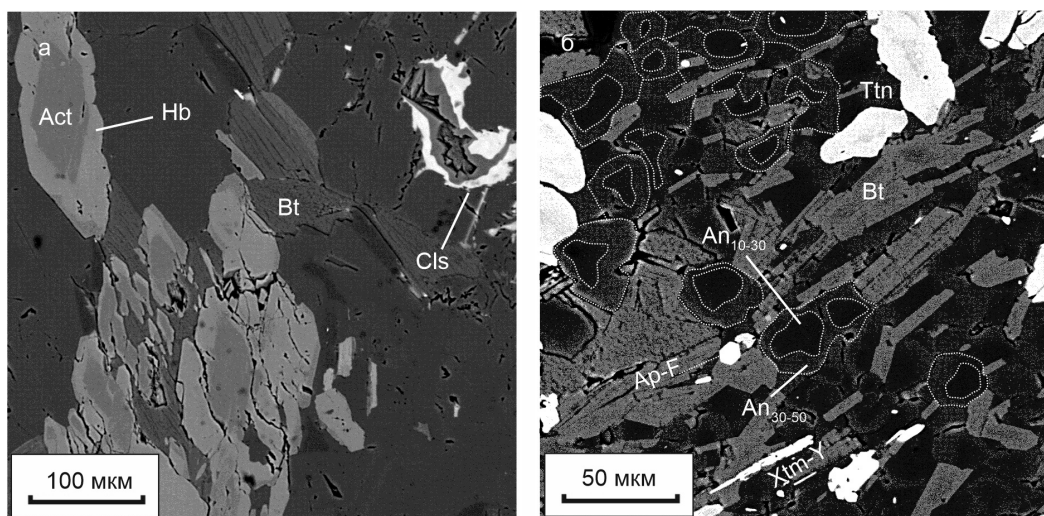


Рис. Зональность амфиболов и плагиоклазов: а – внутренние (более темные) и внешние зоны амфиболов, сложенные актинолитом и роговой обманкой, соответственно; б – ядра (более темные) и оболочки (более светлые) кристаллов плагиоклаза, представленные олигоклазом и андезином, соответственно (белым пунктиром показаны границы между зонами).

Act – актинолит, Bt – биотит, Ttn – титанит, Ab – альбит, An₁₀₋₃₀ – олигоклаз, An₃₀₋₅₀ – андезин, Hb – роговая обманка, Ap – апатит, Chl – хлорит, Cls – К-Ва полевой шпат, Xtm-Y – ксенотим-Y, Ap-F – фторапатит. Фотографии в обратно-рассеянных электронах.

Таблица

Результаты минеральной геотермометрии в метазахитах Борзовского потенциального золоторудного узла

Результаты термометрии	Образцы				
	19223-5	19209-1	99128-1	99129-2	49166-1
Первая стадия (начальная). Минералы: актинолит, альбит-олигоклаз					
T ^{Amp-Pl} , °C	<400 (1)	<400 (2)	<400 (1)	400 (2)	–
Вторая стадия (пиковая). Минералы: роговая обманка, олигоклаз-андезин, К-Ва полевые шпаты, биотит, барит, пирротин, титанит, ильменит					
T ^{Amp-Pl} , °C	450–600 (2)	550 (2)	520–550 (2)	580–600 (2)	470–500 (4)
*T ^{Amp-Pl} , °C	620–640 (2)	730 (2)	590–600 (2)	620–650 (2)	630–640 (2)

Примечание. В скобках указано количество анализов. Термометрия: T^{Amp-Pl} – амфибол-плагиоклазовая (Перчук, 1970); *T^{Amp-Pl} – амфибол-плагиоклазовая (Holland, Blundy, 1994). Прочерк – нет данных.

К-Аг возраст биотита из метаморфизованного метаандезита составил 253 ± 5 млн лет. С помощью Rb-Sr изохронной диаграммы установлено, что биотит и плагиоклаз формировались 248 ± 3 млн лет назад. К-Аг возраст роговой обманки из гранитоидов массива Южный составляет 252 ± 5 млн лет, а U/Pb возраст титанита – 250 ± 1.5 млн лет.

Обсуждение. Полученные данные указывают на обширный высокотемпературный контактовый метаморфизм вмещающих пород площади. Минералогическая зональность преобразований не соответствует простиранию основных складчатых структур региона. По мере удаления от границы массива данные минералы уступают место хлориту и эпидоту.

Подобные взаимоотношения зон контактового и регионального метаморфизма на Северном Таймыре были охарактеризованы ранее (Верниковский, 1996). Возраст метаморфизма, оцениваемый K/Ar методом по биотиту и Rb/Sr – по биотиту и плагиоклазу, согласуется со временем внедрения гранитоидов массива Южный (Vernikovsky et al., 2020).

Общая мощность толщ, подвергшихся высокотемпературным преобразованиям, составляет не менее 7 км, однако известно, что ширина роговиковых ореолов в связи с гранитными батолитами, как правило, не превышает 2–3 км (Реведратто и др., 2020). Значительные контактовые изменения можно объяснить расположением изученной площади над невоскрытым массивом гранитоидов.

Выводы. На площади исследованного объекта впервые выявлен обширный зонально построенный ореол контактового метаморфизма. Расположенные в его пределах жильно-метасоматические проявления Au, Cu, Ag и других элементов получили нижнее возрастное ограничение: не древнее процесса ороговикования вмещающих метавулканитов. Гидротермальная минерализация имеет надинтрузивное положение, следовательно, корректно ее соотношение с геолого-промышленным типом месторождений золота в деформированных экзоконтактах гранитоидных массивов. Внешняя граница амфибол-роговиковой фации может иметь рудоконтролирующее значение.

Литература

- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
- Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьев Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45-48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб: Картография ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
- Реведратто В.В., Лиханов И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: СО РАН, 2017. 331 с.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. IMA Report: 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.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Proskurnin V.F. et al. Late Paleozoic early Mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the Siberian craton during the Kara-Siberia oblique collision and plume events // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 571–611.

А.А. Хуурак, О.Н. Киселева, А.В. Котляров, Ф.И. Жимулев
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, Россия
khuurakaa@igm.nsc.ru

Минералогическая характеристика серпентинизированных ультрабазитов Аламбайской меланжевой зоны, Салаир

Аннотация. Изучены акцессорные и рудные хромшпинелиды в серпентинизированных ультрабазитах северного и южного сегмента Аламбайской меланжевой зоны Салаира. На севере хромшпинелиды отвечают хромиту и феррихромиту; платиноиды представлены самородным рутинием либо его оксидом. На юге ультрабазиты практически полностью серпентинизированы, акцессорная вкраплен-

ность представлена Cr-содержащим магнетитом (4–12 мас. % Cr₂O₃) с включениями ортопироксена и оливина. По химическому составу изученные хромшпинелиды близки хромшпинелидам из островодужных обстановок.

A.A. Khuurak, O.N. Kiseleva, A.V. Kotlyarov, F.I. Zhimulev
Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk, Russia

Mineralogical features of serpentized ultramafic rocks of the Alambay mélange zone, Salair

Abstract. Accessory and ore-bearing chromium spinels are studied in serpentized ultramafic rocks of the northern and southern segments of the Alambay mélange zone in Salair. In the north, chromium spinels correspond to chromite and ferrichromite; platinoids include native ruthenium or its oxide. In the south, the ultramafic rocks are completely serpentized; accessory minerals include Cr-bearing magnetite (4–12 wt. % Cr₂O₃) with orthopyroxene and olivine inclusions. In chemical composition, the studied chromium spinels are similar to those from island-arc settings.

Введение. Палеоокеанические комплексы в составе Аламбайской меланжевой зоны (АМЗ) Салаира, расположенной на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области, относятся к надсубдукционным (SSZ-типа) офиолитам. В геологическом строении зоны важная роль отводится меланжевым комплексам, в которых тектонически совмещены блоки и пластины ультрабазитов, базитов, амфиболитов, известняков и кварцитов (Жимулев и др., 2025). Объектом настоящего исследования являются ультрабазиты из офиолитовых пластин АМЗ. Впервые методом СЭМ изучен минеральный состав тяжелой фракции, выделенной из серпентинизированных ультрабазитов и массивного хромитита. Петрографическое изучение ультрабазитов (4 обр.) осуществлялось на поляризационном микроскопе Olympus BX 51. Химический состав хромшпинелидов и минеральных включений в них определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на СЭМ MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd).

Геологическая позиция. Офиолитовые массивы занимают центральную часть меланжевой зоны и ранее выделялись в качестве самостоятельного Салаирского гипербазитового пояса (Пинус и др., 1958). С севера на юг цепь массивов слагает прерывистую полосу протяженностью около 180 км, согласную с общей ориентировкой структур Салаирского орогена. По результатам геолого-съёмочных работ офиолитовые образования зоны были объединены в верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый комплекс раннекембрийского возраста, образованный апоперидотитовыми серпентинитами, телами пироксенитов и габброидов (Бабин и др., 2005).

В северную Тягун-Аламбайскую группу тел АМЗ входят два крупных массива – Верх-Аламбайский и Тогул-Сунгайский. Массивы имеют субмеридиональное простирание и представлены, главным образом, аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. В отдельных горных выработках Тогул-Сунгайского массива встречаются жилы хромититов (Лоскутов, 1993). Южная Мартыново-Шалапская группа массивов образует осевую часть юго-западного фланга Салаира. Базит-гипербазитовая ассоциация включает здесь серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, габброиды, базальты, а также блоки гранатовых амфиболитов ангурепского комплекса (Жимулев и др., 2024).

Минералогия ультрабазитов. В северной части АМЗ образцы аподунитовых серпентинитов и хромититов были отобраны из серпентинизированных ультраосновных тектониче-

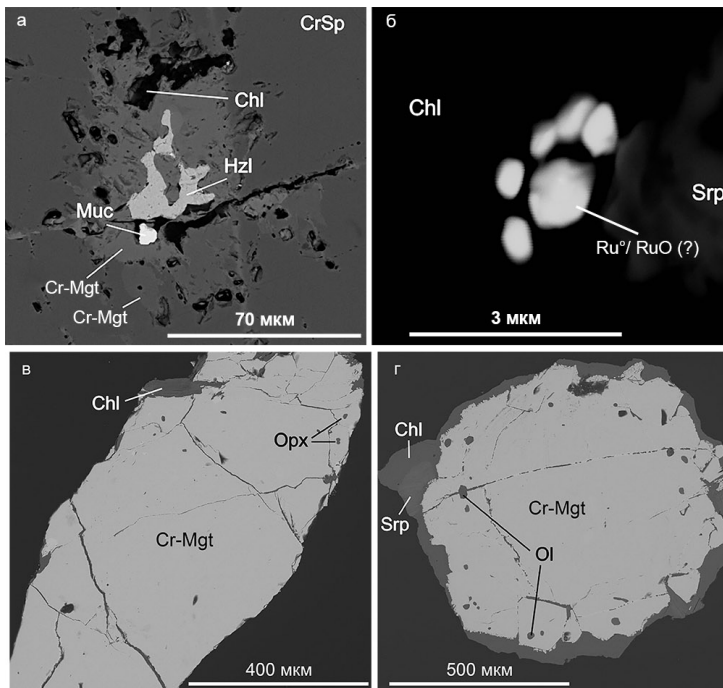


Рис. Шпинелиды АМЗ: а, б – хромитовая жила Тогул-Сунгайского массива; в, г – с силикатными включениями из серпентинитов южного сегмента АМЗ.

СЭМ фото. CrSp – хромшпинелид, Cr-Mag – хроммагнетит, Muc – маухерит, Hzl – хизлевудит, Ru⁰/RuO – самородный рутений либо оксид рутения, Chl – хлорит, Srр – серпентин, Opх – ортопироксен, Ol – оливин.

ских пластин (Жимулев и др., 2025). Оливин в аподунитовых серпентинитах полностью замещен мелкочешуйчатым антигоритом. Порода имеет метельчато-лучистую структуру. Встречаются единичные псевдоморфозы серпентина по ортопироксену с реликтами спайности. В серпентинитах присутствует акцессорный хромшпинелид в количестве до 1 %, крупные кристаллы разрушены. По химическому составу хромшпинелид отвечает хромиту и содержит (мас. %) 48–61 Cr₂O₃, 18–20 Al₂O₃, 0.5–12 Fe₂O₃. В катаклазированных зернах развивается магнетит, содержащий (мас. %) 0.2–2.2 MnO, 0.2–0.7 ZnO, 0.1–0.4 V₂O₃, 0.1–0.3 TiO₂. Породы пронизаны прожилками карбоната, талька и серпентина мощностью до 2 мм.

Хромититы из той же пластины имеют густовкрапленную и массивную текстуру. Структура от мелко- до крупнозернистой, порфиروبластовая с участками порфирокластовой. Текстура однородная. Минеральный состав: хромшпинелиды – 70–85 %, сульфиды и арсениды Ni – до 5 %, хлорит – 10–30 %, кальцит – до 10 %, самородный рутений либо оксид Ru (?) – единичные зерна. Зерна хромшпинелидов имеют субизометричную либо извилистую форму и размер 0.5–3 мм, сростания зерен достигают 10 мм и более. По химическому составу хромшпинелиды соответствуют хромиту и феррихромиту (мас. %): 39–68 Cr₂O₃, 3–21 Al₂O₃, 0.3–18 Fe₂O₃. В трещиноватых участках хромшпинелида, замещенных Cr-содержащим магнетитом, присутствуют сульфиды и арсениды Ni (рисунок а): хизлевудит, миллерит, орселит, маухерит и микрочастица сульфида (Ni и Cu) с примесью Au и Pd. Сопряженная с хромититами ЭПГ минерализация представлена очень редкими микрочастицами самородного рутения (рисунок, б) либо его оксида, содержащего 5.36–11.52 мас. % Os и 7.11–15.51 мас. % Ir.

В южной части АМЗ изучен апогарцбургитовый серпентинит, отобранный из коренного выхода в сухом логу рядом с ангурепской амфиболитовой пластиной (Жимулев и др.,

2024). Плохая обнаженность этого участка не позволяет говорить об истинных размерах тела. Минеральная ассоциация представлена минералами группы серпентина, реликтов оливина, ортопироксена и аксессуарными хромшпинелидами. Различные системы прожилков из агрегатов серпентина, кальцита, чешуек талька и волокон актинолита-тремолита рассекают серпентиновую матрицу. Структура породы метельчато-лучистая, массивная текстура. Оливин нацело замещен антигоритом с перекрестно-тонкопластинчатой структурой. Установлены псевдоморфозы серпентина по зернам пироксена (бастит) с реликтовой спайностью. Минералы группы шпинели по составу отвечают магнетиту или Cr-содержащему магнетиту (мас. %): 58–68 Fe₂O₃, 4–12 Cr₂O₃, 0.2–0.8 Al₂O₃, 0.4–0.5 Co, 0.8–1.6 Ni. Они содержат многочисленные включения ортопироксена (Mg# 90.2–92.2) и оливина (Fo 90–91; NiO 0.4–0.6 мас. %) (рисунок в, г).

Выводы. В серпентинизированных ультрабазитах северного сегмента АМЗ сохраняются реликты аксессуарного хромшпинелида без включений первичных силикатов. ЭПГ минерализация в хромититах представлена самородным рутением или его оксидом. В серпентинитах южного сегмента хромшпинелиды включают Cr-содержащий магнетит с включениями ортопироксена и оливина. По данным изучения состава хромшпинелидов из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов этих офиолитовых комплексов, ультрабазиты формировались в надсубдукционных обстановках (Котляров и др., 2025). Полученные новые данные по химизму хромшпинелидов и сопоставление с аналогами из перидотитов современных надсубдукционных зон с развитием бонинитового магматизма могут свидетельствовать о формировании рассмотренных офиолитов в обстановках примитивных островных дуг.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018).

Литература

- Бабин Г.А., Юрьев А.А. и др. Геологическая карта масштаба 1 : 1000000. Лист N-45-Новокузнецк. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005.
- Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Травин А.В., Фидлер М.А., Хуурак А.А. Шалапский меланж Аламбайской офиолитовой зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса), геологическое строение и особенности состава амфиболитов и зеленокаменных базальтов // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 3. Статья 0757.
- Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Фидлер М.А., Бехтерев Н.А. Состав, геологическое строение и модель формирования субдукционного меланжа Аламбайской меланжевой зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 10. С. 1231–1256.
- Котляров А.В., Жимулев Ф.И., Хуурак А.А. и др. Палеоостроводужная природа гипербазитов Аламбайской офиолитовой зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) по данным изучения состава хромшпинелей // Геосферные исследования. 2025. № 3. С. 104–119.
- Лоскутов И.Ю. Альпинотипные гипербазиты Центрального Салаира. Дис... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1993. 324 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Геосолтехиздат, 1958. 295 с.

**Ксенокристы плагиоклаза в пикритовых габбродолеритах Талнахской
интрузии: новые данные по микрокомпонентному составу двух
минералообразующих систем**
(научный руководитель – д.г.-м.н. *Н.Д. Толстых*)

Аннотация. В работе представлены новые данные о составе породообразующих и рудных минералов, формирующих два минеральных парагенезиса: (1) пикритовые габбродолериты и (2) ксенокристы плагиоклаза в них. Состав силикатов и рудных минералов показывает, что они отражают принципиально разные условия минералообразования. Клинопироксен из пикритовых габбродолеритов обогащен Ni и Cr и обеднен Zn и Mn, а магнетит и ильменит обогащены Cr и Mg по сравнению с составами этих минералов из ксенокристов, что отражает отличие химизма минералообразующих сред при формировании этих парагенезисов. Изоморфное вхождение Cr в клинопироксен, магнетит и ильменит в пикритовых габбродолеритах свидетельствуют о том, что «пикритовая» магма изначально обогащена Cr, что противоречит ранее выдвинутым гипотезам о накоплении хрома исключительно на постмагматическом этапе.

I.A. Kuzmin
*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk, Russia*

**Plagioclase xenocrysts in picrite gabbrodolerites of the Talnakh intrusion:
new data on trace element composition of two mineral-forming systems**

Abstract. The paper presents new data on the composition of rock-forming and ore minerals from two mineral assemblages: (1) picritic gabbrodolerites and (2) plagioclase xenocrysts in them. The compositions of silicates and ore minerals reflect different mineral formation conditions. Clinopyroxene from picritic gabbrodolerites is enriched in Ni and Cr and depleted in Zn and Mn, whereas magnetite and ilmenite are enriched in Cr and Mg compared to the compositions of these minerals from xenocrysts that reflects different chemistry of mineral-forming environments during the formation of these assemblages. The isomorphic Cr in clinopyroxene, magnetite and ilmenite in picrite gabbrodolerites indicates that the “picritic” magma was initially enriched in Cr, which contradicts previously proposed ideas on exclusive postmagmatic formation of chromite.

Введение. За последние десятилетия накоплен огромный объем аналитических данных, анализ которых заставил пересмотреть многие надежно укоренившиеся взгляды, заложившие основу теории формирования дифференцированных интрузий Норильского типа. Переломным моментом стал отход научных концепций от базовой парадигмы формирования всех горизонтов интрузий вследствие внутрикамерной дифференциации на месте становления (*in situ*) (Годлевский, 1959). Развитие получили модели, в рамках которых пикритовые габбродолериты являются продуктом кристаллизации отдельной порции ультрамафитовой магмы (Рябов и др., 2000; Малич и др., 2018). При этом если базовая концепция В.В. Рябова подразумевала внедрение ультраосновной и основной магм одновременно в виде двух несмешивающихся жидкостей, то в более поздних работах (Туганова, Шергина, 2003; Кузьмин, Толстых, 2026) выдвинуты предположения о частичной гибридизации ультраосновной и основной магм в глубинной камере или подводящем канале. Вещественные доказательства

этого процесса были показаны ранее на примере этих же ксенокристов плагиоклаза, находящихся в пикритовых габбродолеритах, на основе сравнения структурных особенностей и макрокомпонентного состава главных породообразующих минералов (Кузьмин, 2025). Эта работа продолжает наши исследования и добавляет новые свидетельства этого процесса (сравнительные характеристики микрокомпонентного состава силикатов и рудных минералов).

Материалы и методы. Ксенокристы плагиоклаза обнаружены в пикритовых и такситовых габбродолеритах в керне скважин СФ-15, -16 и -17. Для их изучения применялись локальные методы: оптическая микроскопия (микроскоп AxioScope.A1 Zeiss); сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с применением приборов, оснащенных энергодисперсионным (ЭД) спектрометром (MIRA3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+ / Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis)) и волновым дисперсионным (ВД) спектрометром (JXA8230 (Jeol Ltd., Токио, Япония)); масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и системой лазерного пробоотбора (ЛА-ИСП-МС) с применением системы из квадрупольного масс-спектрометра ThermoScientific iCap Qc в связке с установкой лазерной абляции ESL NWR.

Результаты. Плагиоклаз демонстрирует сопоставимые спектры распределения РЗЭ, которые характеризуются превышением легких РЗЭ над тяжелыми при La/Yb отношениях, достигающих значений 270, а также интенсивной положительной Eu аномалией (рисунок а), отличаясь по некоторым нормированным составам отдельных тяжелых РЗЭ. Клинопироксен из пикритовых габбродолеритов и ксенокристов имеет отрицательный наклон спектров распределения в области легких РЗЭ и горизонтальное положение – в области тяжелых РЗЭ. Отношение La/Yb не превышает 0.80. Отрицательная Eu аномалия различной интенсивности в пироксене характерна для обоих парагенезисов (рисунок б).

Концентрации Zn, Cr, Ni и Mn значительно отличаются в клинопироксене из двух исследованных парагенезисов наряду с установленными ранее содержаниями петрогенных элементов (Кузьмин, 2025). Наиболее информативен Cr: в пикритовых габбродолеритах его средняя концентрация в пироксене составляет 4724 г/т, тогда как в ксенокристах – на порядок ниже (748 г/т). Пироксен из пикритовых габбродолеритов характеризуется повышенным содержанием Ni (до 342 г/т) против 231 г/т в ксенокристах и пониженными концентрациями Zn и Mn (табл. 1).

В ксенокристах плагиоклаза рудная минерализация представлена магнетитом и ильменитом, в то время как для пикритовых габбродолеритов, кроме этих минералов, характерен хромит и дифференцированные сульфидные вкрапленники (они не рассматриваются в данной работе). Обогащенность системы Cr прослеживается не только в клинопироксене, но также отражается в составе ильменита и магнетита (табл. 2): магнетит из пикритовых габбродолеритов, содержит, в среднем, 17.24 мас. % Cr₂O₃. Отдельные зерна и ламели ильменита в пикритовых габбродолеритах, в среднем, содержат около 1 мас. % Cr₂O₃, при этом концентрация Cr в ильмените и магнетите из ксенокристов ниже или на грани предела его обнаружения. Вторым важным индикатором, рассмотренным ранее (Кузьмин, 2025), является обогащение

Таблица 1

Средние концентрации микрокомпонентов в клинопироксене из пикритовых габбродолеритов (1) и ксенокристов (2) (г/т)

	Cr	Ni	Zn	Mn
1	4724	342	44	1372
2	748	231	75	1930

Примечание. ЛА-ИСП-МС данные. Значения округлены до целых чисел.

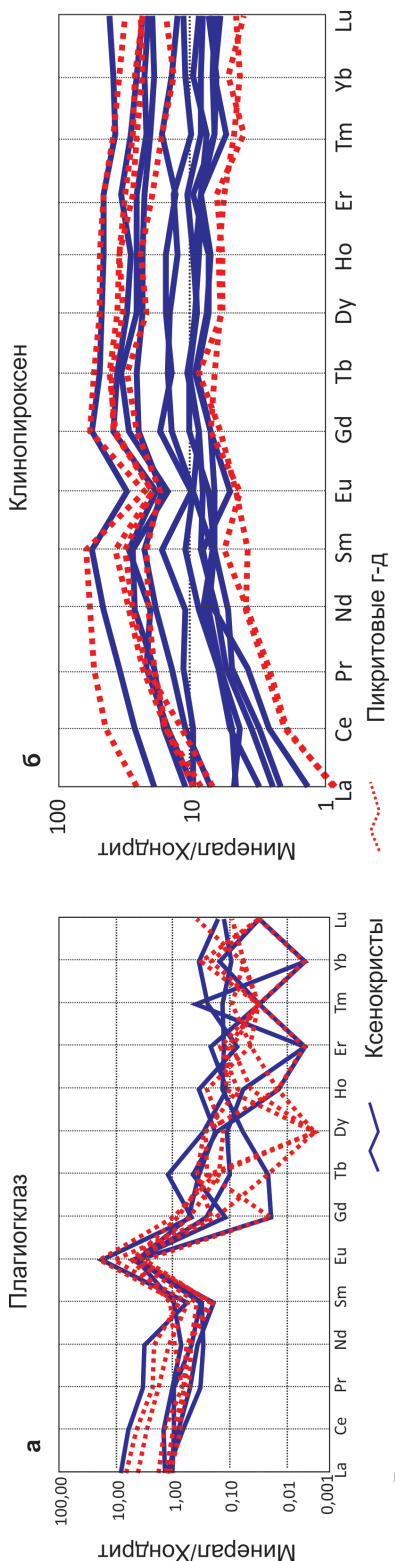


Рисунок. Спектры распределения РЗЭ в плагиоклазе (а) и клинопироксене (б), нормированные на состав хондрита по (Boynnton, 1984) в ксенокристах плагиоклаза и матрице пикритовых габбродолеритов.

пикритовых габбродолеритов MgO, что напрямую прослеживается в количестве оливина и его индексе магнезиальности. Состав рудных минералов также отражает обогащенность исходного расплава MgO, что отчетливо прослеживается по концентрации этого компонента в ильмените и магнетите из пикритовых габбродолеритов по сравнению с содержаниями MgO в ильмените и магнетите из ксенокристов (табл. 2).

Выводы. Таким образом, сопоставимые спектры распределения РЗЭ в плагиоклазе и клинопироксене из пикритовых габбродолеритов и ксенокристов свидетельствуют, вероятно, о едином первичном магматическом источнике совместно кристаллизующихся пироксена и плагиоклаза в двух независимых системах. Микрокомпонентный состав клинопироксена (Cr, Mn, Zn и Ni) подчеркивает отличия минералообразующих сред каждого из парагенезисов. Изоморфное вхождение Cr в клинопироксен, магнетит и ильменит в пикритовых габбродолеритах, наряду с присутствием собственных минералов Cr в этих породах (хромитовый горизонт), свидетельствует о том, что «пикритовая» магма изначально была обогащена хромом, в противовес точке зрения (Рябов и др., 2000) о его постагматическом накоплении во флюидной фазе. Новые эмпирические данные дополняют и усиливают ранее полученные выводы о том, что крупные включения плагиоклаза (ксенокристы), включенные в матрицу габбродолеритов, являются захваченными из другой геохимической среды. Это обстоятельство напрямую свидетельствует о смешении магм различного состава при формировании Талнахской интрузии.

Автор благодарен И.Ф. Чайка и А.Э. Изюха за научно-методические консультации, а также директору департамента минеральных ресурсов ООО «Норильский Никель» А.А. Карпузову за предоставление доступа к ядру скважин и сотрудникам ООО НН «Технические Сервисы» за помощь в организации и проведении работ по отбору проб и предоставление соответствующих сопроводительных документов. Аналитические работы проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке Базового проекта Института геологии и минералогии СО РАН № FWZN-2026-0003.

**Средний состав рудных минералов в пикритовых габбродолеритах
и ксенокристаллах плагиоклаза (мас. %)**

Минерал	MgO	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	V ₂ O ₃	ZnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
Пикритовые габбродолериты										
Хромит	8.06	15.63	36.40	0.26	0.42	0.15	1.95	36.07	0.13	99.12
Магнетит	3.93	4.91	65.07	0.43	0.88	0.08	4.56	17.24	0.29	97.44
Ильменит	8.02	–	36.59	0.65	0.10	–	52.57	1.02	0.07	99.07
Ксенокристаллы плагиоклаза										
Магнетит	0.93	1.56	89.59	0.20	0.33	0.02	1.52	0.03	0.20	94.37
Ильменит	5.75	0.03	39.54	1.55	0.04	–	51.11	–	0.03	98.08

Примечание. Анализы получены с применением волнового дисперсионного спектрометра. Прочерк – концентрация ниже предела обнаружения.

Литература

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М. Госгеолтехиздат, 1959. 63 с.

Кузьмин И.А. Мегакристаллы плагиоклаза как индикатор гибридной природы пикритовых габбродолеритов северо-восточной ветви Талнахской интрузии, Норильский район // *Металлогения древних и современных океанов-2025. От гипотез рудогенеза к критериям прогнозирования.* Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2025. С. 205–208.

Кузьмин И.А., Толстых Н.Д. Минералого-геохимические особенности и механизм формирования горизонта пикритовых габбро-долеритов северо-восточной ветви Талнахской интрузии (Норильский район) // *Геология и геофизика.* 2026. <https://doi.org/10.15372/GiG2025168>

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. 287 с.

Рябов В.В., Шевко А.А., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2000. 408 с.

Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия // *Региональная геология и металлогения.* 2003. № 17. С. 140–146.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies geochemistry of the rare earth elements // *Developments in Geochemistry. Rare Earth Element Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 1984. Vol. 2. P. 63–114.

Petrography and disequilibrium textures from enclaves in Myllichem granite, Shillong Meghalaya gneissic complex, India

Abstract. The Myllichem granites (Meghalaya gneissic complex, India) contain mafic microgranular enclaves (MMEs), the most fascinating feature of the granite, which provides evidence of the coexistence of magmas with different compositions. The MMEs in the Myllichem pluton are spheroidal and ellipsoidal, which delineate the mafic globule assemblages that were present in the pluton. The reason for mafic magma intrusion is assumed to be magmatic underplating caused by mantle magma. The MMEs show tapered sharp ends corroborating the occurrence of magmatic compressions. Petrography of the MMEs and granites indicates that the enclaves formed by mingling of magma within a magma chamber, which retained the disequilibrium textures indicating inhomogeneous mixing of mafic and felsic magma.

В. Деви^{1, 2}, Р. Кумар²

¹ – Камчатский государственный университет им. В. Беринга,
Петропавловск-Камчатский, Россия

² – Северо-восточный университет Хилл, Шиллонг, Мегалайя, Индия

Петрография и неравновесные текстуры включений в гранитах Миллием, гнейсовый комплекс Шиллонг, Мегалайя, Индия

Аннотация. Граниты Миллием (гнейсовый комплекс Мегалайя, Индия) характеризуются присутствием микрозернистых мафических включений (ММВ), свидетельствующих о сосуществовании магм различного состава. ММВ имеют сферическую и эллипсоидальную форму, что указывает на наличие глобул мафических пород. Причиной внедрения мафической магмы считается магматический андерплейтинг, вызванный мантийной магмой. Морфология включений характеризуется заостренными концами, что подтверждает магматическое сжатие. Петрографический состав ММВ и гранитов указывает на то, что ММВ образовались в результате смешения магмы внутри магматической камеры, сохранившей неравновесные текстуры, указывающие на неоднородное смешение основной и кислой магмы.

Introduction. The Meghalaya Plateau, located in the northeastern India, is considered an extension of the Indian Peninsular Shield. It is recognized as tectonically detached segment of the Chhottanagpur Granitic Gneissic Complex (CGGC) (Dwivedi et al., 2020; Kumar et al., 2022) and covers an area of 25 000 km² with active tectonic settings. The Meghalaya gneissic complex includes numerous significant granitic plutons with Myllichem granites (Fig. 1), which is noted for enclaves distributed in pink and gray granites. The Myllichem granites, exposed to the south of Meghalaya, are the least studied in terms of the process of formation, especially the development of enclaves. This research aims to provide field data, petrographic analysis and geometrical evidence of magma mingling that produced enclaves in the Myllichem plutons. The enclaves observed in Myllichem exhibit correlations with magma mixing and mingling phenomena reported in neighbouring plutons, such as South Khasi Granitoid enclaves (Kumar et al., 2017) and Nongpoh granitoid enclaves (Sadiq et al., 2017). This study was conducted to clarify mixing and mingling of different magmas in the Myllichem granite to substantiate their genetic link with other plutons exposed over the plateau.

Field study. The mafic microgranular enclaves (MMEs) in the plutons are spheroidal, ellipsoidal to subrounded, with some phenocrysts of host rock (Fig. 2a). Field observation

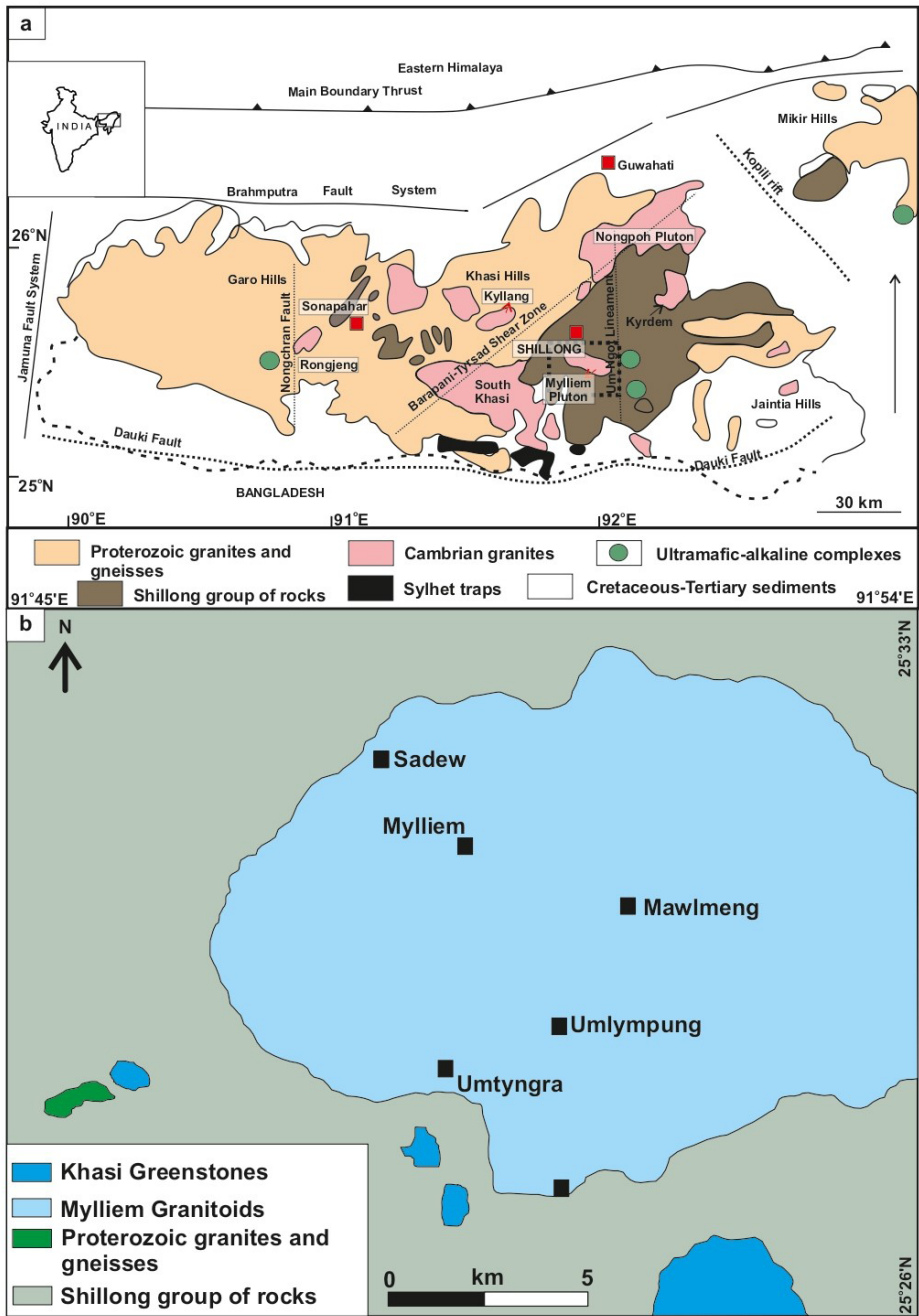


Fig. 1. Geological map of the study area with Myllem Pluton, modified after (Kumar et al., 2017).

indicates the incorporation of mafic magma as a globule within a cooling granitic pluton. A fine-grained texture of enclaves indicates rapid crystallization due to the temperature contrast between magmas. Hybrid zones between the enclave and host rocks demonstrate mechanical mixing features corroborated through petrography. Certain MMEs were identified with inclusion of felsic

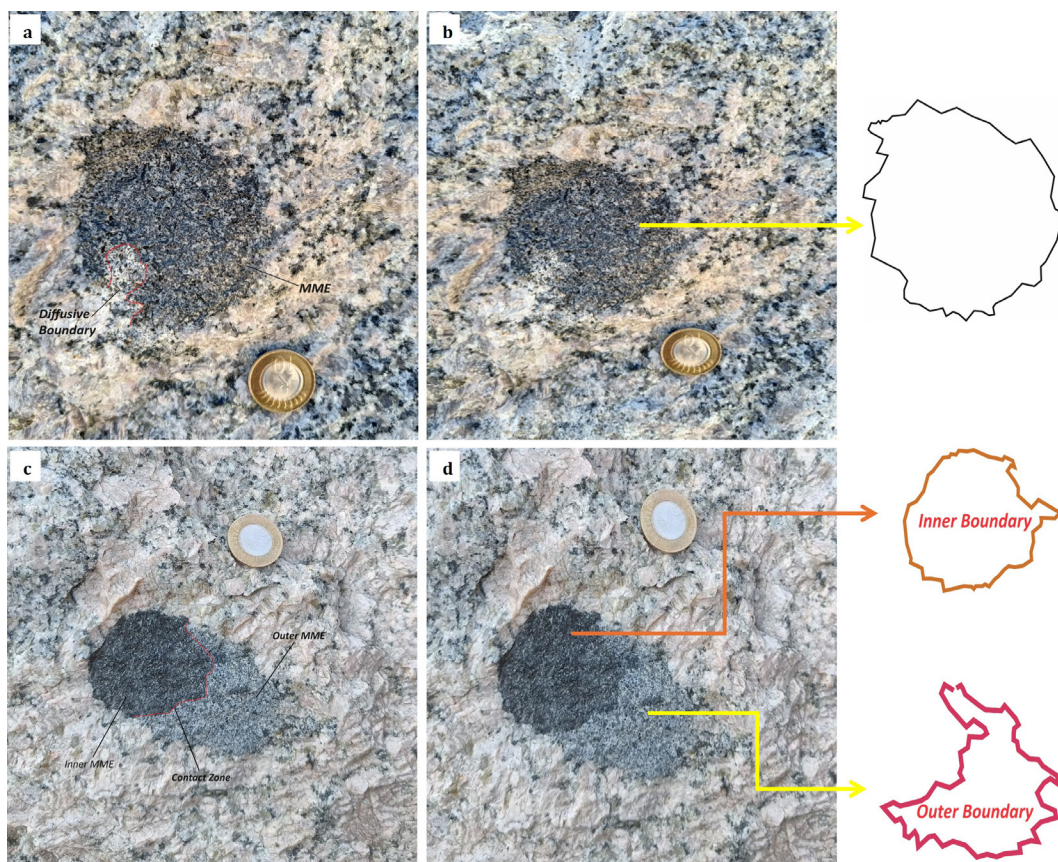


Fig. 2. Field photographs of enclaves and their geometrical figures.

xenocrysts, predominantly, K-feldspar grains, implying the mechanical mixing of magmas under cooling conditions. The observation of rare double-layered enclaves was a major breakthrough in field studies (Fig. 2c), which showed variation in mechanical mixing across distinct zones developed through magmatic interaction.

Geometry of enclaves. Geometrical figures of the enclaves were created to identify the tapered ends of the originally rounded MMEs (Figs. 2b, 2d), primarily due to viscosity contrast between liquid mafic and viscous felsic magmas. The MME roundness is most probably caused by crystal loss from their margin by mechanical process during transport or thermal erosion during their transport in convectively active felsic magma chamber (Narshimha, Kumar, 2024). This study suggests that the initial mafic magma globule underwent significant compression and mechanical deformation from the viscous felsic magma, causing geometrical shifts in the shape of the enclaves.

Petrography of host rock and enclaves. The granitic host rock exhibits a porphyritic texture characterised by abundant K-feldspar phenocrysts, mainly, microcline and orthoclase, which are enclosed in fined-grained groundmass composed of quartz, plagioclase, muscovite, and biotite. Quartz occurs in subhedral forms with gray to white interference colour, low refractive index and numerous tiny inclusions. K-feldspar is present as phenocrysts and megacrysts with anhedral irregular boundaries. Biotite occurs as anhedral to subhedral grains with well-defined cleavage and is the most common mafic mineral in the granite. The accessory minerals include zircon and Fe-oxides, occurring as euhedral assemblages in patches.

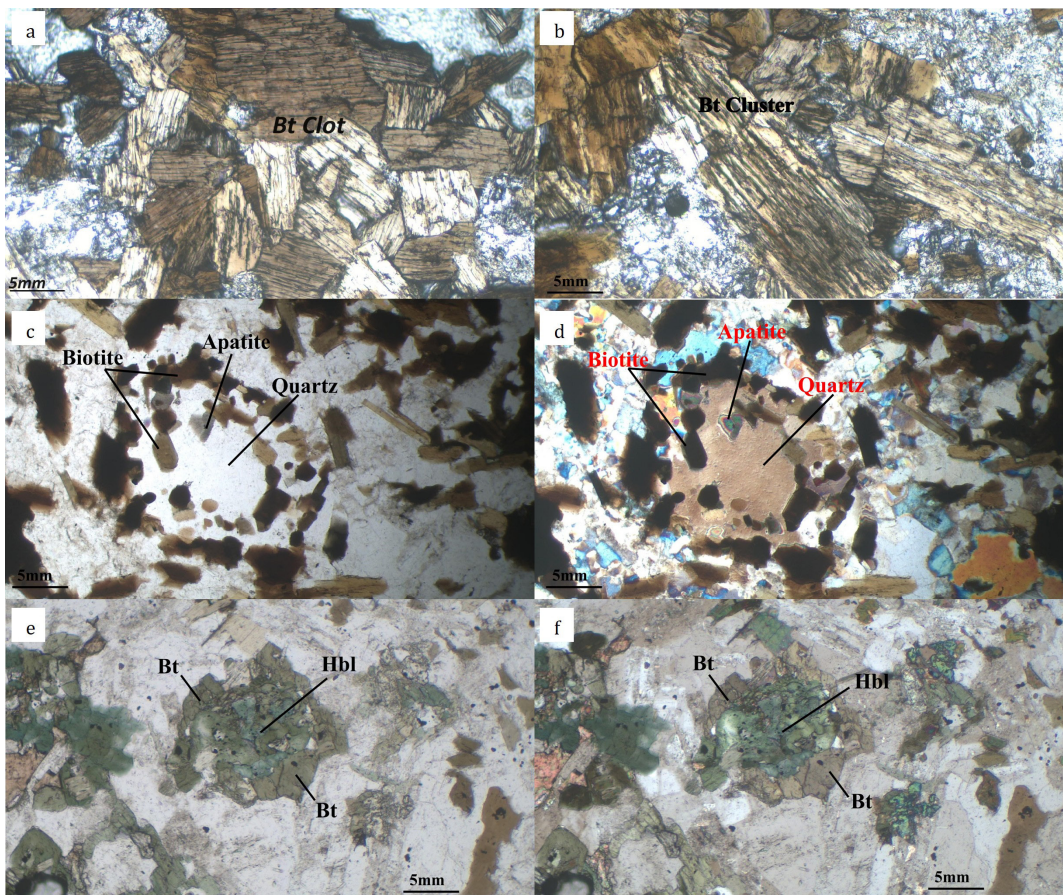


Fig. 3. Photomicrographs displaying disequilibrium textures of microgranular enclaves.

The MMEs, on the other hand, exhibit fine-to medium-grained, subhedral, equigranular textures with varied modal mineralogy compared to the host rocks. They are composed mainly of quartz, plagioclase, biotite, and hornblende with accessory zircon and Fe-oxides. Some of the zircon inclusions within the biotite show pleochroic haloes. The disequilibrium textures are preserved in the form of biotite clusters (Figs. 3a, 3b) and quartz atoll texture (quartz surrounded by biotite in a double circular outline (Figs. 3c, 3d)), corona texture (Figs. 3e, 3f), indicating magma mingling and mechanical mixing (Sadiq et al., 2017; Hazarika et al., 2024). The enclaves commonly display fine-grained margins against the host granite, suggesting rapid cooling and interaction with surrounding felsic magma. The overall preserved mineral assemblages and textures indicate incomplete equilibration and support magma mingling between mafic and felsic magmas within the magma chamber.

Regional magmatic framework. The Shillong Meghalaya Gneissic Complex records felsic magmatic events from Pan-African orogeny through various granitoids plutons, including Mikir, Kaziranga, Nongpoh, Rongmil, Myllem, and East Khasi Kills (Kumar et al., 2017). The MMEs formed in the felsic magma chamber is considered to be caused by mafic magma intrusion. The MME mineralogical assemblage in the Myllem granite aligns with that of the nearby regions, such as the Nongstoin-Markasa Rambrai area (charnockite, meta-dolerite, and mafic granulites) and the Sonopahar-Goalpara region (meta-dolerite and two-pyroxene mafic granulites), all linked to the Pan-African orogenic cycle during Gondwana times (Dwivedi et al., 2020; Hazarika, Bibhuti, 2023).

The chemical dating of Nongstoin charnockites and Sonopahar two-pyroxene granulites feature a recrystallized pyroxene and plagioclase grains with ages 520 to 460 Ma (Dwivedi et al., 2020; Borah et al., 2024). The elemental exchange between enclaves and host is a result of heat diffuse from hotter MME into surrounding granitic magma (Tate et al., 1997), with fast-diffusing cations like H and Al first moved from felsic to mafic followed by sluggish K diffusion that facilitated replacement of amphibole by biotite-rich matrix in the MMEs (Castro, Stephens, 1992; Ubide et al., 2014). The back-veining process assumed to be the cause of double-layered enclaves, triggered disaggregation of biotite rich matrix to produce biotite-rich clusters in the outer MME layers (Hazarika et al., 2024). The inner MME layers remained unaffected by back-veining process and display homogeneous mineral distribution, such that these regions did not undergo any disaggregation to produce specific clusters.

Conclusions. The petrography, field, and geometrical data provide evidence of magma mingling phenomena, which produced enclaves with hybrid rims preserved in the host rock. The mechanical mixing of felsic and mafic magma is preserved as disequilibrium textures such as corona texture, quartz atoll texture, and biotite clustering. Double-layered enclaves were ascertained with mechanical mixing of mafic and felsic minerals in a varied style, creating an intermediate zone between mafic and felsic magma.

The author acknowledges the Department of Earth Science, Vitus Bering Kamchatka State University and Department of Geology, North Eastern Hill University for the institutional and financial support.

References

Borah D., Chauhan H., Saikia A., Gogoi B. Petrogenesis of high-Mg andesites from the Proterozoic Shillong Basin, Northeast India: evidence for continuation of the Central Indian Tectonic Zone to the Assam-Meghalaya Gneissic Complex and its implications for the Columbia supercontinent reconstruction // *International Geology Review*. 2024. Vol. 66. P. 734–754.

Castro A., Stephens W.E. Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alka line granitic rocks and their enclaves // *The Canadian Mineralogist*. 1992. Vol. 30. P. 1093–1112.

Dwivedi S.B., Theunuo K., Kumar R.R. Characterization and metamorphic evolution of Mesoproterozoic granulites from Sonopahar (Meghalaya), NE India, using EPMA monazite dating // *Geological Magazine*. 2020. Vol. 157. P. 1409–1427.

Hazarika G., Bibhuti G. Fractal analysis and geochemical characterization of mafic magmatic enclaves in the Kathalguri Pluton, Mikir Massif (Northeast India): implications for Pan-African bimodal magmatism // *International Journal of Earth Sciences*. 2023. Vol. 112. P. 685–705.

Hazarika G., Hiredya C., Bibhuti G. Fractal analysis and formation of biotite clots within double-layered mafic magmatic enclaves in the Bamuni Pluton, Mikir Massif, Northeast India // *Periodica Mineralogia*. 2024. Vol. 93. P. 85–103.

Kumar S. et al. Geochemistry of Proterozoic and Cambrian granites from Meghalaya Plateau, north-east India: Implication on petrogenesis of post-collisional, transitional from I-type to A-type felsic magmatism // *Geological Journal*. 2022. Vol. 57. P. 1476–1510.

Kumar S. et al. Geochemistry and U–Pb SHRIMP zircon geochronology of microgranular enclaves and host granitoids from the South Khasi Hills of the Meghalaya Plateau, NE India: evidence of synchronous mafic–felsic magma mixing fractionation and diffusion in a post-collision tectonic environment during the Pan African orogenic cycle // *Geological Society, London, Special Publications*. 2017. Vol. 457. P. 253–289.

Narshimha Ch., Kumar S. Syntectonic shear-induced emplacement of crystallizing granite magmas evident from magmatic shear sense, mafic schlierens, and microgranular enclaves in the Mesoproterozoic A-type Kanigiri Pluton, Nellore Schist Belt, Southeast India // *Journal of the Geological Society of India*. 2024. Vol. 100. P. 639–646.

Sadiq M. et al. Mineralogy, geochemistry and geochronology of mafic magmatic enclaves and their significance in evolution of Nongpoh granitoids, Meghalaya, NE India // *Geological Society, London, Special Publications*. 2017. Vol. 463. P. 171–198.

Tate M.C., Clarke D., Heaman L.M. Progressive hybridization between Late Devonian mafic-intermediate and felsic magmas in the Meguma zone of Nova Scotia, Canada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. Vol. 126. P. 401–415.

Ubide T. et al. The relevance of crystal transfer to magma mixing: a case study in composite dykes from the Central Pyrenees // *Journal of Petrology*. 2014. Vol. 55. P. 1535–1559.

ЧАСТЬ 3. ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СВЯЗАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

М.А. Юдовская

*Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва
CIMERA, Университет Витватерсранд, г. Йоханнесбург, Южная Африка
myudov@gmail.com*

Обстановки рудообразования стратиформных месторождений на примере гигантов Центрально-Африканского медного пояса

Аннотация. Рассматриваются модели образования стратиформной медной минерализации Центрально-Африканского Медного Пояса. Современные данные показывают, что месторождения формируются на контакте красноцветных и сероцветных отложений на разных стратиграфических уровнях. Текстурные и изотопно-геохимические данные предполагают наложенный характер минерализации в неопротерозойских гляциальных диамиктитах по отношению к этапам седиментации и диагенеза.

М.А. Yudovskaya

*Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and
Geochemistry RAS, Moscow, Russia
CIMERA, University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa*

Ore formation settings of stratiform deposits: example of giants of Central African copper belt

Abstract. Models of the formation of stratiform copper mineralization in the Central African Copper Belt are discussed. Current data indicate that deposits form at the contact of red and gray sediments at different stratigraphic levels. Textural and isotopic-geochemical data suggest superimposed mineralization in Neoproterozoic glacial diamictites relatively to sedimentation and diagenesis.

Стратиформные месторождения в осадочных разрезах (*Sediment-Hosted Stratiform Copper – SHSC*) вмещают около 20 % мировых запасов меди (Zientek et al., 2014), уступая в этом только порфировому типу медных месторождений. Последние часто содержат попутное золото, тогда как SHSC месторождения являются одними из основных источников кобальта и серебра. Порфировые месторождения связаны с интрузивами в поясах вдоль границ плит, тогда как стратиформная медь приурочена к обломочным и карбонатным отложениям в пределах крупных интраконтинентальных, часто рифтогенных, осадочных бассейнов. Супергигантские SHSC месторождения с более чем 20 млн т меди известны в четырех бассейнах: палеопротерозойском Кодаро-Удоканском, неопротерозойском Центрально-Африканском (Катангском) медном поясе, девонском бассейне Чу-Сарысу и пермском Центрально-Европейском бассейне Цехштейна, при этом катангские месторождения, в целом, отвечают примерно за половину мировых ресурсов стратиформной меди, составляющих около 310 млн т (Zientek et al., 2014).

Современные модели показывают с высокой уверенностью, что сульфиды меди и других металлов концентрируются на сероводородных геохимических барьерах, а выносятся флюидом из красноцветных формаций (Лурье, 1988; Hitzman et al., 2005; Габлина и Мали-

новский, 2008). Красный цвет пород источника обусловлен наличием дисперсных оксидов и гидроксидов окисного (трехвалентного) железа (гидрогематит, гетит), устойчивых в окислительных условиях аридного климата. Эти условия благоприятны для формирования эвапоритов и могут длительно поддерживаться при отсутствии органического вещества, сероводорода или любых других восстановителей.

А.М. Лурье (1988) показал диапазон рН-Eh условий благоприятных для транспорта одновалентной меди, которая, в отличие от двухвалентной, характеризуется высокой подвижностью в виде хлоридных и других комплексов. Отсутствие восстановителей в красноцветной толще способствует длительной миграции комплексов меди с ее последующим осаждением на контакте с сероцветными восстановленными отложениями, как правило, обогащенными углеродистым веществом и/или закисными формами двухвалентного железа в сульфидах, силикатах и карбонатах (Лурье, 1988). Эта «водородная» (Лурье, 1988) модель согласуется с большинством эмпирических наблюдений в разных бассейнах, как подчеркивалось с самого начала их исследований, однако не объясняет многих частных, таких как очевидный тектонический контроль некоторых эпигенетических рудных тел, существенно более молодой возраст минерализации по сравнению с вмещающими толщами, а также распространение минерализации в подстилающие породы древнего фундамента.

Нет полного согласия и в вопросе источника сероводорода. Лурье (1988) полагал, что сероводород в сероцветных толщах образовывался за счет жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, в дальнейшем формируя диагенетические сульфиды железа. Этот механизм согласуется с общей закономерностью более позднего образования сульфидов меди по сравнению с сульфидами железа в стратиформных залежах. Другим возможным механизмом отложения сульфидов является восстановление, вызванное реакцией с углеродистым веществом или компонентами мигрирующих нефтей (Hitzman et al., 2005). Эти авторы полагают, что критическим фактором также является присутствие эвапоритов над редуцированными отложениями, что является литологическим барьером для флюида и источником циркулирующих рассолов. В свою очередь, присутствие эвапоритов связывается с периодами оледенения, за которыми следовали периоды усиленного осадконакопления в условиях потепления, что способствовало заполнению бассейнов, компакция и последующему галокинезу (Hitzman et al., 2010; Selley et al., 2018). Связь между таянием континентальных ледников при потеплении после глобальных оледенений и накоплением стратиформной меди отмечалась неоднократно (Габлина, Малиновский, 2008). Особенно ярко связь этих факторов проявлена на месторождениях Камоа-Какула на западной периферии Медного пояса Конго, северной части Катангского пояса.

Катангский пояс наследует ориентацию внутрикратонного рифта, развивавшегося в период от ~840 до ~535 млн лет (Selley et al., 2018). Континентальные осадочные отложения залегают с несогласием на архейском-мезопротерозойском гранитном фундаменте и подразделяются на группы Роан, Нгуба и Кунделунгу (Selley et al., 2018). В поясе Конго группа Роан исторически подразделяется на подгруппы R.A.T., Майнс, Дипета и Мваша, тогда как в Замбийском поясе выделяются Нижний и Верхний Роан, и та же Мваша. Разница связана с разными стратиграфическими схемами, использованными двумя европейскими геологическими школами в колониальный период в бывших Северной Родезии (ныне Замбии) и Заире (Конго). В основании групп Нгуба и Кунделунгу залегают диамиктиты формаций Гранд Конгломерат и Петит Конгломерат, соответствующие стертскому (717–659 млн лет) и более позднему мариноанскому оледенениям (645–635 млн лет), соответственно (Hoffman et al., 2017).

Формация Гранд Конгломерат является маркирующим горизонтом Катангского бассейна на площади около 65 000 км² (Selley et al., 2018). Обе формации диамиктитов перекрыты покровными («венчающими») карбонатами, именуемыми локально Капонда, Каконтве, Кипуши и Луселе (Kampunzu et al., 2009), вверх по разрезу сменяющимися известковистыми

обломочными породами. В ходе последующего орогенеза сформирована Луфилианская дуга, путем сложного наложения складок, надвигов и активной соляной тектоники (Selley et al., 2018). Конголезская часть пояса, северная и центральная части дуги более подвержены соляной тектонике, тогда как замбийская южная часть испытала ограниченный галокинез, но более высокую степень метаморфизма и общего погружения.

Крупнейшие медно-кобальтовые месторождения сосредоточены на периферии бассейна и сменяются уран-никель-кобальтовыми и свинцово-цинково-медными в направлении вглубь бассейна. Минерализация в большинстве месторождений локализована в подгруппе Майнс, хотя часть месторождений, в том числе гигантских, как, например, Кипуши и Кансанши, находятся в группе Нгуба, что связывалось с их существенно эпигенетическим происхождением. Месторождение Камоа-Какула приурочено к контакту красноцветных отложений Мваша и сероцветных гляциальных диамиктитов Гранд Конгломерат, что резко контрастирует с позицией соседних месторождений к востоку, локализованных в разрезах группы Роан (Twite et al., 2019). Отдельные пачки диамиктитов перемежаются со слоистыми и массивными пиритовыми сланцами, которые являются специфической составляющей местной стратиграфии Гранд Конгломерат. Диамиктит содержит варьирующие пропорции плохо отсортированных, округлых и угловатых обломков кварца, сланцев, долеритов и гранитов.

Открытие месторождения Камоа-Какула стало результатом осмысления поисковых данных литогеохимии, шлиховой съемки, аэромагнитной съемки и радиометрии, а также бурения (Broughton, Rogers, 2010) на площадях, которые ранее рассматривались как неперспективные. Минерализация вкрапленного и реже массивного типа локализована близко к поверхности в диамиктитах и прослоях сланцев и характеризуется зональностью типичной для SHSC месторождений, где халькозин на контакте с красноцветной толщей сменяется последовательно борнитом и халькопиритом, а далее вверх по разрезу пиритом. Четыре генерации пирита распространены во внешней зоне, включая фрамбоидальный и сажистый ранний пирит, метакристаллы с включениями, более поздние плотные каймы и кристаллы, а также пирит в тесной ассоциации с халькопиритом. По фрамбоидальному пириту развиваются халькопирит и борнит, что предполагает последовательное замещение. Халькозин замещает и борнит, и халькопирит, но образует и собственные массивные тела, в которых он, видимо, отлагался как первичный минерал в условиях избытка меди относительно серы.

Исследование распределения изотопов серы проведено в сульфидах локально методом масс-спектрометрии изотопных отношений с лазерным пробоотбором и фторированием в ячейке (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток) по результатам минералогического исследования в рамках мастерского проекта в Университете Витватерсранд (Kaemba, 2024). Резко отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ для раннего пирита подтверждают ведущую роль бактериальной сульфатредукции, тогда как наибольший разброс значений наблюдается для халькозина, что свидетельствует об открытости системы изотопного обмена и недостижении изотопного равновесия при его образовании (Kaemba et al., 2024). Текстуры руд и изотопно-геохимические характеристики минерализации, указывающие на широкое участие бактерий, свидетельствуют о наложенном характере минерализации в гляциальных диамиктитах по отношению к этапам седиментации и диагенеза.

Литература

- Габлина И.Ф., Малиновский Ю.М. Периодичность меденакпления в осадочной оболочке Земли // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 2. С. 155–173.
- Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. Москва: Наука, 1988. 182 с.
- Broughton D., Rogers T. Discovery of the Kamoa copper deposit, Central Africa Copperbelt, D.R.C // SEG Special Publications. 2010. Vol. 15. P. 287–297.

Hitzman M., Kirkham R., Broughton D. et al. The sediment-hosted stratiform copper ore system // *Economic Geology*. 2005. Vol. 100. P. 609–642.

Hitzman M., Selley D., Bull S. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through Earth history // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 627–639.

Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y. et al. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // *Science Advances*. 2017. Vol. 3. Article e1600983.

Kaemba R. The nature and characteristics of sulphide mineralisation at the Kamoa–Kakula copper deposit of the Katanga Basin, Central African Copperbelt, Lualaba, Democratic Republic of Congo. MSc Dissertation. University of the Witwatersrand, 2024. 149 p.

Kampunzu A.B., Cailteux J.L.H., Kamona A.F. et al. Sediment-hosted Zn–Pb–Cu deposits in the Central African Copperbelt // *Ore Geology Reviews*. 2009. Vol. 35. P. 263–297.

Selley D., Scott R., Emsbo P. et al. Structural configuration of the Central African Copperbelt: roles of evaporites in structural evolution, basin hydrology, and ore location // *SEG Special Publications*. 2018. Vol. 21. P. 115–156.

Twite F., Broughton D., Nex P. et al. Lithostratigraphic and structural controls on sulphide mineralisation at the Kamoa copper deposit, Democratic Republic of Congo // *Journal of African Earth Sciences*. 2019. Vol. 151. P. 212–224.

Zientek M., Bliss J., Broughton D. et al. Sediment-hosted stratabound copper assessment of the Neoproterozoic Roan Group, Central African Copperbelt, Katanga Basin, Democratic Republic of the Congo and Zambia // U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report. 2014. Vol. 5090.

А.И. Брусницын

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
a.brusnitsin@spbu.ru*

Барит-свинцово-цинковое месторождение Жайрем (Центральный Казахстан) как объект SEDEX типа

Аннотация. Рассмотрены геологическое строение и особенности генезиса стратиформного барит-полиметаллического месторождения Жайрем в Центральном Казахстане. Показано, что по всем характеристикам оно относится к объектам SEDEX типа, сформировавшимся за счет гидротермальных растворов, циркулирующих в толще осадочных пород эпиконтинентального палеорифта.

А.И. Brusnitsyn

Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

The Zhairam barite-lead-zinc deposit (Central Kazakhstan) as a SEDEX-type object

Abstract. The geological structure and genesis of the Zhairam stratiform barite-polymetallic deposit in Central Kazakhstan are examined. It is shown that it belongs to the SEDEX-type deposits, which formed by hydrothermal fluids circulating within sedimentary rocks of an epicontinental paleorift.

Термином SEDEX (sedimentary exhalative deposits) обозначают рудные залежи, локализованные в осадочных толщах. Отличительными признаками месторождений данного типа являются (Wilkinson, 2014; Викентьев и др., 2023):

- 1) приуроченность к эпиконтинентальным рифтовым структурам как внутри континентальных блоков, так и на их окраинах;
- 2) локализация руд на участках, примыкающих к конседиментационным разломам;
- 3) ограниченное развитие в пределах рудных полей и узлов, а также в регионе в целом

магматических, том числе вулканических комплексов; отсутствие прямой генетической связи рудных залежей с массивами магматических пород;

4) залегание рудных тел в осадочных толщах, преобладание среди вмещающих пород тонкозернистых карбонатно-кремнисто-глинистых отложений, обогащенных органическим веществом;

5) доминирующий стратиформный характер залегания рудных тел, линзовидная и пластообразная форма залежей;

6) преимущественно сульфидный, чаще всего, свинцово-цинковый (пирит-галенит-сфалеритовый) состав руд;

7) ритмично-слоистые текстуры руд, частое переслаивание сульфидов и вещества вмещающих пород;

8) обычно легкий изотопный состав сульфидной серы (чаще всего $\delta^{34}\text{S} < 0$).

Согласно современным представлениям месторождения SEDEX типа формируются вне прямой связи с магматическими процессами за счет гидротермальных растворов, циркулирующих в осадочных породах, выполняющих рифтогенные депрессии. Предполагается, что рудообразующий процесс развивается в два этапа. На начальных стадиях развития рифта в условиях повышенного теплового потока в толще обломочных отложений происходит захоронение соленых вод и/или эвапоритовых осадков. Смешение их с грунтовыми водами и взаимодействие с не подвергшимися химическому выветриванию конгломератами, песчаниками и другими породами способствует образованию насыщенных рудными элементами хлоридных рассолов. При дальнейшем растяжении рифта и заполнении его морской водой, тектонические нарушения вскрывали погребенные в осадочных толщах горизонты рудоносных растворов, давали выход гидротермам на поверхность морского дна, где осуществлялась их разгрузка и формирование металлоносных отложений.

Аббревиатура SEDEX предложена в 1982 г. (см. обзор Wilkinson, 2014). Однако месторождения, соответствующие этому типу, были известны задолго до этого. Сегодня термин SEDEX должен быть использован и в отношении этих объектов. Ярким примером тому является барит-полиметаллическое месторождение Жайрем в Центральном Казахстане.

Оно находится в 300 км юго-западнее г. Караганда в 8 км к югу от пос. Жайрем. Руды здесь были обнаружены в 1950 г. Разведка месторождения выполнена в период с 1959 по 2000-е гг. Разработка началась в 1977 г. и продолжается в настоящее время. Изучение месторождения проводилось в 1960–1980-х гг. (Рожнов, 1977; Митряева, 1979; Скрипченко, 1980) и позднее в 2016–2019 гг. (Брусницын и др., 2026).

Месторождение приурочено к крупному (протяженностью 140 км при ширине до 30 км) палеорифту (Жаильминской грабен-синклинали), образовавшемуся в позднем девоне при деструкции эпикаледонского Центрально-Казахстанского континентального блока. Основной объем палеорифта выполнен терригенно-кремнисто-карбонатными отложениями мощностью до 2 км. Осадочная толща имеет трансгрессивное строение. Ее основание сложено красноцветными песчаниками ($D_3\text{fr}$), а выше залегают углеродистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы ($D_3\text{fm}_1$) и известняки ($D_3\text{fm}_2\text{--C}_1\text{t}$). Магматические породы в пределах палеорифта имеют ограниченное распространение. Они представлены вулканитами семейства трахибазальтов-трахириолитов, линзовидные и куполообразные тела которых тяготеют к зонам конседиментационных разломов и залегают на разных стратиграфических уровнях девонских осадочных отложений.

Оруденение контролируется зонами конседиментационных разломов, заложенных в фундаменте палеорифта. Вмещающими породами являются углеродистые карбонатно-кремнисто-глинистые пелиты и сланцы. Основной объем барита и сульфидов сосредоточен в серии согласных линзовидно-пластовых тел. На месторождении установлены также и прожилково-

вкрапленные кварц-баритовые, сфалерит-галенит-баритовые и халькопирит-баритовые руды, развитые в породах, подстилающих пластовые тела (Митряева, 1979; Таранушич, 1979; Ткачев, 1982). Рудоносные залежи имеют хорошо выраженное концентрически-зональное строение: их ядра сформированы выпуклыми линзами массивных баритовых (кварц-баритовых) руд, а внешние зоны – протяженными пластами ритмично-полосчатых сульфидных свинцово-цинковых (пирит-галенит-сфалеритовых) руд. Зональность второго порядка установлена также и в пределах пластов сульфидных руд: галенит концентрируется, преимущественно, вблизи баритовых ядер, а основная масса сфалерита – на некотором удалении от них. Размер баритовых ядер составляет до 200 м по простиранию и до 30 м по мощности, а пластов сульфидных руд – до нескольких сотен метров по простиранию и падению, при мощности до 30 м.

Изотопный состав серы в жайремских рудах определен в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс, аналитик С.А. Садыков). Значения $\delta^{34}\text{S}$ в баритах варьируют от +14.7 до +17.0 ‰ (VCDT), а в сульфидных рудах – от –5.1 до –23.6 ‰. Эти данные свидетельствуют об образовании барита за счет изотопно-тяжелой серы сульфат-иона морской воды, а сульфидов – при участии изотопно-легкой серы сероводорода, генерирующегося в ходе бактериальной сульфат-редукции в придонном слое морской воды и/или в осадке на стадии раннего диагенеза (Hoefs, 2018).

Таким образом, практически по всем характеристикам месторождение Жайрем соответствует SEDEX типу. Вместе с тем, на SEDEX объектах редко встречаются крупные тела массивного барита. Их происхождение вызывает дискуссии.

Часть исследователей считает, что баритовое оруденение на месторождении Жайрем имеет гидротермально-метасоматической генезис (Рожнов, 1977; Митряева 1979; Таранушич, 1979; Ткачев, 1982). Тела массивного барита рассматриваются как эпигенетические, более поздние по отношению к сульфидным свинцово-цинковым рудам. Баритовые руды сформировались в результате обновления тех же разломов, которые служили подводными каналами и для гидротермально-осадочных сульфидных залежей. Отсюда тесная ассоциация барита с сульфидами. Аргументами в пользу этой точки зрения служили локализация баритовых залежей вблизи зон тектонических нарушений, сложные внешние очертания баритовых тел, наличие апофиз барита, глубоко внедряющихся в окружающее пространство и присутствие во вмещающих породах прожилково-вкрапленного барита.

Однако подобным представлениям противоречит совокупность других фактов (Скрипченко, 1980; Брусницын и др., 2026):

- 1) тела массивного барита полностью сконцентрированы в тех же отложениях фаменского яруса верхнего девона, что и пластовые сульфидные руды свинца и цинка;
- 2) выпукло-линзовидная форма тел массивного барита и их согласное залегание во вмещающих породах, соосное расположение баритовых линз в разрезе месторождения;
- 3) тесная ассоциация баритовых руд с сульфидными залежами. Однотипное и неоднократно повторяющееся в пределах рудного поля концентрически-зональное строение рудных залежей проявлено не только в наличии баритового ядра и сульфидных руд на периферии, но и в зональном распределении сульфидов относительно баритового центра. Границы концентрических зон разного состава в плане располагаются последовательно по отношению друг другу и никогда не пересекаются. Баритовое ядро и окружающие его пласты сульфидных руд представляют собой единое целое;
- 4) однородные состав и строение баритовых руд, почти нацело сложенных одноименным минералом, массивные или, слабовыраженные линзовидно-полосчатые текстуры руд, отсутствие в них реликтовых включений окружающих пород;
- 5) тяжелый изотопный состав серы барита, свидетельствующий об участии в образовании этого минерала сульфат-иона морской воды;

б) наличие гидротермально-осадочных залежей барита во многих других регионах, в том числе и в современном океане, где они встречаются в различных геодинамических и фациальных обстановках, в том числе нередко среди структур, выполненных преимущественно осадочными толщами.

Все эти данные позволяют рассматривать баритовые залежи Жайремского месторождения как сингенетичные с окружающими их породами, в том числе и с сульфидными отложениями. Баритовые и свинцово-цинковые руды представляют собой различные части единого фациального ряда одновременно формирующихся гидротермальных отложений. Накопление рудного вещества осуществлялось на неровной поверхности дна морского бассейна, в придонной части которого происходила стратификация водной толщи по окислительно-восстановительным характеристикам (концентрации кислорода, сульфат- и сульфид-иона). На приподнятых участках в окисической или субокисической обстановках накапливался барит, а в депрессиях, где господствовала анокисическая и эвксинная среда – сульфиды. Участки развития в подстилающих баритовых линзах жил кварц-баритового, халькопирит-баритового и другого состава, а также зон окварцевания следует интерпретировать как индикаторы подводящих каналов и областей частичной разгрузки растворов еще до их выхода на поверхность морского дна. С учетом всего сказанного, баритовые линзы следует рассматривать как литологические маркеры центров палеогидротермальных полей, а сульфидные залежи – их флангов.

Литература

- Брусницын А.И., Дмитриева Н.В., Садыков С.А.* Стратиформные барит-Pb-Zn месторождения Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан) как объекты SEDEX типа: строение металлоносных залежей, состав руд, условия образования // Геология рудных месторождений. 2026 (в печати).
- Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирица А.В., Дамдинова Л.Б.* Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS-SEDEX-MVT пример гигантского озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. № 3. С. 201–236.
- Митряева Н.М.* Минералогия барито-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979. 219 с.
- Рожнов А.А.* К вопросу о зональности барит-сульфидных рудных залежей Жайремского месторождения // Геология рудных месторождений. 1977. № 2. С. 96–99.
- Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Таранушич Ф.Ф.* Геологические условия образования Жайремского рудного поля в Центральном Казахстане. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1979. 20 с.
- Ткачев А.В.* Геологические условия образования месторождения Дальнезападный Жайрем (Центральный Казахстан) // Вестник Московского ун-та, сер. Геология, 1982. № 3. С. 98–101.
- Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2018. 437 p.
- Wilkinson J.J.* Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2014. Vol. 13. P. 219–250.

Северо-западные линеаменты и стратиформное оруденение в Башкирском мегантиклинории

Аннотация. Выделена зона северо-западных линеаментов, отвечающих глубинным разломам, которые ограничивают северо-восточный борт Камско-Бельского авлакогена. В структурно-вещественных комплексах Башкирского мегантиклинория линеаменты в узлах их сочленения с субмеридиональными разрывными нарушениями Западно-Уральского эпикратонного осадочного бассейна образуют полихронные (раннедокембрийско-вендские и более поздние) сквозные рудоконцентрирующие структуры и локализуют крупные и уникальные стратиформные месторождения кристаллических магнезитов (Саткинское рудное поле) и сидеритов (Бакальское рудное поле).

P.V. Kazakov
Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

Northwestern lineaments and stratiform mineralization in the Bashkirian Meganticlinorium

Abstract. A zone of northwestern lineaments corresponding to deep faults, which bound the northeastern edge of the Kama-Belsky Aulacogene, is identified. In the lithotectonic units of the Bashkirian Meganticlinorium, the lineaments in the junction nodes with nearly longitudinal faults of the West Urals epicratonic sedimentary basin form polychronous (Early Precambrian-Vendian and later) through ore-bearing structures and host large and unique stratiform deposits of crystalline magnesites (Satka ore field) and siderites (Bakal ore field).

В работе (Казаков, 2015) затронуты вопросы благороднометалльной специализации диагональных зон скрытых разломов на Приполярном, Северном и Южном Урале. Северо западные Уйско-Сатка-Айский, Сафарово-Бакал-Юрюзанский, Кассельско-Верхнеаршинский и Сибайско-Кужинский линеаменты в структурно-вещественных комплексах (СВК) Магнитогорской мегазоны сопровождаются золотосодержащими, золоторудными месторождениями и рудно-россыпными узлами (рисунок). В СВК Башкирского мегантиклинория (БМА) эти линеаменты в узлах их сочленения с субмеридиональными разрывными нарушениями также образуют сквозные рудоконцентрирующие структуры (СРС) и локализуют крупные и уникальные стратиформные месторождения кристаллических магнезитов (Саткинское рудное поле), сидеритов (Бакальское рудное поле) и группу средних и мелких стратиформных месторождений сидеритов (Семибратское), барита и полиметаллов (Кужинские, Верхне-Аршинские).

Месторождения кристаллических магнезитов локализованы в Саткинском рудном поле в северо-западной части БМА. Залежи магнезитов приурочены к нижней части 700-метрового карагайского горизонта в составе верхней части саткинской свиты (1700–3500 м), представленной тонкослоистыми доломитами с прослоями известково-доломитовых мергелей и низкоуглеродистых глинистых сланцев. Магнезиты образуют пластообразные и линзовидные залежи общей мощностью до 100 м и протяженностью полосой до 12 км (Анфимов и др., 1983; Маслов и др., 2001; Крупенин, Прохаска, 2005).

Образование магнезитов саткинских месторождений рассматривается по схеме седиментогенного накопления магнезитовых гидрокарбонатов, диагенетического обезвоживания и уплотнения осадков, сопровождающихся метасоматозом и перекристаллизацией в резуль-

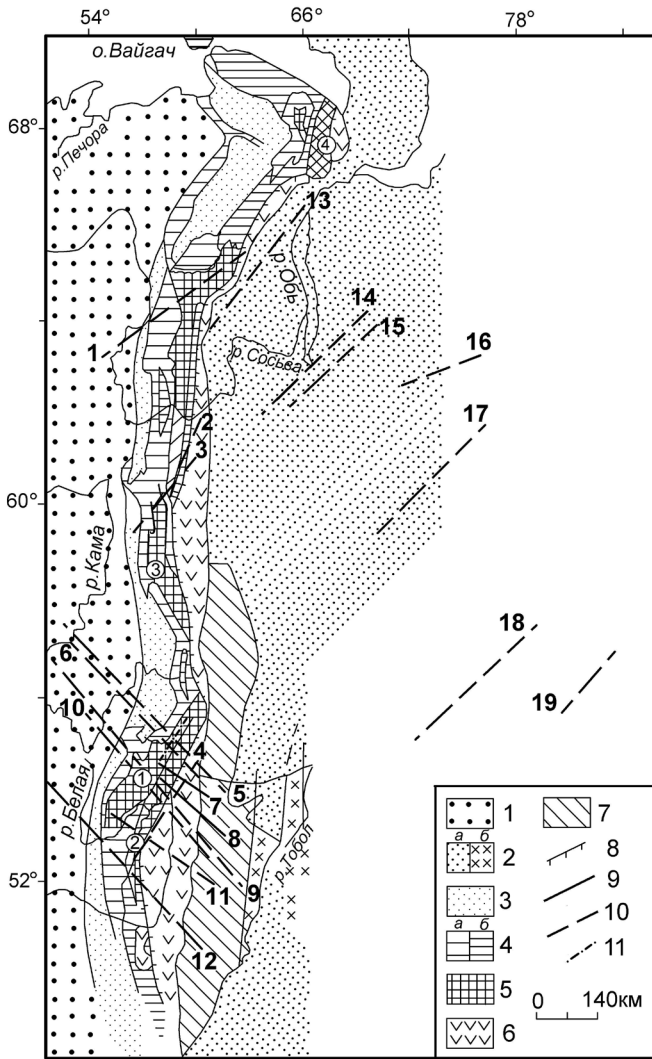


Рисунок. Схема тектонического районирования Урала по (Пучков, 2000), дополненная диагональными линеаментами (Казаков, 2015).

1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская мегазона: а – осадки Бельско-Елецкой зоны, б – Зилайро-Лемвинской зоны; 5 – Центрально-Уральская мегазона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1 – Башкирское, 2 – Урал-Тау, 3 – Кваркушское, 4 – Харбейское); 6 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 7 – Восточно-Уральская мегазона; 8 – Главный Уральский разлом; 9 – границы мегазон; 10 – разломы, в том числе северо-восточные зоны скрытых разломов (линеаменты) с благороднометалльной специализацией: Шекуринско-Гынаготский (1), Ивдельский (2), Вагранско-Лангурский (3), Баймакско-Александринский (4); тоже северо-западные линеаменты: Уйско-Сатка-Айский (5), Сафарово-Бакал-Юрюзанский (6), Уразово-Узельгинско-Курасанский (7), Касельско-Верхнеаршинский (8), Магнитогорско-Ашинский (9), Яктыкуль-Кадышский (10), Сибайско-Кужинский (11), Губерлинско-Мраково-Аслыкульский (12); зоны мезозойского рифтогенеза (Западно-Сибирская плита): Хулгинская (13), Лыхминская (14), Бобровская (15), Пякипурская (16), Аганская (17), Колтогоро-Уренгойская (южная часть) (18), Чузикская (19); 11 – Бакало-Саткинская зона разломов.

тате холодной миграции кристаллизационных вод, с последующим усложнением структуры рудных залежей тектоническими движениями и внедрением интрузивных тел (Маслов и др., 2001). Позже разработана модель метасоматического магнетитообразования в брекчированных доломитах (коллапс-брекчии) в связи с рифтогенным подогревом высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов (Крупенин, 2010). Установлены температуры гомогенизации флюидных включений 100–200 и 300–400 °С и высокая соленость флюидных включений, соответствующая насыщенным рассолам (Крупенин и др., 2013а, 2013б).

Pb-Pb возраст известняков казымовской пачки, завершающей разрез магнетитосодержащей саткинской свиты, составляет 1550 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2008). U-Pb возраст известняков бакальской свиты мощностью около 1500 м, перекрывающих саткинские, составляет 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2005). Изохронный Pb-Pb возраст магнетитов составляет 1370 ± 80 млн лет (Овчинникова и др., 2012). Уточненный возраст магнетитов (1380 ± 14 млн лет) совпадает с Машакским событием (Овчинникова и др., 2014), которое сопровождалось региональным развитием диабазовой формации и внедрением Бердяушского плутона гранитов рапакиви в северной части Саткинского рудного поля. Изохронный U-Pb возраст цирконов из нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, прорывающего магнетитовые залежи, равен 1369 ± 6 млн лет (Ронкин и др., 2005).

Геологические данные указывают на образование магнетитов до внедрения магматических образований, связанных с рифтогенной активностью в регионе в начале среднего рифея (Анфимов и др., 1983; Крупенин, Прохаска, 2005).

Месторождения сидеритов имеют эпигенетический (дискордантный) характер в Бакальском рудном поле по механизму гидротермально-метасоматического элизионно-катагенетического сидеритообразования в карбонатных пачках мощного (до 15 км) нижнерифейского породного бассейна (Анфимов и др., 1983; Анфимов, 1997; Крупенин, 1999; Маслов и др., 2001). Руды экранируются залегающими с угловым несогласием кварцито-песчаниками зигальгинской свиты и дорудными дайками габбродиабазов. Тектонические нарушения Бакальского рудного поля северо-восточного, реже субширотного простирания имеют сбросо-взбросовый характер с амплитудой до 500 м, небольшие сдвиговые перемещения и крутые падения. Бакало-Саткинский надвиг круто падает на юго-восток с амплитудой перемещения до 1500 м, ряд взбросов и сбросов в рудном поле имеет вертикальную амплитуду от 200–300 до 500 м (Яницкий, Сергеев, 1962; Анфимов, 1997).

Rb-Sr возраст Главной (дорудной) дайки по бадделейту составляет 1385.3 ± 1.4 млн лет (Ernst et al., 2006). Дорудные дайки в сидеритах Бакальских месторождений являются послерудными для магнетитов: на это однозначно указывают процессы бруситизации магнетитов (Анфимов и др., 1983; Маслов и др., 2001). Бакальские сидериты образовались на рубеже раннего и среднего рифея (Pb-Pb изохрона с возрастом 1010 ± 100 млн лет) (Элмис и др., 2000).

С более поздним этапом рифтогенной активизации в конце среднего рифея, соответствующим аршинию и раннему венду (615 ± 6 млн лет) связано формирование стратиформных месторождений как гидротермально-метасоматических (Семибратское магнетитовое), так и эксгальционно-осадочных (Кужинское барит-полиметаллическое и свинцово-цинковые Верхнеаршинские).

Механизмы рудообразования кристаллических магнетитов и сидеритов указывают на перемещение элизионно-катагенетических железистых и высокомагнезиальных флюидов снизу вверх и по латерали по зонам разуплотнения, повышенной трещиноватости и проницаемости в этапы раннерифейской и позднерифейско-вендской активизации (Маслов и др., 2001). Такими сквозными рудоконцентрирующими структурами, по нашему мнению, являются узлы сочленения северо-западных зон скрытых разломов глубинного заложения с субмеридиональными зонами тектонических нарушений.

Трансформные разломы земной коры в виде неотектонически выраженных линейных (десятки километров) северо-западных Уйско-Сатка-Айского и Сафарово-Бакал-Юрюзанского линеаментов шириной 3–5 км по спрямленным участкам долин магистральных рек Юрюзань и Ай за пределами Башкирского антиклинория трассируются серией протяженных (десятки километров) северо-западных аэромагнитных аномалий в северо-восточном борту Камско-Бельского авлакогена, в современной архитектуре представленного «навешенной структурой» (по (Лозин., 2015)) Башкирского свода.

В работе (Пучков, 2010) показано, что в южной части западного склона Урала в Башкирском антиклинории в течение «чрезвычайно длительного периода» в рифее и венде развивался глубокий эпикратонный осадочный бассейн, осложненный эпизодами рифтогенеза с приведенными выше датировками. Бассейн был тесно связан с авлакогенами края Восточно-Европейской платформы, образуя с ними единое целое в виде сочленения. В подтверждение этого тезиса фрагментом такого сочленения, по нашему мнению, является формирование в узле сопряжения северо-западных линеаментов (которые отвечают серии глубинных разломов, ограничивающих северо-восточный борт Камско-Бельского авлакогена) и Бакало-Саткинской зоны разломов сквозных рудоконцентрирующих структур в виде Бакальского и Саткинского рудных полей. СРС являлись зонами разуплотнения и проводниками энерго- и массообмена, очевидно, при участии плюмовой составляющей (Пучков, Ковалев, 2013).

Исследования выполнены за счет государственного задания FMRS-2025-0015.

Литература

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.

Казаков П.В. Сквозные диагональные зоны скрытых разломов и их рудно-россыпная благороднометаллическая специализация // Геологический сборник № 12. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. СПб, Свое издательство, 2015. С. 101–109.

Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонесущей бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 258 с.

Крупенин М.Т. Модель метасоматического магнезиитообразования в Саткинском рудном поле в связи с рифтогенным подогревом высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов // Ежегодник-2009. Труды ИГТ УрО РАН. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 224–228.

Крупенин М.Т., Гараева А.А., Ключкин Ю.И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Литосфера. 2013а. № 2. С. 120–134.

Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А.В. Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // Доклады академии наук. 2013б. Т. 452. № 4. С. 438–440.

Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Доклады академии наук. 2005. Т. 403. № 5. С. 661–663.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2001. 351 с.

Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.

Лозин Е.В. Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: БанНИПИнефть, 2015. 704 с.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. U-Pb-систематика рифейских магнетитов саткинской свиты, Южный Урал // V Российская конференция по изотопной геохронологии. Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 262–265.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т. и др. U-Pb-систематика протерозойских магнетитов Саткинского месторождения Южного Урала: источник флюида и возраст // Доклады академии наук. 2014. Т. 456. № 2. С. 219–222.

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

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

Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 34–38.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.Н. и др. “In-situ” U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135–142.

Элмис Р., Крупенин М.Т., Овчинников Г.В. и др. Pb-Pb возраст формирования метасоматических сидеритов Бакальского рудного поля, Южный Урал // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Всероссийский съезд геологов. Кн. 1. Региональная геология, глубинное строение и металлогения. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. С. 6–7.

Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: АН СССР, 1962. 112 с.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the south-eastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 119–161.

Е.В. Лазарева, А.Ю. Белякова, В.В. Шарыгин,

А.В. Толстов, С.М. Жмодик

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

г. Новосибирск, Россия

lazareva@igm.nsc.ru

Рудные горизонты участка Южный месторождения Томтор (Арктическая Сибирь): минеральный состав и условия формирования

Аннотация. В работе рассмотрены минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород верхнего, сидеритового и нижнего рудных горизонтов верхней части Южного месторождения (Томторское месторождение, Якутия), а также физико-химические условия их образования.

E. V. Lazareva, A. Yu. Belyakova, V. V. Sharygin,

A. V. Tolstov, S. M. Zhmodik

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,

Novosibirsk, Russia

Ore horizons of the Yuzhny site of the Tomtor deposit (Arctic Siberia): mineral composition and formation conditions

Abstract. The paper examines the mineral composition and structural-textural features of rocks of the upper, siderite and lower ore horizons in the upper part of the Yuzhny area (Tomtor deposit, Yakutia), as well as the physicochemical conditions of their formation.

Томторский массив ультраосновных пород и карбонатитов находится на севере Республики Саха (Якутия) (Эрлих, 1964; Тектоника..., 2001). С массивом связано комплексное месторождение, уникальные руды которого, помимо основных компонентов REE_2O_3 (в среднем, 10 мас. %) и Nb_2O_5 (в среднем, 4,5 мас. %), характеризуются высокими содержаниями Fe, Mn, Ti, V, P (Минерагения... 2011; Лапин и др., 2024). Томторский массив расположен восточнее Анабарского щита в осевой части Уджинского поднятия и представляет собой кольцевую структуру, внешнее кольцо которой сложено щелочными и нефелиновыми сиенитами и ультрамафитами – фойдолитами (Жмодик и др., 2026), а центральное ядро – породами карбонатитового комплекса, в которых выделены безрудные и рудные карбонатиты (Ponomarchuk et al., 2024). Между карбонатитами и щелочными сиенитами находятся микроклин-слюдистые породы.

Nb-REE руды представляют собой три пластовые залежи (участки Буранный, Северный и Южный), которые располагаются в центральной части массива в области распространения карбонатитов. В пределах участка Буранный при разведке пробурено более 300 скважин, Южного – более 80, что позволило построить детальные 3D модели формы рудных тел (Лазарева и др., 2025, 2026). Богатые руды повсеместно подстилаются сидерит-гидрослюдистыми породами с варьирующим содержанием главных минералов. Подавляющее большинство скважин было остановлено при бурении именно в этих породах. Несмотря на то, что в пределах участка Буранный количество скважин, вскрывающих карбонатиты, только две, и еще три скважины располагаются в непосредственной близости от контура рудного тела (Жмодик и др., 2026), последовательность пород между рудами и карбонатитами описывается как профиль выветривания (снизу вверх) (Минерагения... 2011; Лазарева и др., 2015): породы с преобладанием 1) апатита (франколита), 2) гетита, 3) сидерита и 4) пироклор-крандаллит-монацитовые породы (собственно Nb-REE руды). Руды почти полностью перекрыты пермскими континентальными угленосными отложениями, на которые, в свою очередь, налегают юрские морские осадки (Лазарева и др., 2025а, 2026). Существует большое количество гипотез, описывающих генезис самих руд, которые нами неоднократно обсуждались (Лазарева и др., 2015, 2026). Авторы данной работы придерживаются точки зрения, что отложение руд происходило в экзогенных условиях в обстановке термального водоема при значительной роли биогенного фактора.

Нехарактерная для коры выветривания последовательность пород ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$) рассматривалась до нынешнего времени только в одной гипотезе, выдвинутой А.В. Лапиным с соавторами (Минерагения... 2011; Лапин и др., 2024). Руды считаются верхним горизонтом коры выветривания, эпигенетически измененными восстановленными болотными водами, поступающими из пермских угленосных отложений. Гидроксиды Fe в этом процессе растворялись, Fe мобилизовалось из рудного горизонта и переотлагалось в виде сидерита под рудным слоем (Минерагения..., 2011). Образцы из самой глубокой скважины участка Буранный (скв. 6151), вскрывающей полный разрез, не сохранились. При бурении участка Южный несколько скважин достигли подошвы сидеритового горизонта и вскрыли верхние части гетитового горизонта. Целью данной работы было сравнение минерального состава и структурно-текстурных характеристик богатых Nb-REE руд, сидерит-гидрослюдистых пород и пород с преобладанием гетита на примере разреза скв. 308.

Верхняя часть разреза представлена четвертичными отложениями (мощность 5 м), юрскими морскими осадками (37 м) и пермскими отложениями (25,4 м) (рис. 1). Мощность руд, с характеристиками близкими Sc-Y-Nb-REE богатым рудам участка Буранный (Лазарева и др., 2015), составляет 5 м. Руды тонкослоистые и криптозернистые. Тонкая слоистость обеспечивается сменой аутигенных минеральных ассоциаций хемогенно-осадочного генезиса и терригенных минералов из пород массива (рис. 1). Распространены сульфиды (пирит, сфале-

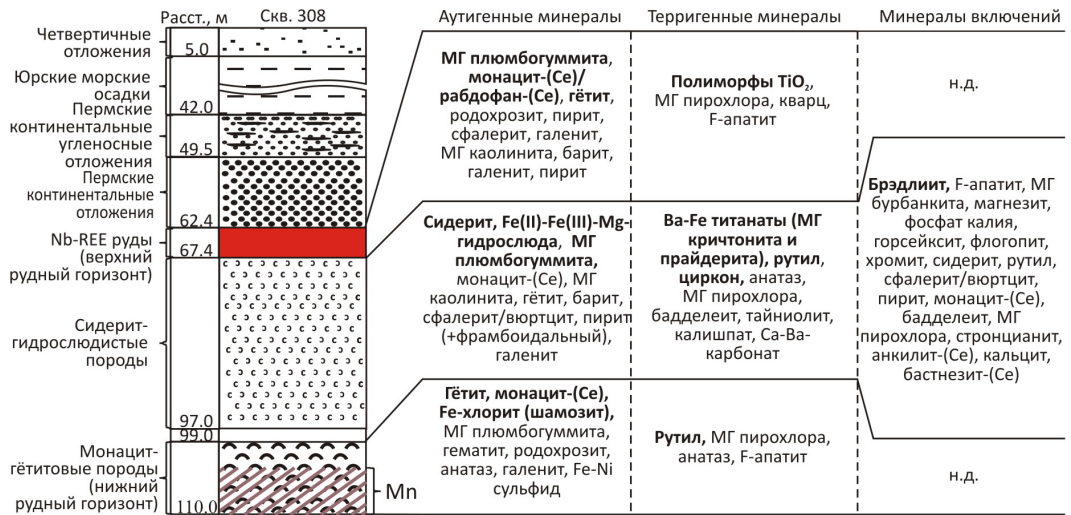


Рис. 1. Последовательность и минеральный состав пород, вскрытых скважиной 308 (участок Южный, месторождение Томтор). Жирным шрифтом выделены основные минералы; МГ – минералы группы плюмбогуммита; Мп – породы с высоким содержанием Мп; н.д. – нет данных.

рит/вюртцит, галенит), местами отмечены псевдоморфозы гетита по пириту. Фосфаты РЗЭ формируют разнообразные биоморфные выделения, различающиеся формой и отношением La/Ce (Lazareva et al., 2019). Минералы группы плюмбогуммита представлены двумя разновидностями: 1) зональными сравнительно крупными (до 20 мкм) кристаллами, в которых в большей центральной части преобладает Sr минерал (гояцит), а в тонкой краевой зоне – Ba (горсейксит); 2) мелкими (2–3 мкм в поперечнике), хорошо ограненными таблитчатыми кристаллами горсейксита, образующими местами мономинеральные скопления либо плотные массы. Тонкие слои сформированы органо-минеральными скрытокристаллическими смесями, основу которых составляет гетит с высокими содержаниями Nb, Ti, V и $C_{орг}$ (до 2.5 мас. %).

Породы, залегающие ниже (мощность 30.4 м, рис. 1), отличаются от тонкослоистых руд по составу, текстурным и структурным особенностям. Главные аутигенные минералы – сидерит, Fe(II)-Fe(III)-Mg гидрослюда (Al-глауконит – иллит?), горсейксит и каолинит; терригенные – Ba-Fe-титанаты, рутил, циркон, монацит-(Ce), иногда тайниолит, калишпат и бадделит (Лазарева и др., 2025б). Сидерит формирует сферолиты или стяжения, располагающиеся в гидрослюдистой массе. Сидерит частично окислен, а гидрослюды каолинизированы. Установлено большое количество минеральных включений в Ba-Fe титанатах и цирконе, которые распределены закономерно и декорируют зоны роста минерала-хозяина. Большая часть включений имеет размеры 1–3 мкм. В виде включений выявлено 14 минералов (рис. 1). Максимально распространены брэдлит $Na_3Mg(CO_3)(PO_4)$, фторапатит и флогопит, что свидетельствует о том, что Ba-Fe титанаты и циркон кристаллизовались в высокощелочной (высоконатровой) среде при высокой активности P и F (Лазарева и др., 2025б). В сидерит-гидрослюдистых породах установлены признаки микробиальной деятельности в виде фрамбоидального пирита с зонами барита. В подобных породах из скв. 309 в гидрослюдистой массе установлены сферические выделения ZnS, идентичные биогенным.

Породы с преобладанием гетита по текстурно-структурным особенностям сходны с Nb-REE рудами, залегающими над сидеритовыми породами, что позволяет их также диагностировать как хемогенно-осадочные. Основу пород составляют тонкие слои, сложенные гетитом, Fe-хлоритом, родохрозитом и фосфатами РЗЭ (монацит-Ce, рабдофан-Ce?), в которых содержатся терригенные минералы (рис. 1). Методом рентгенофазового анализа диагно-

стированы минералы группы плюмбогуммита (в небольшом количестве) и гематит. Гетитовые слои обогащены биоморфными агрегатами, которые сложены из трубок монацита-(Ce), подобных галлуазит-монацитовым агрегатам, описанным в рудах северной части участка Буранный (Лазарева и др., 2015), что позволяет предположить значительный вклад микроорганизмов в формирование данных пород. Отмечаются сложные зональные пористые образования гетита в ассоциации с биоморфным монацитом. Среди слоев, в которых доминирует Fe-хлорит, монацит-(Ce) равномерно распределен в виде экзотических зональных образований. Полиморфы TiO_2 наблюдаются в виде неравномерно распределенных обломков различной величины. Встречаются единичные мелкие фрагменты кварца и довольно крупные (до 40 мкм) фрагменты кристаллов фторкенопирохлора. Распространены крупные псевдоморфозы гетита по пириту.

Минералы Fe и Mn позволяют оценить физико-химические параметры среды формирования. В рассматриваемом разрезе ассоциации изменяются в следующей последовательности (снизу вверх): гетит+Fe-хлорит (шамозит) + гематит + родохрозит → сидерит + Fe(II)-Fe(III)-Mg гидрослюда → гетит + родохрозит. Подобная последовательность минеральных ассоциаций Fe (с вариациями) описана для морских железистых осадков (Maunard, 1983), где они преимущественно сменяют друг друга по латерали в зависимости от глубины формирования и смены Eh-pH параметров. Используя диаграммы устойчивости минеральных фаз для морских условий, были рассчитаны условия существования изученных минералов (рис. 2).

Родохрозит устойчив в щелочных pH (рис. 2а). Поля устойчивости сидерита на диаграммах разных исследований различаются: на рис. 2б поле ограничивается pH 7.5, в других работах граница pH понижена до ~6.5 (Polgári, Gyollai, 2022). Размер поля зависит от концентрации HCO_3^- в растворе (рис. 2б). Область пересечения полей устойчивости шамозита и родохрозита небольшая и предполагает аноксигенные условия (рис. 2в). При постоянном содержании ионов в растворе смена наблюдаемых ассоциаций предполагает постепенное изменение обстановки от оксигенной до субоксигенной и даже дисоксигенной (рис. 2в). Однако смена в ассоциации гетита на сидерит и обратно может быть следствием дополнительного поступления или истощения содержания HCO_3^- . Последнее возможно в результате связывания иона с Fe в сидерит. Среднее содержание в гетитовых породах составляет 23 и 9.3 мас. %, в сидеритовых – 30 и 2.3 мас. %, а в Nb-REE рудах – 1.4 и 0.02 мас. %, соответственно. Какие причины могут вызывать резкое увеличение HCO_3^- в водоеме?

На основании определения возраста пород массива Томтор, на сегодняшний день выделено два основных события: 1) становление щелочного плутона ~700 млн лет назад; 2) формирование субвулканических и вулканических структур со множеством центров в пределах массива ~400 млн лет назад (Энтин и др., 1990; Владыкин и др., 2014; Malyshev et al., 2026). Вулканогенный и/или вулканогенно-гидротермальный процесс мог явиться источником дополнительного поступления HCO_3^- . Пример натрокарбонатит-нефелинитового вулкана Олдоиньо Ленгаи показывает вероятность большой активности Na (Zaitsev, Keller, 2006). Выявление большого количества включений Na минерала в Ba-Fe титанатах и цирконе из сидерит-гидрослюдистых пород указывает также на высокую активность Na на некоторых этапах развития массива Томтор. Воды озера Натрон, собирающие растворы с вулкана Олдоиньо Ленгаи (Lameck et al., 2024), относятся к HCO_3^- -Na типу и имеют pH ~10. Существует вероятность того, что термальные водоемы массива Томтор имели подобные параметры. Описанную последовательность пород участка Южный можно представить как изменение минерального состава осадка в активном гидротермальном водоеме.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ 23-63-10017. Аналитические работы проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

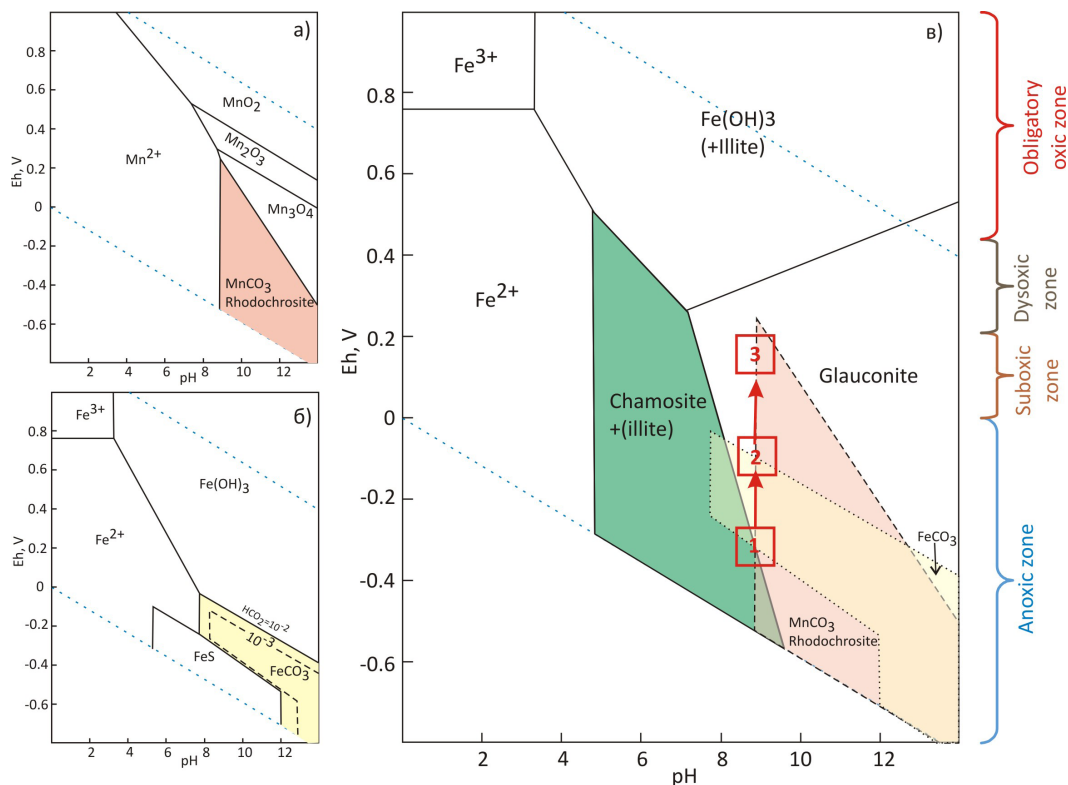


Рис. 2. Eh-pH диаграммы при 25 °С, 1 атм (Maynard, 1983) с областями устойчивости некоторых соединений и ионов Fe и Mn: а) оксиды и карбонаты Mn ($\alpha\text{Mn}^{2+} = 10^{-6}$; $\alpha\text{CO}_3^{2-} = 10^{-3}$); б) Eh-pH для распространенных соединений Fe (сидерит является стабильной фазой в нормальных условиях морской воды при $S = 10^{-2.2}$ моль, если в расчетах используются $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и FeS); в) зависимость между шамозитом и глауконитом, предполагающая образование шамозита при более низком pH (график построен для условий морской воды при содержании $K = 10^{-2.2}$ моль, $\text{Al} = 10^{-6.8}$ моль, $\text{Si} = 10^{-2.7}$ моль; поля устойчивости сидерита (FeCO_3) и родохрита (MnCO_3) нанесены в соответствии с рис. 2а и 2б).

Красные квадраты 1, 2 и 3 – области Eh-pH условий вероятного существования аутигенных ассоциаций монацит-крандаллит-гетитовых пород (нижний рудный горизонт), сидерит-гидрослюдистых пород и монацит-гетитовых пород. Стрелки на рис. 2в – возможное направление смещения условий для формирования Nb-REE руд.

Литература

Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С. и др. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb- и ^{40}Ar - ^{39}Ar -исследований // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 195–199.

Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Пономарчук В.А. и др. Карбонатитовые брекчии Томторского щелочного массива: структурные, минералого-геохимические и (C, O, Sr)-изотопные особенности // Геология и геофизика. 2026. Т. 67. № 1. С. 205–230.

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л. и др. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1080–1115.

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В. и др. Строение рудного горизонта участка Южный месторождения Томтор, Арктическая Сибирь // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2025а. № 4. С. 22–34.

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В. и др. Структура рудного горизонта участка Буранный, месторождение Томтор // Геология и геофизика. 2026. Т. 67, № 2. С. 306–316.

Лазарева Е.В., Шарыгин В.В., Раценко С.В. и др. Кристаллические включения в Ва-Fe-титанатах и цирконе сидеритовых пород массива Томтор, Республика Саха (Якутия): ключ к пониманию их генезиса // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025б. № 22. С. 135–145.

Лапин А.В., Толстов А.В., Набелкин О.А., Куликова И.М. Уникальная поликомпонентная рудная формация кор выветривания карбонатитов: новые перспективы – Fe, Mn, Ti, V // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 8. С. 1080–1092.

Эттин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 42–51.

Malyshev S.V., Gladkochub E.A., Karimov A.A. et al. Geochronology of ultramafic lamprophyre dikes in the Tomtor Complex // Geodynamics & Tectonophysics. 2026. Vol. 17. P. 0874–0874.

Минерогения кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство / ред. Н. В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2011. 308 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / под ред. Л. М. Парфенова, М. М. Кузьмина. М.: Наука. 2001. 571 с.

Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // Зап. ВМО. 1964. Ч. 93. Вып. 6. С. 682–693.

Lameck A.S., Saeed O., Boros E. The chemical composition, classification, and geographical distributions of soda-saline lakes in Eastern Tanzania's rift valley // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2024. Vol. 51. P. 101668.

Lazareva E., Zhmodik S., Karmanov N. et al. Layered Nb-REE ores in the Tomtor complex (Arctic Siberia): Formation conditions // E3S Web of Conferences. 2019. Vol. 98. P. 05011.

Maynard J.B. Geochemistry of sedimentary ore deposits. New York: Springer, NY, USA, 1983. 305 p.

Polgári M., Gyollai I. Comparative study of formation conditions of Fe-Mn ore microbialites based on mineral assemblages: A critical self-overview // Minerals. 2022. Vol. 12. № 10. P. 1273.

Ponomarchuk V.A., Lazareva E.V., Zhmodik S.M. et al. Relation between $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and REE content in carbonatites of the Tomtor complex, Sakha Republic (Yakutia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. Vol.15. № 5. P. 0785.

Zaitsev A.N., Keller J. Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natro-carbonatites, Tanzania // Lithos. 2006. Vol. 91. P. 191–207.

Е.А. Попова

Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
St087231@student.spbu.ru

Минеральный состав марганцевых пород рудопроявлений Бахтинской группы (Южный Урал)

(научный руководитель – к.г.-м.н. Е.Н. Перова)

Аннотация. В работе исследована минералогия марганцевых руд Бахтинской группы (Бахтинское-1 и Бахтинское-2, Южный Урал), расположенных в девонско-карбонатовых вулканогенно-осадочных комплексах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. В рудах установлены новые минеральные фазы, а также уточнены ранее известные. Текстурные, структурные и минералогические отличия обоих рудопроявлений связаны с различной степенью их перекристаллизации.

Mineral composition of manganese rocks from the Bakhtinskaya group Mn occurrences (South Urals)

Abstract. The paper describes mineralogy of Mn ores from the Bakhtinskaya group (Bakhtinskoye-1 and Bakhtinskoye-2) occurrences (South Urals), which are confined to the Devonian-Carboniferous volcanosedimentary complexes metamorphosed under conditions of greenschist facies. New mineral phases are identified in ores and previously known ones were refined. Textural, structural and mineralogical differences of both ore occurrences are related to varying degree of recrystallization.

Бахтинская группа марганцевых рудопоявлений находится в 40 км к востоку от г. Магнитогорска и в 3 км южнее пос. Шеелитовый в Челябинской области. В геологическом плане рудопоявления расположены в северной части Магнитогорско-Мугоджарского палеовулканического пояса на Южном Урале, сложенного интенсивно дислоцированными вулканиками и вулканогенно-осадочными комплексами девон-карбонового возраста. На участке известны два проявления (Бахтинское-1 и Бахтинское-2), расстояние между которыми составляет 1.5 км. Рудопоявления относятся к метаморфизованному гидротермально-осадочному типу марганцевых месторождений (Серавкин и др., 1992; Пучков 1993; Зайков и др., 1994).

К настоящему времени минералогия марганцевых руд Бахтинской группы рудопоявлений детально не описана. По данным предшественников в рудах установлено 19 минералов, которые включают главные породообразующие спессартин, марганцевый андрадит, родонит, марганцевый эгирин-авгит, марганцевый авгит, гематит и кварц, а также второстепенные и акцессорные тефроит, эпидот, РЗЭ пьомонит, марганцевый тремолит, манганокуммингтонит, кальцит, родохрозит, магнетит, якобсит, пирит, барит и апатит (Городничева, 1998). При доизучении минералогии руд выявлены новые минеральные фазы: йогансенит, циркон, титанит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, пиррофанит, хлорит, лантановый алланит, лантановый гаспарит, лантановый монацит.

Цель данной работы – уточнение составов породообразующих минералов (гранатов, пироксенов и амфиболов) в метаморфогенных силикатно-карбонатных рудах рудопоявлений Бахтинское-1 и Бахтинское-2. Материалами для исследования послужили образцы, собранные летом 1996 г. и хранящиеся в коллекции на кафедре минералогии *Санкт-Петербургского государственного университета* (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия). Аналитические исследования проводились в ресурсных центрах СПбГУ «Геомодель», «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгенодифракционные методы исследования».

Марганцевые руды на рудопоявлениях формируют три субпараллельные залежи, в виде линз залегающие среди кремнистых пород, и подразделены на первичные (силикатно-карбонатные), метаморфогенные и оксидные (гипергенные). Наибольшая залежь достигает 90 м в длину и 10 м в ширину, в то время как две другие залежи – 35 м в длину и мощностью 6 м. Рудные тела «бескорневые» и не сопровождаются гидротермальными изменениями в нижней части. На рудопоявлении Бахтинское-2 силикатные марганцевые породы с поверхности замещены гипергенными оксидами и гидроксидами марганца. Рудная залежь представляет собой линзовидное образование длиной 75 м по простиранию и мощностью ~20 м. Степень метаморфизма на рудопоявлениях достигает зеленосланцевой фации, что подтверждается появлением марганцевых амфиболов и пироксенов в составе руд (Городничева, 1998).

Рудопоявления имеют аналогичные породообразующие минералы, однако на рудопоявлении Бахтинское-1 минеральные агрегаты имеют более мелкозернистое строение и тонкопереслаивающуюся текстуру, а на рудопоявлении Бахтинское-2 – более крупнозер-

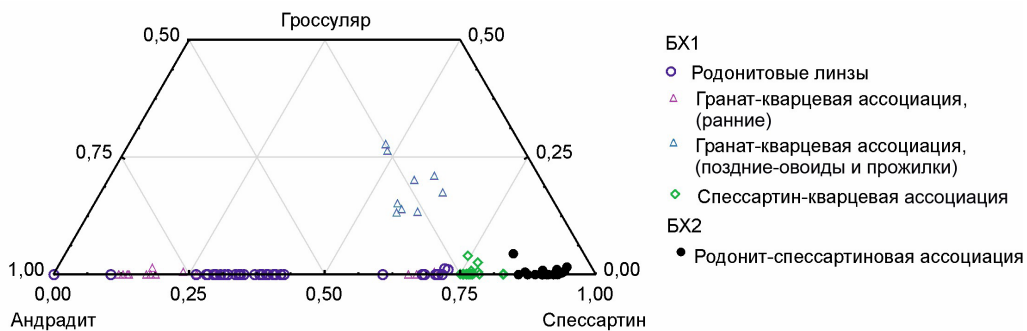


Рис. 1. Минеральный состав гранатов Бахтинского рудопоя.
Здесь и на рис. 2 и 3: БХ1 – Бахтинское-1, БХ2 – Бахтинское-2.

нистые за счет перекристаллизации пород. Выделяется несколько минеральных ассоциаций: Бахтинское-1 – родонитовые линзы в гранат-кварцевом агрегате, родонит-гранатовая и гранат-кварцевая (спессартин-кварцевая и андрадит-кварцевая) ассоциации, Бахтинское-2 – пироксен-амфиболовая и родонит-спессартиновая ассоциации.

Родонит является одним из наиболее распространенных породообразующих минералов марганцевых руд и входит в состав большинства выделенных ассоциаций. В рудах выделяются две генерации родонита: ранняя встречается на обоих месторождениях, поздняя – установлена только на рудопоявлении Бахтинское-1. Первая генерация представлена таблитчатыми и изометричными зернами размером до 0.1 мм в тесной ассоциации с кварцем, гранатами и другими минералами, образующими плотные мелкозернистые агрегаты. Вторая генерация образует более крупные удлиненные зерна, которые находятся в прожилках, секущих ранние агрегаты.

Гранаты (андрадит и спессартин) являются одними из наиболее распространенных минералов. Поздняя генерация гранатов характеризуется повышенными содержаниями гроссуляровой составляющей (рис. 1). На рудопоявлении Бахтинское-1 гранаты имеют более широкий диапазон составов, а на рудопоявлении Бахтинское-2 во всех анализах гранатов превалирует спессартиновая составляющая. В родонитовых линзах наблюдается широкая вариация составов гранатов ряда андрадит–спессартин.

Гематит и кварц также широко распространены на обоих рудопоявлениях. Для кварца можно выделить две генерации: ранняя представлена мелкими (0.01–0.02 мм) изометричными зернами, а поздняя – образует прожилки, мощность которых может достигать первых миллиметров в марганцевых рудах и до 15 мм во вмещающих породах.

Пироксены имеют второстепенное значение на обоих рудопоявлениях. Их видовая принадлежность определена по классификации (Morimoto, 1988). На рудопоявлении Бахтинское-1 имеется две генерации пироксенов в гранат-кварцевой ассоциации: ранняя представлена тонкими прожилками (мощность до 1–3 мм) йогансенита, в которых часто наблюдаются овоиды (диаметр ~5 мкм) спессартина, и поздняя – марганцевым авгитом в виде небольших таблитчатых зерен размером до 0.1 мм (рис. 2). На рудопоявлении Бахтинское-2 пироксены менее марганцевые, но отмечаются более железистый и натровый составы.

Амфиболы (марганцевый тремолит и манганокумминтонит), главным образом, встречаются в ассоциации с родонитом, гранатами и кварцем. На рудопоявлении Бахтинское-1 амфибол встречается в центре родонитовых линз в родонит-гранатовой и спессартин-кварцевой ассоциациях, а на рудопоявлении Бахтинское-2 наблюдаются целые пироксен-амфиболовые агрегаты, в которых амфибол развивается по Ca-Mg пироксену с высоким содержанием Mn (до 0.3 ф.е) и Fe (до 0.3 ф.е). Амфибол на рудопоявлении Бахтинское-1 имеет более широкий

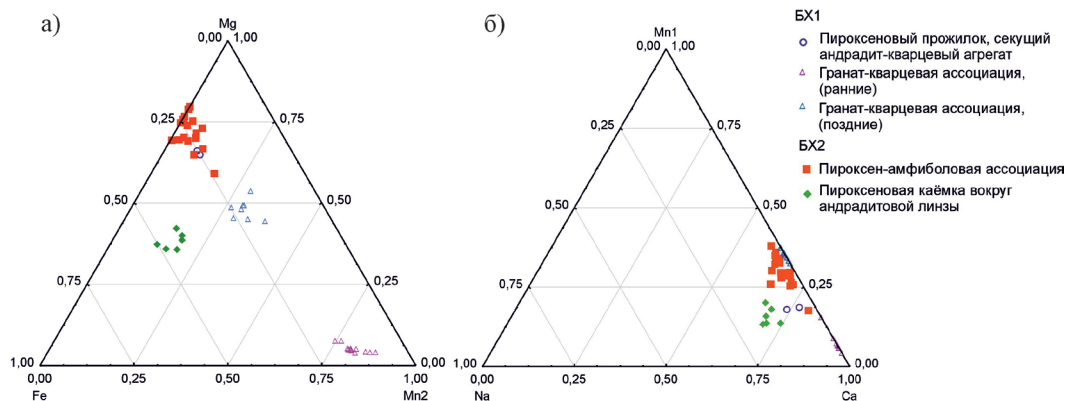


Рис. 2. Распределение Fe-Mg-Mn2 в позиции M2 (а) и Na-Mn1-Ca позиции M1 (б) минералов группы пироксенов.

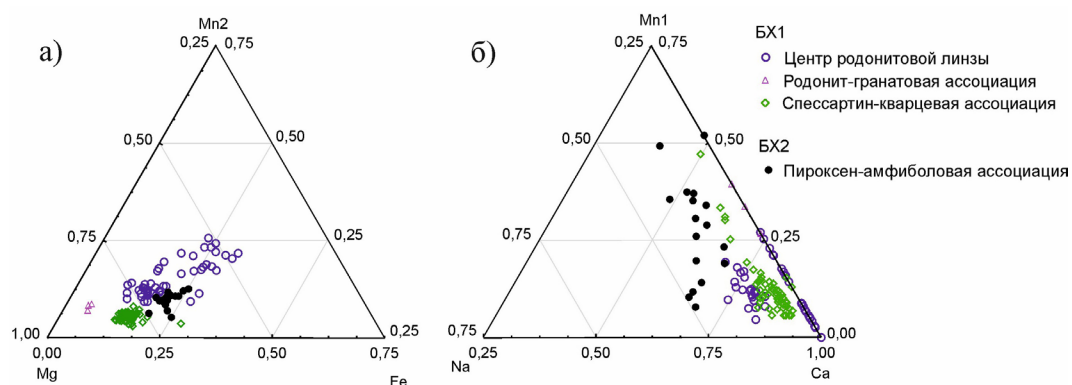


Рис. 3. Распределение Mg-Mn2-Fe в позиции M (а) и Na-Mn1-Ca в позиции B (б) в минералах группы амфиболов.

диапазон составов, на рудопроявлении Бахтинское-2 для амфибола характерен натровый состав с вариацией Ca-Mn в первой позиции (рис. 3).

Таким образом, в результате детального минералогического изучения марганцевых рудопроявлений Бахтинское-1 и Бахтинское-2 уточнены особенности их минерального состава и выявлены ранее не описанные минеральные фазы. Выделены минеральные ассоциации и установлены отличия между рудопроявлениями: для рудопроявления Бахтинское-1 характерны мелкозернистые агрегаты, широкий диапазон составов гранатов и несколько генераций родонита и пироксенов; для рудопроявления Бахтинское-2 – более крупнозернистые перекристаллизованные породы с преобладанием спессартина в гранатах и развитием пироксен-амфиболовых ассоциаций.

Литература

Городничева И.А. Минералогия марганцевых месторождений Бахтинской группы, Южный Урал: Магистерская диссертация: Специальность 05.04.01 «Геология». С.-Пб: СПбГУ, 1998. 78 с.

Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В. Строение, рудоносность и методика геологического картирования островодужных комплексов Южного Урала // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М., 1994.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.

Сервакин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Г. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 195 с.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist. 1988. Vol. 73. P. 1123–1133.

С.А. Дьякова¹, Н.Д. Сергеева¹, А.В. Куликова², К.Р. Миннебаев²

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия

Solodova.IG@yandex.ru

² – Казанский (Приволжский) федеральный университет,
г. Казань, Россия

Старопетровская свита каировской серии венда Волго-Уральской области: источники сноса по данным петрографии и локального U-Pb датирования циркона

Аннотация. Представлены результаты изучения терригенных пород старопетровской свиты венда, вскрытых скважиной Красноустьской на востоке Шкапово-Шиханской впадины (Волго-Уральская область). В составе свиты выделены три толщи: нижняя (аргиллиты), средняя (песчаники) и верхняя (чередование песчаников и алевролитов). U-Pb ЛА-ИСП-МС возраст детритового циркона из песчаников составляет 3247–577.8 млн лет. Для песчаников старопетровской свиты определен основной Протоуральско-Тиманский провенанс-сигнал, отвечающий позднему рифею-венду.

S.A. Dyakova¹, N.D. Sergeeva¹, A.V. Kulikova², K.R. Minnebaev²

¹ – Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

² – Kazan (Volga) Federal University, Kazan, Russia

Staropetrovo Formation of the Vendian Kairovo Group from the Volga-Uralian area: provenances based on petrography and local U-Pb zircon geochronology

Abstract. The results of study of terrigenous rocks of the Vendian Staropetrovo Formation, which were exposed by the Krasnousolsk borehole in the east Shkapovo-Shikhan depression (Volga-Uralian area), are presented. The formation consists of three sections: the lower (claystones), middle (sandstones), and upper (alternated sandstones and siltstones). The U-Pb LA-ICP-MS isotopic age of detrital zircon is 3247–577.8 Ma. The Proto-Ural-Timan provenance signal, which corresponds to the late Riphean-Vendian, is the main for sandstones of the Staropetrovo Formation.

Старопетровская свита каировской серии венда на юго-востоке Восточно-Европейской платформы широко распространена и определяет площадь развития отложений венда в Шкапово-Шиханской впадине. Формирование свиты связано с орогеническими процессами, происходившими в это время на окраине континента Балтики (Пучков, 2010), и представляет собой пример нескладчатой молассы. Данная работа нацелена на определение источников сноса с помощью не только классического петрографического метода, но и с применением локального U-Pb датирования циркона методом ЛА-ИСП-МС.

Шлифы терригенных пород описаны с помощью поляризационного микроскопа «Био-Оптик», количество зерен для классификации песчаников по составу подсчитано по методике (Шванов, 1969). Монофракции циркона выделены по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Катодоллюминесцентные изображения получены с помощью микроскопа Zeiss Axio Lab A1 с катодоллюминесцентной приставкой CITL MK5-2. Для U-Pb изотопного датирования цирконов использована система лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме iCAP Qc (ThermoFisher Scientific). Исследования проведены в НОЦ «Геотермохронология» (КФУ, г. Казань). Обработка масс-спектрометрических данных, учет коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчет изотопных отношений и соответствующих возрастов проводился с помощью программы Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro 7. Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям, построение гистограммы относительной вероятности выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15. Для гистограммы использовался $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для цирконов моложе 1000 млн лет и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраст для цирконов древнее 1000 млн лет с дискордантностью (D, %) в интервале -10% – 10% . Измерения, где дискордантность $>10\%$ исключались из выборки. Всего проанализировано 100 зерен циркона и получено 82 конкордантных значения возраста.

Отложения старопетровской свиты в Красноульской скважине выделены в интервале глубин 2575–3062 м (рис. 1), где представлены чередованием аргиллитов, песчаников и алевролитов. Вскрытая мощность свиты составляет 487 м. По результатам петрографического описания старопетровскую свиту можно разделить на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя толща представлена карбонатно-глинисто-железистыми аргиллитами с рассеянными угловатыми алевролитовыми зернами (чаще кварца). Акцессорные минералы – циркон, апатит, ильменит. Алевролитовый материал формирует слоистость, в соответствии с которой распределяется фрамбоидальный пирит. Обилие пирита свидетельствует о высокой биологической активности в донном илистом осадке, а его формирование связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. Наличие прослоев пирита указывает на дефицит кислорода и малоподвижные условия среды в осадочном бассейне. О спокойных гидродинамических условиях бассейна седиментации свидетельствуют также отсутствие следов взмучивания и тонкая горизонтальная слоистость пород.

Средняя толща представлена преимущественно мезомиктовыми мелко-среднезернистыми песчаниками с примесью алевролитового материала. Песчаники хорошо сортированные. Кварцевые зерна преимущественно угловатые и слабоокатанные, реже хорошоокатанные. Цемент карбонатно-глинистый, реже халцедоновый. Текстура беспорядочная, иногда с элементами слоистости за счет ориентировки слоистых силикатов, также отмечены участки пятнистой слоистости за счет фрагментарного развития кальцита в цементе. Акцессорные минералы – циркон, апатит, ильменит, магнетит.

Верхняя толща представлена средне- и хорошосортированными алевролитами с глинисто-карбонатным цементом и прослоями песчаников. Обломки угловатые и практически неокатанные. Текстура слоистости подчеркнута прослоями, обогащенными алевролитовым материалом. Акцессорные минералы – циркон, апатит, ильменит, магнетит.

Исследованные цирконы из песчаников старопетровской свиты верхнего венда (проба SD-1-24) представлены хорошоокатанными зернами, реже кристаллами со сглаженными ребрами, преимущественно бледно-розовыми, размером от 0.05×0.05 до 0.125×0.25 мм. По данным катодоллюминесценции и оптической микроскопии в цирконах присутствуют ядра, минеральные и флюидные включения различной морфологии, часто наблюдаются зерна с от-

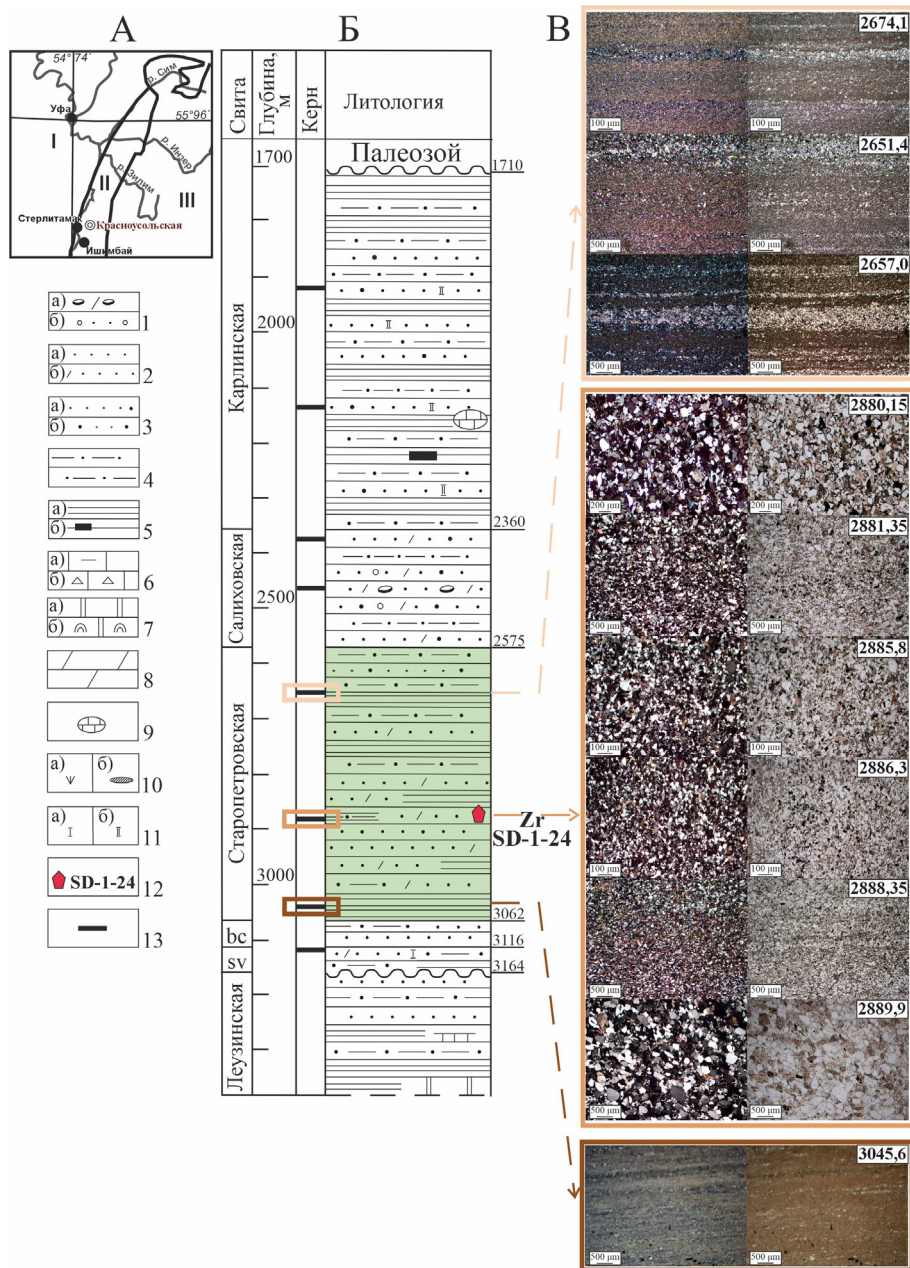


Рис. 1. Карта-схема с расположением изученной скважины (А) и фрагмент разреза (Б) верхне-девонских отложений в Красносульской скважине (Сергеева, Солодова, 2020). Микрофотографии шлифов (В): слева с анализатором, справа с поляризатором, цифрами указана глубина отбора образца.

1 – конгломераты (а), гравелиты (б); 2, 3 – песчаники: 2 – кварцевые (а), мезомиктовые (б), 3 – полевошпат-кварцевые (а), аркозовые (б); 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты глинистые (а), углеродистые (б); 6 – известняки глинистые (а), брекчированные (б); 7 – доломиты (а), со строматолитами (б); 8 – мергели; 9 – карбонатная конкреция; 10, 11 – характеристика пород: 10 – глауконит (а), кремни (б), 11 – кальцитизация (а), доломитизация (б); 12 – место отбора и номер пробы на циркон; 13 – интервалы выноса керн.

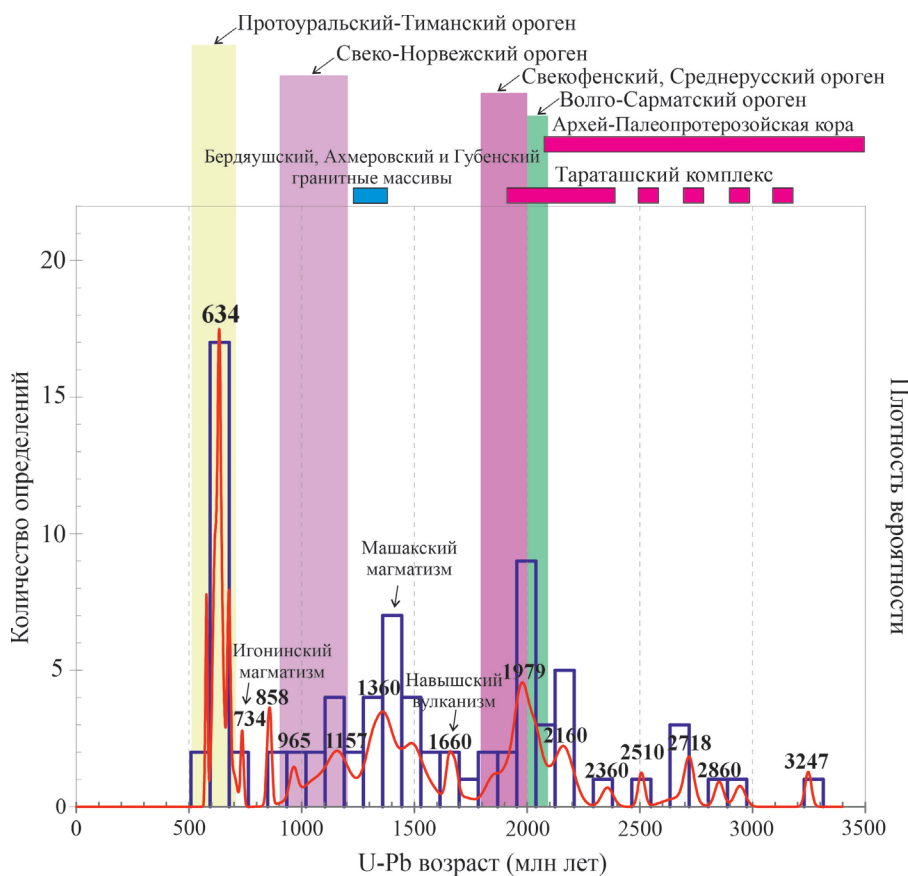


Рис. 2. Графики плотности относительной вероятности распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов (dZr) из песчаников старопетровской свиты (проба SD-1-24) (Дьякова и др., 2025).

Красной линией показан возрастной спектр датировок на графике, количество измерений с близкими возрастными отражено на гистограмме (синяя линия). Возрастные границы орогенных комплексов выделены по данным (Кузнецов и др., 2012).

четливыми зонами роста кристалла. На поверхности некоторых зерен развиты углубления в виде ветвящихся каналов, которые могут быть интерпретированы как структуры растворения и/или трещины механической абразии.

В результате U-Pb ЛА-ИСМ-МС датирования детритового циркона из песчаников старопетровской свиты в скважине Красноусольской определен широкий возрастной (от 3247 до 577.8 млн лет) диапазон потенциальных источников цирконовой кластики (рис. 2).

Особенности распределения возрастных популяций цирконов из песчаников старопетровской свиты указывают на поступление обломочного материала в Волго-Уральский бассейн, преимущественно, из местных питающих провинций (Дьякова и др., 2025). Источником наиболее древней (2944–2660 и 2507–1831 млн лет) популяции цирконов предполагаются архей-палеопротерозойские образования Тараташского метаморфического комплекса Южного Урала и кристаллические породы фундамента платформы Волго-Уральской области. Для детритовых цирконов с возрастными 1720–1472, 1390–1044 и 736–653 млн лет, отвечающими раннему, среднему и завершающему рифею, в качестве потенциальных источников цирконовой кластики рассматриваются интрузивные и вулканогенные образования навышского,

машакского и игонинского магматических комплексов рифея Южного Урала и базальты актанышского (скв. 203 Мензелино-Актанышская) и кипчакского (скв. 1 Кипчакская) вулканогенных комплексов Волго-Уральской области (Дьякова и др., 2025 и ссылки в этой работе). В местных питающих провинциях не установлены источники цирконов с возрастными 964–851 и 643–603 млн лет, что, вероятнее всего, связано с недостаточной изотопно-геохронологической изученностью осадочных и магматических комплексов докембрия Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления.

Таким образом, потенциальными источниками цирконовой кластики с датировками, отвечающими временным интервалам раннего, среднего и завершающего рифея, являются интрузивные и вулканогенные образования Южного Урала и Волго-Уральской области. Высокую роль близких (местных) источников сноса обломочного материала в формировании отложений старопетровской свиты за счет осадочных и осадочно-метаморфизованных пород докембрия платформы подтверждают данные петрографического изучения пород свиты (слабая окатанность обломков).

Работа выполнена в рамках государственного задания FMRS-2025-0016.

Литература

Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Куликова А.В. и др. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из песчаников старопетровской свиты венда Волго-Уральского осадочного бассейна и потенциальные источники цирконовой кластики // Георесурсы. 2025. Т. 27. С. 195–208.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацлло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Доклады академии наук. 2012. Т. 447. С. 73–79.

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

Сергеева Н.Д., Солодова С.А. Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноустьевская (Предуральский крайвой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 55–67.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

Р.Р. Ишканова¹, Е.А. Машкова², Н.Д. Сергеева¹, С.А. Дьякова¹

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
gal1mullinarenata@yandex.ru

² – Уфимский университет наук и технологий, г. Уфа, Россия

Минеральный состав бокситов Айского месторождения (Республика Башкортостан) по данным микроскопического анализа

Аннотация. В работе приведены результаты оптического и электронно-микроскопического изучения шлифов и аншлифов бокситов Айского месторождения (Республика Башкортостан). Основными пороодообразующими минералами в бокситах являются каолинит и гётит, в некоторых – диаспор и гиббсит, также диагностированы аксессуарные барит, мусковит, обломочный кальцит и доломит. Определена закономерная смена минеральных ассоциаций по разрезу.

Mineral composition of bauxites from the Ay deposit (Republic of Bashkortostan) based on microscopic analysis

Abstract. The study provides the results of optical and electron microscopic study of bauxites from the Ay deposit (Republic of Bashkortostan). The major rock-forming minerals of bauxites include kaolinite and goethite (locally, diaspore and gibbsite). Barite, muscovite, detrital calcite, and dolomite are accessory. The regular change in mineral assemblages is identified throughout the section.

Айское бокситовое месторождение расположено в Салаватском районе Республики Башкортостан и входит в состав Южно-Уральского бокситоносного района. Характерной чертой бокситоносных отложений района является залегание бокситов между двумя толщами карбонатных пород франского яруса верхнего девона (Вялухин, Анфимов, 1981), что определяет сложность его генезиса. Целью работы является детальное изучение минерального состава бокситов на основе микроскопического анализа шлифов и аншлифов для выявления закономерностей распределения минеральных ассоциаций по разрезу.

Материалом для исследования послужили образцы известняков и бокситов (рисунок), отобранных из месторождения (борт Старогодного карьера) в рамках производственной практики под руководством директора ООО «Уральское горно-геологическое агентство» А.В. Кочергина. Шлифы описаны с использованием поляризационного микроскопа «БиОп-тик СР-400» (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Химический состав минералов уточнен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Формулы минералов рассчитывались в программах Microsoft Excel и MineralCals.

В разрезе снизу вверх устанавливается смена литологических типов пород. В основании залегают пятнистые, обломочные известняки, сцементированные бокситовым материалом, которые через постепенный переход сменяются массивными бокситами. Внутри бокситового горизонта наблюдаются трещиноватые бокситы с прожилками барита и брекчиевидные пестроцветные бокситы с обломками доломита. Завершается разрез резким контактом с органогенными известняками. Мощность бокситового горизонта 0–12 м.

Обломочный известняк сцементирован бокситовым материалом (обр. № 88). В составе преобладают каолинит и гетит, в подчиненном количестве присутствует гиббсит (каолинит и гиббсит диагностированы оптически). Порода характеризуется наличием угловатых обломков кальцита, погруженных в глинисто-железистую массу (табл. 1).

Яшмовидный бокситовый слой имеет диаспоровый (обр. № 86) и диаспор-гётитовый состав (обр. № 87). Диаспор чаще встречается в виде тонкодисперсных агрегатов, реже – в виде отдельных агрегатов. Гётит образует хорошо различимые игольчатые кристаллы размером от 0.025 до 0.5 мм. Местами наблюдаются ксеноморфные каолинит-гематитовые агрегаты микроскопического размера (до 0.01 мм), тесно ассоциирующие с зернами гетита. Барит выполняет трещины в бокситах, образуя тонкие (до 1 мм) до широких (до 0.04 мм) кристаллы серовато-белого цвета с четкими границами с вмещающей породой. В яшмовидных бокситах диаспор содержит высокую концентрацию Fe_2O_3 , гетит – повышенное содержание Al_2O_3 (табл. 2).

Серые бокситы (образцы № 85–82) преимущественно состоят из каолинита и гётита с подчиненным количеством гиббсита и диаспора. Каолинит образует тонкодисперсные массы, заполняющие трещины. Гётит образует игольчатые кристаллы размером 0.025–0.5 мм, а так-

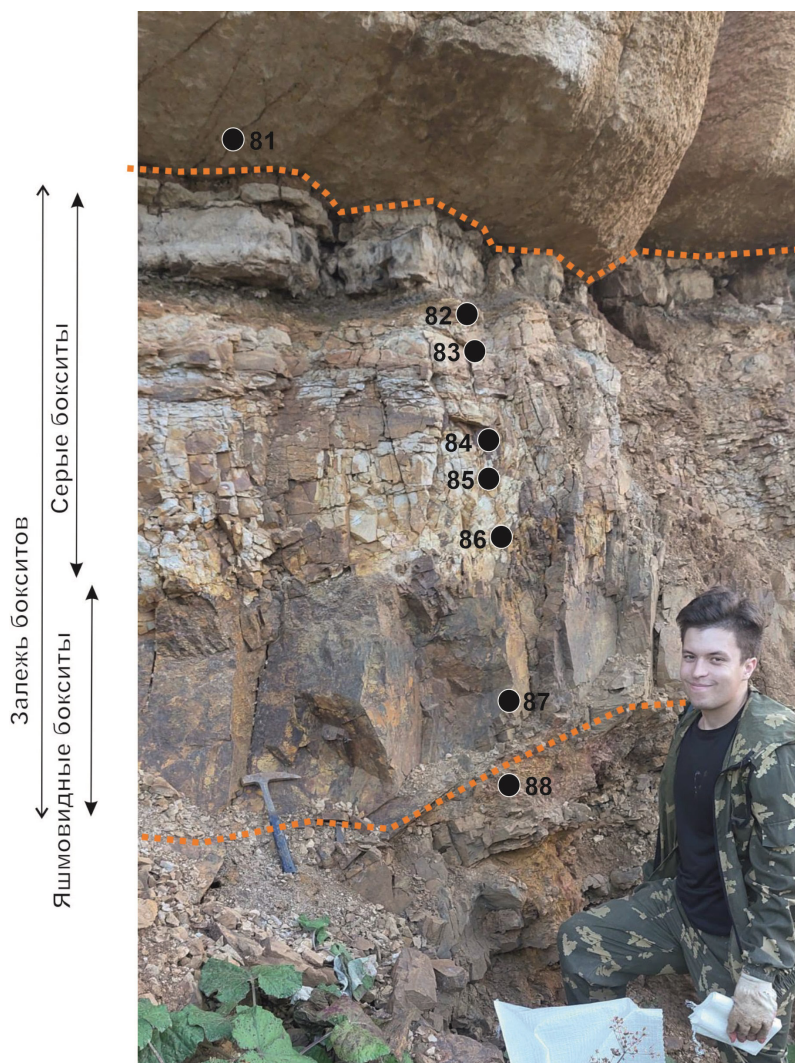


Рис. Фрагмент стенки карьера и местоположения отбора образцов, Айское месторождение (фото А.В. Кочергина).

же формирует сплошную матрицу, пропитывающую основную массу породы. С учетом потерь при прокаливании состав гетита соответствует алюмогетиту с примесью SiO_2 , вероятно, связанной с микроагрегатными срастаниями. Пересчет по кислородному методу дает формулу $(\text{Fe}_{0.85}\text{Al}_{0.01})_{0.86}\text{O}(\text{OH})$. Гиббсит представлен оолитами размером до 0.15 мм. Диаспор чаще встречается в виде отдельных агрегатов (до 0.1 мм). Из второстепенных минералов определены кристаллы циркона (табл. 2). Каолинит и гидроксиды развиваются по трещинам. Выше по разрезу в серых бокситах появляются обломки доломита (табл. 2). Участками имеются оолитовые бокситы. Зафиксирована каолинит-гематитовая ассоциация. По трещинам развит кварц. Каолинит характеризуется повышенным содержанием железа (табл. 2).

Надрудные известняки содержат хорошо сохранившиеся раковины остракод (обр. № 81). Кальцит содержит до 0.71 мас. % MgO . Расчетная формула кальцита – $(\text{CaO}_{0.99}\text{Mg}_{0.01})_{1.00}\text{CO}_2$.

Таблица 1
Химический состав минералов из обломочных известняков (мас. %)

Минерал	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	MnO	MgO	CO ₂	Сумма
Кальцит	52.00	1.98	–	0.12	–	0.08	43.97	98.15
Гетит	1.78	73.79	0.60	2.96	0.85	–	–	79.99

Таблица 2

Химический состав минералов бокситов (мас. %)

Минерал	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	MnO	SO ₂	BaO	TiO ₂	K ₂ O	ZrO ₂	Sc ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	HfO ₂	H ₂ O	Сумма
Яшмовидные бокситы (обр. 86, 87)																	
Диаспор	82.66	0.52	2.65	–	–	–	–	–	–	0.11	–	–	–	–	–	15.02	85.92
Гетит	12.66	3.41	73.52	0.20	–	0.34	0.23	–	–	3.76	–	–	–	–	–	–	94.30 ¹
Каолинит-гематит	38.36	2.12	40.41	–	–	–	0.15	–	–	–	–	–	–	–	–	–	81.04
Барит	29.93	19.97	35.63	0.11	1.89	–	–	–	–	0.89	–	–	–	–	–	–	88.42
	0.41	–	0.72	–	–	–	–	35.84	64.36	–	–	–	–	–	–	–	102.89 ²
Серые бокситы (обр. 82, 83, 84, 85)																	
Каолинит	40.46	41.74	2.57	0.21	0.91	–	–	–	–	1.28	3.39	–	–	–	–	–	90.75 ³
	39.72	37.87	0.52	0.15	0.18	–	–	–	–	8.87	0.23	–	–	–	–	–	87.55
Гиббсит	59.20	22.25	1.86	0.11	–	0.34	–	0.47	–	2.49	–	–	–	–	–	–	86.72
Диаспор	79.38	2.06	0.84	–	–	–	–	0.23	–	3.50	–	–	–	–	–	–	86.01
Циркон	3.04	26.64	2.06	1.35	0.26	2.92	–	–	–	0.25	–	57.09	0.48	3.60	1.42	CO ₂	99.10
Доломит	0.27	–	0.18	30.18	20.51	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	47.63	98.77

Примечание. Низкие суммы анализов для гидроксидов (диаспор, гетит) и глинистых минералов связаны с наличием структурной воды (ОН-, Н₂O). Прочерк – содержание ниже предела обнаружения. Минералы также содержат: ¹ – 0.17 мас. % V₂O₅; ² – 1.56 мас. % SrO; ³ – 0.20 мас. % ZnO.

В результате исследований установлено, образцы бокситового горизонта относятся к каолинит-гетитовым породам (аллитам). Учитывая их пространственную связь и наличие яшмовидных бокситов, в составе которых преобладающим минералом является диаспор, в работе используется общий термин «бокситы» для всей совокупности пород.

Нижняя часть разреза характеризуется отсутствием карбонатного цемента, вместо которого присутствуют каолинит и гетит, представляющие собой нерастворимый остаток. Подобные процессы характерны для зон карстового выветривания карбонатных пород, где растворение карбонатной матрицы приводит к концентрации остаточных продуктов (Бушинский, 1975). Яшмовидный бокситовый слой характеризуется ассоциацией гетита и гематита, развивающейся по основным породам, которые типичны для профилей латеритного выветривания (Бушинский, 1975). Присутствие каолинита, вероятно, связано с начальными стадиями этого процесса.

Повышенное содержание TiO_2 отдельных зерен каолинита в серых бокситах может отражать специфику состава исходных кор выветривания. В среднем, бокситы всех типов содержат 2.45 мас. % TiO_2 (Бенеславский, 1974). Присутствие обломков доломита и каолинита с высоким содержанием магния может указывать на то, что выше по разрезу (или вблизи) залежали доломиты, которые также разрушались. Вторичный кварц в трещинах может свидетельствовать о низкотемпературных гидротермальных процессах.

Таким образом, установлено, что разрез Айского месторождения демонстрирует закономерную смену минеральных ассоциаций: от смешанных карбонатно-бокситовых образований через диаспор-доминирующие породы с гидротермальной минерализацией и диаспорсодержащие разности к каолинит-гетитовым бокситам, завершая карбонатными породами с фауной.

Автор выражает глубокую признательность руководителю производственной практики и директору ООО «Уральское горно-геологическое агентство» А.В. Кочергину за материалы и помощь в работе.

Работа выполнена в рамках государственного задания FMRS-2025-0016.

Литература

- Бенеславский С.И. Минералогия бокситов. М.: Недра, 1974 с.
Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 163 с.
Вялухин Г.И., Анфимов Л.В. Бокситы и бокситоносные отложения Урала: сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. 21 с.

А.В. Матяхина

*Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт Петербург, Россия
nesteaeef@list.ru*

Минеральные ассоциации скарнированного карбонатного горизонта о. Пусунсаари (Южная Карелия)

(научный руководитель – к.г.-м.н. Е.Н. Перова)

Аннотация. В работе представлены результаты минералогического исследования скарнированного карбонатного горизонта острова Пусунсаари (Южная Карелия). В исследованном разрезе диопсид-кальцитовые, карбонат-флогопитовые, кварц-флогопит-мусковитовые, флогопит-диопсидовые, тремолит-актинолит-мусковитовые и актинолит-мейонитовые породы замещают друг друга (снизу вверх), образуя вертикальную метасоматическую зональность.

Mineral assemblages of a skarnified carbonate horizon of Pusunsaari Island (South Karelia)

Abstract. The paper presents the results of mineralogical study of a skarnified carbonate horizon of Pusunsaari Island (South Karelia). In the studied section, diopside-calcite, carbonate-phlogopite, quartz-phlogopite-muscovite, phlogopite-diopside, tremolite-actinolite-muscovite and actinolite-meionite rocks replace each other (from bottom to top) forming vertical metasomatic zoning.

Остров Пусунсаари находится в Южной Карелии у северного побережья Ладожского озера, вблизи г. Питкяранта. В геологическом строении острова принимают участие архейские гранитогнейсы, слагающие купола, и обрамляющие их раннепротерозойские породы питкярантской свиты (Котова и др., 2011). Свита сложена амфиболовыми и кварц-биотитовыми сланцами, в которых залегают карбонатные горизонты (Хазов, 1973). По карбонатным горизонтам в свекофенское время (1.9–1.8 млрд лет назад) сформировались ранние магнезиальные скарны, которые позднее заместились известковыми скарнами вследствие внедрения гранитов Салминского массива (Булах и др., 2025).

Скарнированный карбонатный горизонт на острове Пусунсаари является одним из традиционных объектов учебной практики студентов 3 курса геологического направления Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ, г. Санкт-Петербург), однако в литературе отсутствуют детальные описания минералогии этих пород. Материал для исследований представлен коллекцией из 11 образцов, отобранных автором в полевых условиях под руководством к.г.-м.н. Е.Н. Перовой. Исследования проводились на кафедре минералогии СПбГУ, а также в ресурсных центрах СПбГУ «Геомодель», «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгено-дифракционные методы исследования» с использованием оптической микроскопии, рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа и рентгенофазового анализа для диагностики минералов.

В ходе полевых работ на южном побережье острова изучено обнажение разреза скарнированного карбонатного горизонта мощностью около 10 м, залегающего согласно с вмещающими амфиболовыми сланцами (рисунок). Породы падают на 27–35° в юго-западном направлении при азимуте падения около 130°. Эти отложения находятся в непосредственной близости от пегматитовых жил, также сопровождающихся скарновой минерализацией. Породы контактируют с мономинеральными телами, сложенными скаполитом. В строении разреза по текстурно-структурным признакам выделено четыре пачки (таблица).

Массивные зеленоватые породы нулевой пачки залегают ниже разреза и сложены диопсидом и кальцитом. Из рудных минералов широко распространен пирит, выделения которого нередко превышают 1 мм в диаметре.

Первая пачка мощностью около 0.5–1.0 м представлена массивной толстоплитчатой светлоокрашенной породой. Основание пачки слагает кальцит-доломитовая порода с примесью флогопита. Выше по разрезу наблюдается переслаивание породы с темным Ва- и F-содержащим флогопитом. Прослои, обогащенные слюдой, достигают мощности нескольких сантиметров.

Вторая пачка мощностью более 2 м сложена слоистой тонкоплитчатой породой, представленной мелкозернистой массой из кварца, флогопита, по которому развивается мусковит. В породе присутствует редкоземельная минерализация в виде бастнезита-(Ce) и алланита-(Ce).

Третья пачка мощностью 6–7 м сложена темноокрашенной толстоплитчатой породой и характеризуется наибольшей неоднородностью. В основании пачки порода состоит из флого-

Минеральный состав пород скарированного карбонатного горизонта среди раннепротерозойских пород питкьярантской свиты

Минерал	Распространение					
	Нулевая пачка	Первая пачка	Вторая пачка	Третья пачка		
				I	II	III
Кварц SiO_2	●		▲			
Диопсид $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	▲			●	▲	
Кальцит $\text{Ca}(\text{CO}_3)$	▲	▲				●
Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$		▲				
Магнезиогорнблендит $\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2$		●				
Актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$	●				▲	▲
Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$	▲	●			▲	
Мейонит $\text{Ca}_4(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8)_3(\text{CO}_3)$						▲
Флогопит $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$		▲	▲	▲		▲
Мусковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$			▲	●	▲	▲
Тальк $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$		●				
Клинохлор $(\text{Mg}_2\text{Al})(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$		●		●		
Пренит? $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$				●		●
Анальцим $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8) \cdot \text{H}_2\text{O}$						▲
Калиевый полевой шпат $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$			●			●
Битовнит $(\text{Ca,Na})(\text{Al}(\text{Al,Si})\text{Si}_2\text{O}_8)$			●		●	
Анортит $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$					●	
Барит $\text{Ba}(\text{SO}_4)$		■				
Рутил TiO_2		■				
Титанит $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$				■	■	■
Циркон $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$		■	■		■	■
Фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	■	■	■	■	■	■
Торит $\text{Th}(\text{SiO}_4)$			◆			
Пирит $\text{Fe}(\text{S}_2)$	◆	◆				
Никельскуттерудит $\text{Ni}_4(\text{As}_4)_3$			◆			
Аргентит Ag_2S				◆		
Ковеллин $\text{Cu}^{2+}_2\text{Cu}^{2+}\text{S}(\text{S}_2)$					◆	
Гематит Fe_2O_3		◆				
Алланит-(Ce) $\text{CaCeFe}^{2+}\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$			◆			
Бастнезит-(Ce) $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$			◆	◆		
Монацит-(Ce) $\text{Ce}(\text{PO}_4)$						◆

Примечание. Минералы: ▲ – породообразующие, ● – второстепенные, ■ – акцессорные, ◆ – рудные минералы. Третья пачка: I – основание, II – середина, III – верх.

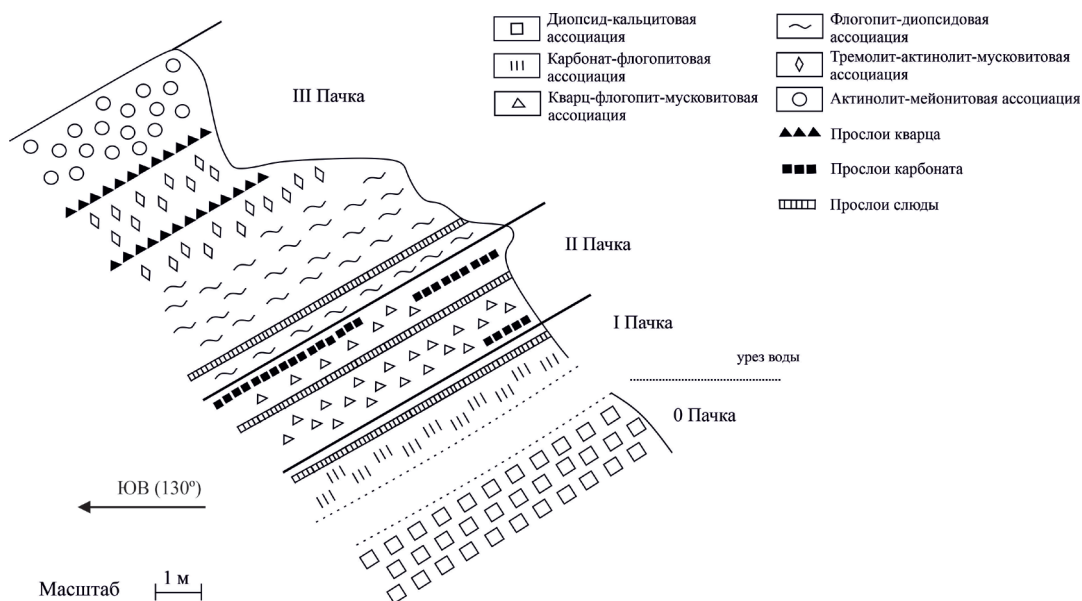


Рисунок. Схема разреза карбонатного горизонта среди раннепротерозойских пород питкьярантской свиты (составлена автором).

пита и диопсида, а также наблюдается бастнезит-(Се). В средней части пачки основу породы составляет темно-зеленая мелкокристаллическая масса из тремолита, актинолита, мусковита и диопсида. В верхней части пачки порода мелкозернистая массивная, сложена, главным образом, актинолитом, флогопитом, мейонитом в ассоциации с анальцимом и мусковитом. Здесь наблюдаются прослои кварца мощностью до нескольких сантиметров.

Таким образом, в разрезе скарнированного карбонатного горизонта острова Пусунсари устанавливается вертикальная метасоматическая зональность пород (снизу вверх): диопсид-кальцитовая → карбонат-флогопитовая → кварц-флогопит-мусковитовая → флогопит-диопсидовая → тремолит-актинолит-мусковитовая → актинолит-мейонитовая. Появление мейонита, анальцима и калиевого полевого шпата в верхних горизонтах свидетельствует об увеличении роли щелочей и кремнезема в минералообразующем флюиде. Пространственная приуроченность описанных изменений к зоне развития пегматитовых жил позволяет рассматривать их как результат воздействия постмагматических флюидов, связанных с гранитными пегматитами.

Литература

Булах М.О., Бакиев И.А., Япаскурт В.О. Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкьярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 1. Офикальцит рудного поля Хопунваара // Литосфера. 2025. Т. 24. № 6. С. 1060–1083.

Котова И.К., Гордон Ф.А., Котов С.Р. Строение разреза и состав пород питкьярантской свиты северо-восточного обрамления импилахтинского купола (Северное Приладожье) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2011. Вып. 4. С. 28–49.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Ленинград: Наука, 1973. 87 с.

ЧАСТЬ 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

В.А. Петров

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, Россия
v.a.petrov@vniio.ru

Перспективы и предварительная оценка ресурсов глубоководных полиметаллических сульфидов Курильской дуги, Россия

Аннотация. В работе оценены металлогенические перспективы Курильской дуги, основанные на вулcano-тектонических, батиметрических, а также минералого-геохимических признаках. Выделено несколько перспективных участков на северо-западном склоне дуги. Металлогенический потенциал глубоководных полиметаллических сульфидов в пределах выделенных перспективных площадей оценивается в ~3.5 млрд т. Рассмотрены основные источники неопределенности и намечены дальнейшие этапы, необходимые для верификации модели и количественной оценки ресурсов.

V.A. Petrov

VNIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia

Prospects and preliminary resource assessment of seafloor polymetallic sulfides of the Kuril arc, Russia

Abstract. The paper evaluates the metallogenic potential of the Kuril arc based on volcano-tectonic, bathymetric and mineralogical-geochemical features. Several promising areas on the northwestern slope of the arc are identified. The metallogenic potential of deep-water polymetallic sulfides within the identified prospective areas is estimated at ~3.5 Gt. The main sources of uncertainty are considered and further steps necessary for model verification and resource quantification are outlined.

Глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) представляют собой продукты разгрузки высокотемпературных гидротермальных растворов и являются потенциальным источником Cu, Zn, Pb, Au и Ag. Для островодужных и задуговых гидротермальных систем характерны широкий диапазон физико-химических параметров флюидов, разнообразие вмещающих пород и повышенная (относительно систем срединно-океанических хребтов) роль летучих компонентов, что отражается в вариабельности минералого-геохимических типов руд и содержаний металлов в них (Hannington et al., 2005). По геолого-промышленному типу и ряду технологических характеристик ГПС рассматриваются как аналог вулканогенных колчеданных руд суши. В отечественной школе прогнозирования и поисков колчеданных месторождений накоплен значительный опыт изучения поисковых признаков и построения прогнозно-поисковых моделей на разных уровнях (от рудной провинции до месторождения) (Волчков, 2014; Иогансон и др., 2018).

Северо-западный склон Курильской дуги рассматривается как перспективный район для выявления ГПС. Вместе с тем, субаквальное рудообразование в пределах Курильской дуги не установлено, а имеющиеся сведения представлены преимущественно косвенными признаками (металлоносные осадки, железомарганцевые корки, локальные проявления вторичной минерализации и др.) (Glasby et al., 2006). Подобные проявления можно рассматривать как поисковые индикаторы гидротермальной активности (Лобковский, Черкашев, 2018).

Цель работы – оценить перспективы обнаружения ГПС в пределах северо-западного склона Курильской островной дуги и дать первичную количественную оценку прогнозных ресурсов. Учитывая современную степень изученности Курильской дуги, полученную оценку прогнозных ресурсов следует рассматривать как оценку металлогенического потенциала. Прогноз выполнен на основе анализа комплекса геологических, геофизических, геохимических и минералогических данных. Подобный подход соответствует принятой в отечественной практике схеме прогнозно-поисковых построений, при которой перспективные участки выделяются по совокупности признаков, характеризующих условия локализации оруденения (Иогансон и др., 2018). При выделении перспективных участков учитывались несколько независимых групп признаков: вулcano-тектонические, геоморфологические и минералогическо-геохимические. Наиболее перспективными приняты участки, где совмещаются не менее двух независимых групп признаков, что соответствует принятому в отечественной практике принципу прогноза (Иогансон и др., 2018).

Образование ГПС в островодужных условиях в значительной степени приурочено к кальдерам подводных вулканов, поэтому расчеты выполнялись исходя из расчета площадей кальдер Курильской дуги. Перспективные площади выделены с использованием программы ArcGIS Desktop (ArcMap) на основе данных GEBCO_2025 (General Bathymetric Chart of the Oceans).

Первичная количественная оценка ресурсного потенциала основана на методе аналогий. Для определения характеристик эталонного объекта использованы сведения об активных гидротермальных полях в пределах островных дуг и задуговых бассейнов, что позволило сопоставлять структурно-геодинамические условия и морфологию гидротермальных полей (Beaulieu, Szafranski, 2020).

Прогнозные ресурсы на ранних стадиях обычно оцениваются через удельную продуктивность объекта-эталона (площадную, реже объемную) и поправочный коэффициент подобия, отражающий степень соответствия геологических условий эталона и прогнозируемой площади (Кривцов, 2010). В качестве объекта-аналога использовано рудное поле Санрайз (Sunrise), условия формирования которого рассматриваются как наиболее близкие к прогнозируемым объектам Курильской дуги. Площадь рудного поля составляет 0.16 км², ресурсы – 9 млн т, удельная площадная продуктивность – 56.25 т/м², содержания Cu – 5.54 %, Zn – 21.9 %, Pb – 2.27 %, Au – 20 г/т, Ag – 1213 г/т (Iizasa et al., 1999; Glasby et al., 2000).

Оценку прогнозных ресурсов для подобных структур с учетом степени изученности целесообразно использовать, прежде всего, для ранжирования объектов и обоснования последующих исследований. Их интерпретация без учета неопределенности и принятых допущений может приводить к завышенному восприятию достоверности прогноза.

Основные источники неопределенности связаны с 1) детальностью батиметрии и, следовательно, с неопределенностью границ кальдер и возможных рудных построек, 2) неизвестным числом гидротермальных полей в пределах каждой перспективной площади, 3) геометрией рудных тел – площадью, мощностью и долей морфотипов руд и 4) вариациями средних содержаний металлов. Для учета неопределенностей выполнено стохастическое моделирование методом Монте-Карло с использованием программного продукта Crystal Ball. В модели заданы треугольные распределения площади кальдер, где минимальные, наиболее вероятные, и максимальные значения приняты как 1, 3 и 10 % площади основания, соответственно. Число испытаний определялось автоматически методом Precision Control до достижения заданной статистической точности. В качестве базовой оценки принималось математическое ожидание, а диапазон неопределенности характеризовался интердецильным интервалом (P10–P90).

По результатам моделирования ожидаемая величина прогнозных ресурсов Курильской дуги составляет около 3500 млн т, а P10–P90 – 2750–4220 млн т. Суммарная масса ме-

таллов оценивается следующим образом: Cu ~191.5 млн т, Zn ~756.6 млн т, Pb ~78.5 млн т, Au ~69.1 тыс. т и Ag ~4.2 млн т. При коэффициенте приведения 0.07 (Кривцов, 2010; Жабин, 2017) условный эквивалент запасов промышленных категорий составляет ~242 млн т (P10–P90 – 192–295 млн т). Полученные значения следует рассматривать как ориентировочные и зависящие от выбора аналога, параметров геометрии минерализации и степени геологической изученности района.

Оценка выполнялась без учета возможных объектов, связанных с областями задугового спрединга. В случае получения надежных данных о формировании бассейнов задугового спрединга в пределах Охотского моря расчетная оценка может быть пересмотрена в сторону увеличения. В то же время, уже на данном этапе результаты позволяют рассматривать Курильскую дугу как перспективный район для постановки поисковых и оценочных морских работ.

В конечном счете, итоговая оценка определяется числом полей, их масштабом и принятыми содержаниями металлов, поэтому первоочередной задачей остается подтверждение самого факта минерализации. Минимальная программа работ для проверки прогноза и уточнения оценок включает 1) многолучевую батиметрическую съемку, 2) гидрофизическое зондирование для выявления гидротермальных плюмов и локализации источников, 3) опробование (драга, коробчатый пробоотборник и телегрейфер) и 4) визуальную верификацию для подтверждения сульфидной минерализации и уточнения ее морфологии. Такая последовательность работ соответствует как международным подходам к разведке ГПС, так и отечественной практике.

Таким образом, анализ комплекса признаков гидротермальной активности с использованием методов аналогий и стохастического моделирования позволил выделить приоритетные участки в пределах Курильской дуги и дать оценку их ресурсного потенциала. Полученные материалы могут быть рассмотрены как основа для постановки последующих морских работ, направленных на подтверждение сульфидного рудообразования и переход к оценке ресурсов на более строгой доказательной базе.

Литература

- Волчков А.Г. Геолого-поисковые модели медно-цинково-колчеданных месторождений Урала // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 49–58.
- Жабин В.В. К вопросу о прогнозных ресурсах категории P3 и их переводе в запасы категории C2 // Региональная геология и металлогения. 2017. № 70. С. 74–77.
- Иогансон А.К., Калабашкин С.Н., Миронов Ю.Б. и др. Методические рекомендации по выделению и обоснованию перспективных участков недр на твердые полезные ископаемые по результатам региональных геолого-геофизических и геологосъемочных работ. СПб: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 45 с.
- Кривцов А.И. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра. М.: ЦНИГРИ, 2010. 96 с.
- Лобковский Л.И., Черкашев Г.А. Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. 707 с.
- Beaulieu S.E., Szafranski K.M. InterRidge Global database of active submarine hydrothermal vent fields version 3.4 (dataset). PANGAEA, 2020. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.917894>.
- Glasby G.P., Cherkashov G. A, Cavrilenko G.M. et al., Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian island arcs, NW Pacific // Marine Geology. 2006. Vol. 231. №. 1–4. P. 163–180.
- Glasby G.P., Iizasa K., Yuasa M., Usui A. Submarine hydrothermal mineralization on the Izu–Bonin Arc south of Japan: an overview // Marine Georesources & Geotechnology. 2000. Vol. 18(2). P. 141–176.
- Hannington M.D., De Ronde C.E.J., Petersen S. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems // Society of Economic Geologists. Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 111–141.
- Iizasa K., Fiske R.S., Ishizuka O. et al. A Kuroko-type polymetallic sulfide deposit in a submarine silicic caldera // Science. 1999. Vol. 283. P. 975–977.

А.Г. Саратова^{1,2}, А.В. Фирстова²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
alina.saratova@yandex.ru

² – ФГБУ ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия

Минералого-геохимическая характеристика сульфидных руд и зональность гидротермального поля Пюи де Фоль, Срединно-Атлантический хребет (научный руководитель – д.г.-м.н. Г.А. Черкашѐв)

Аннотация. По составу сульфидных руд девяти рудных тел гидротермального поля Пюи де Фоль (20° 30' с.ш., САХ) установлены различия между северной, центральной и южной группами. Руды северной группы Zn-Cu типа имеют низкое Cu/Zn отношение (0.3–4.8), каналы труб запечатаны сфалеритом со средним содержанием Fe 2.5 мас. %. В трубах центральной и южной групп каналы не запечатаны, а внешняя зона сложена преимущественно марказит-пиритовыми агрегатами. Для них характерны высокие отношения Cu/Zn (до 245 и 84.7, соответственно). Содержание Fe в сфалерите возрастает от центральной (4.1 мас. %) к южной группе (11.7 мас. %). Выявленные отличия позволяют выдвинуть предположение о температурной зональности поля.

A.G. Saratova^{1,2}, A.V. Firstova²

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

² – VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia

Mineralogical and geochemical characteristic of massive sulfides and zonation of the Puy des Folles hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge

Abstract. The composition of massive sulfides from nine ore bodies of the Puy des Folles hydrothermal field (20° 30', MAR) indicates differences between the northern, central, and southern groups. Massive sulfides from the northern group are Zn-Cu with low Cu/Zn ratio (0.3–4.8) and the chimney conduits are sealed sphalerite with an average Fe content of 2.5 wt. %. The chimneys of the central and southern groups are empty and their outer zone consists mainly of marcasite-pyrite aggregates. Both groups show high Cu/Zn ratio (up to 245 and 84.7, respectively). The Fe content of sphalerite increases from the central (4.1 wt. %) to the southern (11.7 wt. %) group. These differences indicate temperature zonation across the hydrothermal field.

Гидротермальное поле Пюи де Фоль (20°30' с.ш.) открыто в 1996 г. французской экспедицией TAMMAR на НИС «Nadir» (Gente et al., 1996) и изучалось российскими специалистами в 31, 45, 46 и 47-м рейсах НИС «Профессор Логачев». В его пределах зафиксированы активные черные курильщики. Поле приурочено к одноименному базальтовому вулкану в днище рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на пересечении с крупным не-трансформным смещением. Вулкан имеет высоту около 1800 м, диаметры подножия и плоской вершины составляют 18 км и 5 км, соответственно (Порошина, Черкашѐв, 2018). На вершине вулкана в интервале глубин 1920–2000 м выявлено 26 рудных тел, 12 из которых заверены пробоотбором. Рудные тела образуют три группы: северную (рудные тела №№ 1, 2, 3 и 4), центральную (№№ 5, 6, 7 и 8) и южную (№№ 11, 12, 14 и 16) (рис. 1). Площадь рудных тел варьирует от 6500 м² (рудное тело № 14) до 43700 м² (рудное тело № 16).

Цель исследования – охарактеризовать вещественный состав сульфидных руд гидротермального поля Пюи де Фоль. Изучены руды девяти рудных тел (все рудные тела заверены, кроме №№ 4, 6 и 14) с помощью минераграфического, химического и электронно-микроскопического анализа. Электронно-микроскопические исследования проведены на СЭМ TM3000, оснащенный приставкой для энергодисперсионного микроанализа OXFORD

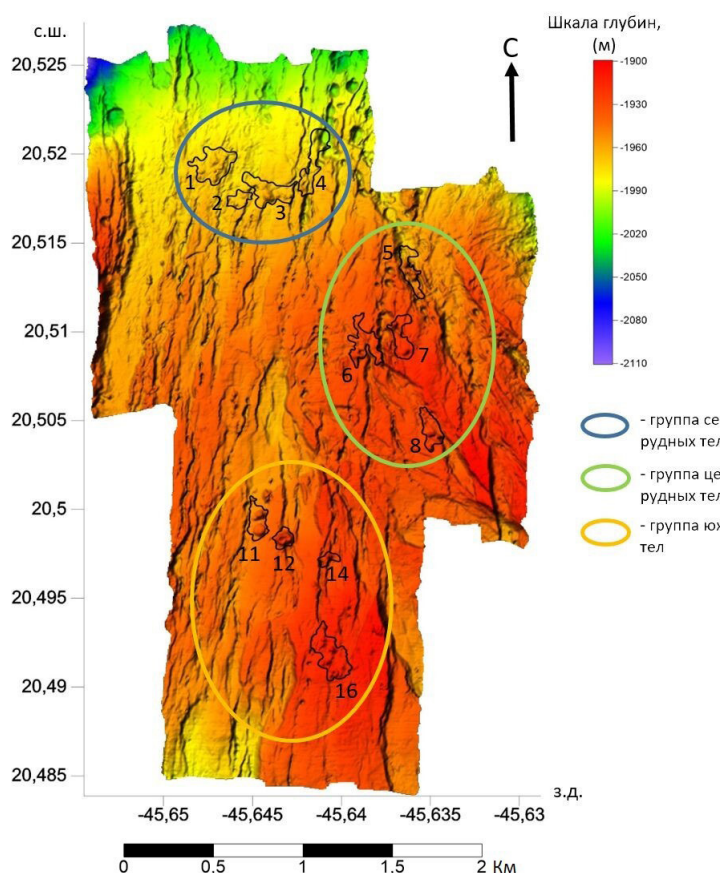


Рис. 1. Батиметрическая карта гидротермального поля Пюи де Фоль с положением рудных тел, заверенных пробоотбором (Отчет..., 2014).

(Ресурсный центр (РЦ) микроскопии и микроанализа, СПбГУ), и СЭМ Hitachi S-3400N с аналитической приставкой Oxford Instruments X-Max 20 (РЦ Геомодель, СПбГУ). Содержания металлов определены с помощью атомно-абсорбционной спектрометрии в ФГБУ «ВИМС» (Отчет..., 2023).

Для северных рудных тел характерны цинково-медно-колчеданные трубы (рис. 2). Внутренняя зона мощностью до 5 см сложена крупными (до 5 мм) копьевидными кристаллами халькопирита, ориентированными перпендикулярно стенкам каналов. Ближе к границе внутренней и внешней зон в интерстициях появляется тонкозернистый пирит. Внешняя зона мощностью до 6 см представлена дендритовидными выделениями марказита с мелкозернистым (до 0,2 мм) сфалеритом. В обеих зонах опал заполняет собой пустоты. Центральные каналы (диаметром 2–3 см) запечатаны удлиненными кристаллами сфалерита, содержащими эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Зональные трубы центральной группы отличаются минеральным составом внешних зон и состоянием каналов, которые не запечатаны. Кристаллы халькопирита (до 3 мм), выстилающие стенки каналов, покрыты борнитом. Внешняя зона (до 4 см) представлена коллоидными и почковидными агрегатами тонкозернистого пирита, окаймленными радиальнолучистыми агрегатами марказита. Ближе к краю внешней зоны возрастает количество мелкозернистого (до 0,3 мм) сфалерита.

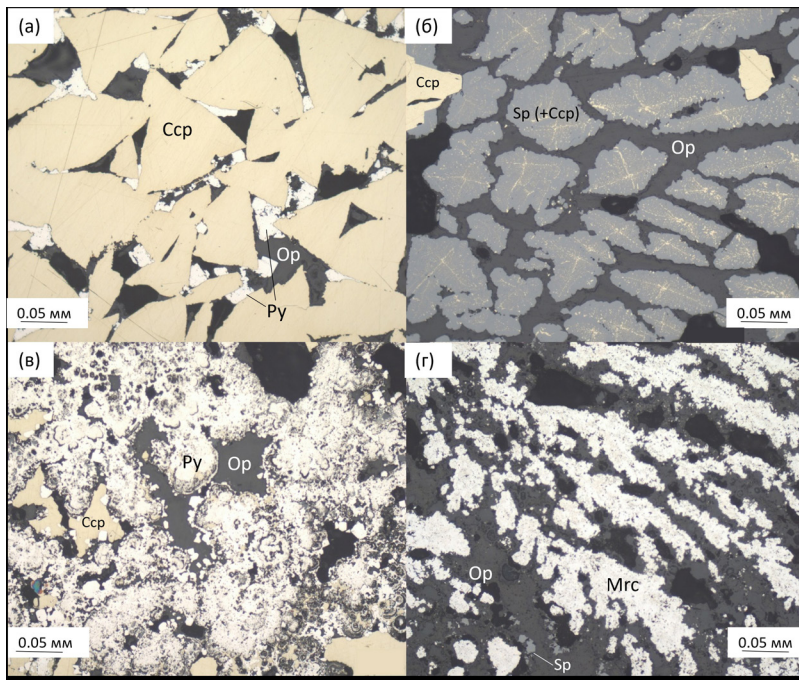


Рис. 2. Фрагменты зональных цинково-медно-колчеданных труб: а – внутренняя часть трубы, сложенная эвгдральными кристаллами халькопирита (Ccp), суб- и эвгдральным пиритом (Py) и опалом (Op); б – канал из внутренней части трубы, запечатанный опалом и сфалеритом (Sp) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита; в – колломорфные и почковидные агрегаты пирита на границе внутренней и внешней зон трубы с интерстициальными опалом, ангдральным халькопиритом и эвгдральным пиритом; г – внешняя зона трубы, сложенная дендритовидными агрегатами марказита (Mrc) и опалом. Отраженный свет.

Фрагменты зональных построек южной группы близки по строению к центральным: каналы труб диаметром 2–3 см не запечатаны, а внешние зоны сложены колломорфным пиритом. Каналы инкрустированы клиновидными кристаллами халькопирита (до 5 мм) и каймой тонко-мелкозернистого сфалерита (до 0.3 мм), что отличает их от центральных труб, где сфалерит во внутренних зонах практически отсутствует. Как и в трубах северной группы, во внутренней зоне встречается тонкозернистый пирит между эвгдральными кристаллами халькопирита. Сфалерит во внешней зоне труб распространен ограниченно (<5 %).

Из нерудных минералов главным является глобулярный опал, заполняющий собой пустоты в сульфидных рудах. В постройках северной группы рудных тел обнаружена энаргит-ковеллиновая ассоциация, приуроченная к опаловым зонам. Редкие минералы в рудах северной группы – теннантит и галенит. Единичные зерна изокубанита зафиксированы в сульфидных рудах центральной группы.

По результатам СЭМ-ЭДС анализа установлены отличия в содержании Fe в сфалерите между группами рудных тел. Для северной группы характерен сфалерит с низким содержанием Fe ($x_{cp} = 2.5$ мас. %, $\sigma = 0.9$ мас. %), в сфалерите центральной группы рудных тел концентрация Fe выше ($x_{cp} = 4.1$ мас. %, $\sigma = 1.8$ мас. %). Южная группа характеризуется сфалеритом с наиболее высоким содержанием Fe ($x_{cp} = 11.7$ мас. %, $\sigma = 1.1$ мас. %). Для гидротермальных систем, не испытывающих влияние осадков, к которым относится поле Пюи де Фоль, повышение содержания Fe в сфалерите положительно коррелирует с ростом температуры флюида. В таких обстановках влияние фугитивности серы на состав сфалерита становится второсте-

**Медианные содержания металлов и геохимическая типизация
сульфидов в рудных телах гидротермального поля Пью де Фоль**

Элементы	Группа рудных тел											
	Северная				Центральная				Южная			
	1 (40)	2 (14)	3 (24)	4 (3)	5 (20)	6 (5)	7 (38)	8 (28)	11 (11)	12 (20)	14 (8)	16 (16)
Cu, мас. %	7.70	9.46	5.17	0.32	9.38	6.65	19.59	4.55	6.15	20.32	11.19	0.48
Zn, мас. %	3.86	1.96	1.69	1.10	1.74	8.86	0.08	4.72	0.98	0.24	1.44	1.14
Fe, мас. %	32.01	37.04	36.54	34.92	38.63	34.83	36.53	38.37	36.49	33.19	36.64	31.78
Au, г/т	0.35	0.34	0.40	1.70	0.25	0.46	0.14	0.37	0.51	0.18	0.30	0.34
Ag, г/т	36.00	28.00	39.00	71.00	41.50	110.00	4.65	36.00	35.00	9.95	45.50	71.50
Cu/Zn	2	4.8	3.1	0.3	5.4	0.8	245	1	6.3	84.7	7.8	0.4
Геохимич. тип	Zn-Cu	Zn-Cu	Zn-Cu	Zn-Fe	Zn-Cu	Cu-Zn	Cu-Fe	Cu-Zn	Zn-Cu	Zn-Cu	Zn-Cu	Zn-Fe

Примечание. В скобках указано количество анализов.

пленным (для руд, не содержащих пирротин) (Keith et al., 2014). Таким образом, наблюдаемые различия в содержании Fe в сфалерите отражают разные температурные условия рудообразования в пределах поля, где наиболее высокие температуры кристаллизации сфалерита фиксируются в рудах южной группы.

В рудах выделены четыре геохимических типа (таблица) по методике ВНИИОкеангеология (Отчет..., 2014). Большинство из них относятся к Zn-Cu и Cu-Zn типам, за исключением тел №№ 4, 16 (Zn-Fe) и тела № 7 (Cu-Fe). Тела с рудами типа Zn-Fe характеризуются относительно низкими суммарными содержаниями Cu и Zn (до 2 мас. %). Наблюдается пространственная зональность в распределении геохимических типов и соотношения Cu/Zn: для тел северной и южной зон характерны руды типа Zn-Cu, однако Cu/Zn показатель для южных тел выше. В центральной зоне (№№ 5, 6, 7 и 8) рудные тела характеризуются сразу тремя геохимическими типами, а параметр Cu/Zn изменяется в наиболее широком диапазоне (от 0.8 до 245). По количественному преобладанию меди над цинком ($Cu/Zn > 1$) можно предположить, что руды образованы преимущественно в высокотемпературных (>300 °C) условиях (Fouquet et al., 2010). Содержания благородных металлов в рудах варьируют от 0.18 до 1.7 г/т для Au (среднее 0.45 г/т) и от 4.65 до 110 г/т для Ag (среднее 44 г/т). Максимальные содержания Au и Ag определены в рудах северной и центральной групп с высокими концентрациями Zn. Такие содержания типичны для гидротермальных полей, приуроченных к базальтам (Черкашёв и др., 2018).

Таким образом, отличия в составе сульфидных руд свидетельствуют о пространственной неоднородности параметров рудообразования в пределах гидротермального поля Пью де Фоль. Минералогические и геохимические особенности руд указывают на разницу в температурном режиме при их формировании. Южная группа формировалась в более высокотемпературной обстановке, что, возможно, указывает на близость ее положения к центральной части гидротермальной системы. Рудные тела центральной группы демонстрируют промежуточные характеристики. Северные рудные тела образованы в более низкотемпературных условиях на периферии системы.

Литература

Порошина И.М., Черкашёв Г.А. Морфотектоническое строение и сегментация северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (Российский Разведочный Район) // Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 60–75.

Отчет по объекту «Оценка особенностей геологического строения рудных скоплений ГПС и состояние среды Российского Разведочного Района САХ в соответствии с требованиями МОМД». СПб: ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2014.

Отчет по объекту «Оценочные работы на рудных полях северной части Российского разведочного района глубоководных полиметаллических сульфидов (PPP-ГПС) в Атлантическом океане». Отв. исп. Д.А. Насонов. СПб: АО «ПМГРЭ», 2023.

Черкашѐв Г.А., Степанова Т.В., Андреев С.И. и др. Рудные объекты в пределах Российского Разведочного Района в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 90–121.

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 // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges / Eds. P.A. Rona et al. Washington, DC: American Geophysical Union, 2010. Vol. 188. P. 321–367.

Gente P., Geuleneer G., Dauteuil O., et al. On- and off-axis submersible investigation on a highly magmatic segment of the Mid-Atlantic Ridge (21°40' N): The TAMMAR cruise // InterRidge News. 1996. Vol. 5. P. 27–31.

Keith M., Haase K.M., Schwarz-Schampera U. et al. Effects of temperature, sulfur, and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents // Geology. 2014. Vol. 42. № 8. P. 699–702.

И.Ю. Мелекестева, В.А. Котляров, Г.А. Третьяков

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

Самородный мышьяк в рудах гидротермального поля Семенов-2 (13°31'13 с.ш. САХ): индикатор низкотемпературных, восстановительных и кислых условий образования

Аннотация. В рудах гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (13°31'13 с.ш., Срединно-Атлантический хребет) обнаружен самородный мышьяк, который встречается исключительно в опале, где он образует три минеральные ассоциации с 1) Se-содержащим галенитом, 2) самородным серебром, аргиродитом и сфалеритом и 3) мышьяковистым колломорфным пиритом и сфалеритом. Физико-химическое моделирование условий образования самородного мышьяка в программе Selector показало, что он кристаллизуется в порах опаловых агрегатов после взаимодействия низкотемпературного (~100–150 °С) восстановительного (–0.29 В) кислого (рН 3.98) гидротермального флюида с мышьяковистым пиритом без смешения с морской водой, а не в результате взаимодействия «порода–морская вода».

I. Yu. Melekestseva, V. A. Kotlyarov, G. A. Tret'yakov

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

Native arsenic at the Semenov-2 seafloor massive sulfide deposit (13°31'13 N, Mid-Atlantic Ridge): an indicator of low-temperature, reducing, and acidic formation conditions

Abstract. Native arsenic was found in massive sulfide samples of the Semenov-2 seafloor massive sulfide deposit (13°31'13 N, Mid-Atlantic Ridge). Native arsenic occurs in opal and forms three mineral assemblages with 1) Se-bearing galena, 2) Au-bearing native silver, argyrodite and sphalerite and 3) As-bearing pyrite and sphalerite. Thermodynamic modeling of the formation of native arsenic in the Selector

software shows that it forms after the interaction of a relatively low-temperature (~100–150 °C) reducing ($E_{h_{120^{\circ}C}} = -0.29$ V) acidic ($pH_{120^{\circ}C} = 3.98$) hydrothermal fluid with previously formed As-bearing sulfide minerals (As-rich pyrite in our case) rather than after the direct rock/seawater interaction.

Вследствие относительно высокой активности серы, мышьяк в рудах океанических гидротермальных сульфидных полей, в основном, изоморфно концентрируется в распространенных сульфидах и сульфосолях и аксессуарных сульфарсенидах/арсенидах, редко образуя самородную фазу. Редкий самородный мышьяк к настоящему моменту установлен в гидротермальных полях Ихея Нос Нолл в трогге Окинава (Тихий океан) (Ueno et al., 2003) и Локис Касл в хребте Монса (Северный Ледовитый океан) (Sahlström et al., 2023). Авторами самородный мышьяк обнаружен в рудах гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (13°31'13 с.ш., Российский разведочный район Срединно-Атлантического хребта) (Melekestseva et al., 2025). Его находка расширяет представления о процессах фиксации As в твердых фазах, что снижает гидротермальный поток этого токсичного элемента в морскую воду (Dekov et al., 2013). Целью исследования стало определение условий формирования самородного мышьяка в океанских рудах.

Гидротермальное поле Семенов-2 приурочено к выходам внутриокеанического комплекса 13°30' с.ш. в Срединно-Атлантическом хребте, сложенного мантийными породами и прорванного излияниями базальтов (Beltenev et al., 2007). Самородный мышьяк в рудах поля Семенов-2 найден исключительно в опале, где он образует три минеральные ассоциации (Melekestseva et al., 2025):

1) с Se-содержащим галенитом (1.01–1.69 мас. % Se) (рис. 1а), где самородный мышьяк встречается в виде мелких (<10 мкм) гипидиоморфных зерен, нарастающих на кристаллы галенита, вблизи них в виде радиальных кристаллических сростков размером ~7 мкм или мельчайших ксеноморфных зерен. Самородный мышьяк содержит S (1.14–5.07 мас. %), Cu (0.42–1.09 мас. %) и Zn (0.90–1.32 мас. %);

2) с самородным серебром, аргиродитом и сфалеритом (рис. 1б). Самородный мышьяк образует идиоморфные кристаллы размером ~5 мкм с треугольными, трапециевидными или шестиугольными сечениями, которые часто формируют звездчатые или удлиненные агрегаты размером до 20 мкм. В центре кристаллов самородного мышьяка находятся мелкие (~1 мкм) включения самородного серебра, содержащего Au (30.38–50.31 мас. %) и Cu (1.01–5.56 мас. %). Редко на самородный мышьяк нарастают гипидиоморфные зерна аргиродита размером ~2 мкм (рис. 1в). Самородный мышьяк также замещает и обрастает агрегаты сфалерита в опале. Самородный мышьяк имеет более низкое содержание S (0.29–1.65 %) и более высокое содержание Cu (0.63–1.85 мас. %) и Zn (0.58–1.86 мас. %);

3) с мышьяковистым колломорфным пиритом и сфалеритом (рис. 1г). Самородный мышьяк образует кристаллические агрегаты, которые обрастают или псевдоморфно замещают пирит и сфалерит, и редкие кристаллы размером ~10 мкм, которые встречаются в опале вблизи агрегатов пирита. Самородный мышьяк содержит S (0.11–3.99 мас. %), Fe (0.28–1.64 мас. %), Sb (0.48–1.05 мас. %), Cu (0.29–0.37 мас. %) и Zn (0.54–0.65 мас. %).

В большинстве случаев самородный мышьяк поля Семенов-2 образует кристаллы, которые являются результатом длительной медленной кристаллизации, связанной с кондуктивным охлаждением гидротермального флюида. Это отличается от большинства местонахождений самородного мышьяка в рудах континентальных месторождений, где он образует колломорфные, почковидные, натечные, сфероидальные, дендритовидные агрегаты, характерные для быстрого осаждения из пересыщенных растворов (Černý, Harris, 1978; Percival et al., 1990; Kerestedjijan, Mladenova, 1998; Voudouris et al., 2008; Simpson et al., 2011; Radosavljević et al., 2013; Scharrer et al., 2022).

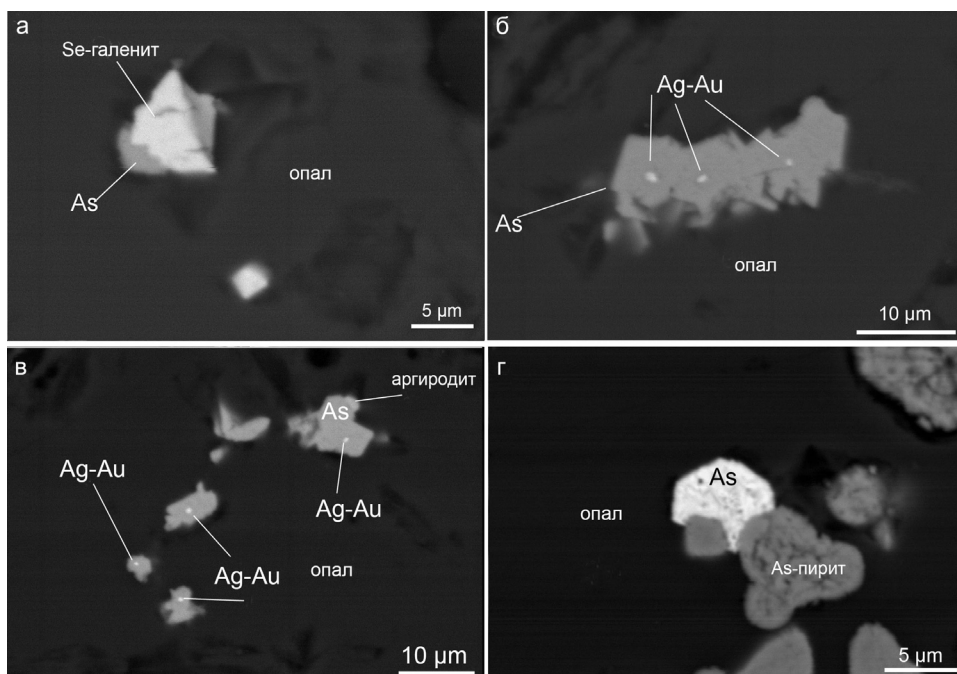


Рис. 1. Самородный мышьяк (As) в ассоциации с опалом (а–г), сelenистым галенитом (а), самородным серебром (Ag-Au) (б, в), аргиродитом (в) и мышьяковистым пиритом (г) в рудах гидротермального сульфидного поля Семенов-2. BSE фото.

Последовательность минералообразования в ассоциации 2 самородное серебро → самородный мышьяк → аргиродит указывает на изменение локальных условий образования, характеризующихся, соответственно, более низкой, средней и высокой активностью серы. Отсутствие сульфидов, арсенидов или сульфарсенидов As в ассоциации с самородным мышьяком на поле Семенов-2 является результатом сочетания недостаточного содержания S/отсутствия переходных металлов (Fe, Co, Ni) в ассоциациях 1 и 2 и недостаточного содержания Fe/низкого содержания S в ассоциации 3.

Физико-химическое моделирование условий образования самородного мышьяка в программе Selektor показало, что он кристаллизуется в порах опаловых агрегатов после взаимодействия низкотемпературного (~100–150 °C) восстановительного (-0.29 В) кислого (pH 3.98) гидротермального флюида с мышьяковистым пиритом без смешения с морской водой,

а не в результате взаимодействия «порода–морская вода» (рис. 2). Тип породы (базальт или ультрамафит) не влияет на его осаждение. Смешение с морской водой приводит к образованию оксигидроксидов Fe, сорбирующих As в оксидной, а не самородной форме.

Результаты физико-химического моделирования хорошо согласуются с условиями образования самородного мышьяка, установленными для руд многих континентальных месторождений. Так, самородный мышьяк кристаллизуется при температурах не выше 230 °C (чаще всего гораздо ниже): 120–230 и 160–230 °C на Майском (Чукотка) и Баоготу (Монголия) золоторудных месторождениях, соответственно (Бортников и др., 2004; An, Zhu 2009), 190–220 и 150–230 °C полиметаллических месторождениях Плака (Греция) и Ружевач (Сербия), соответственно (Voudouris et al., 2008; Radosavljević et al., 2013) и 100–180 °C полиметаллических жилах Шварцвальда (Германия) (Scharter et al., 2022). Рассчитанная температура образования самородного мышьяка из кальдеры Узон (Камчатка) составляет 115 °C и немного выше (Cleverly et al., 2003). По экспериментальным данным формирование самородного мы-

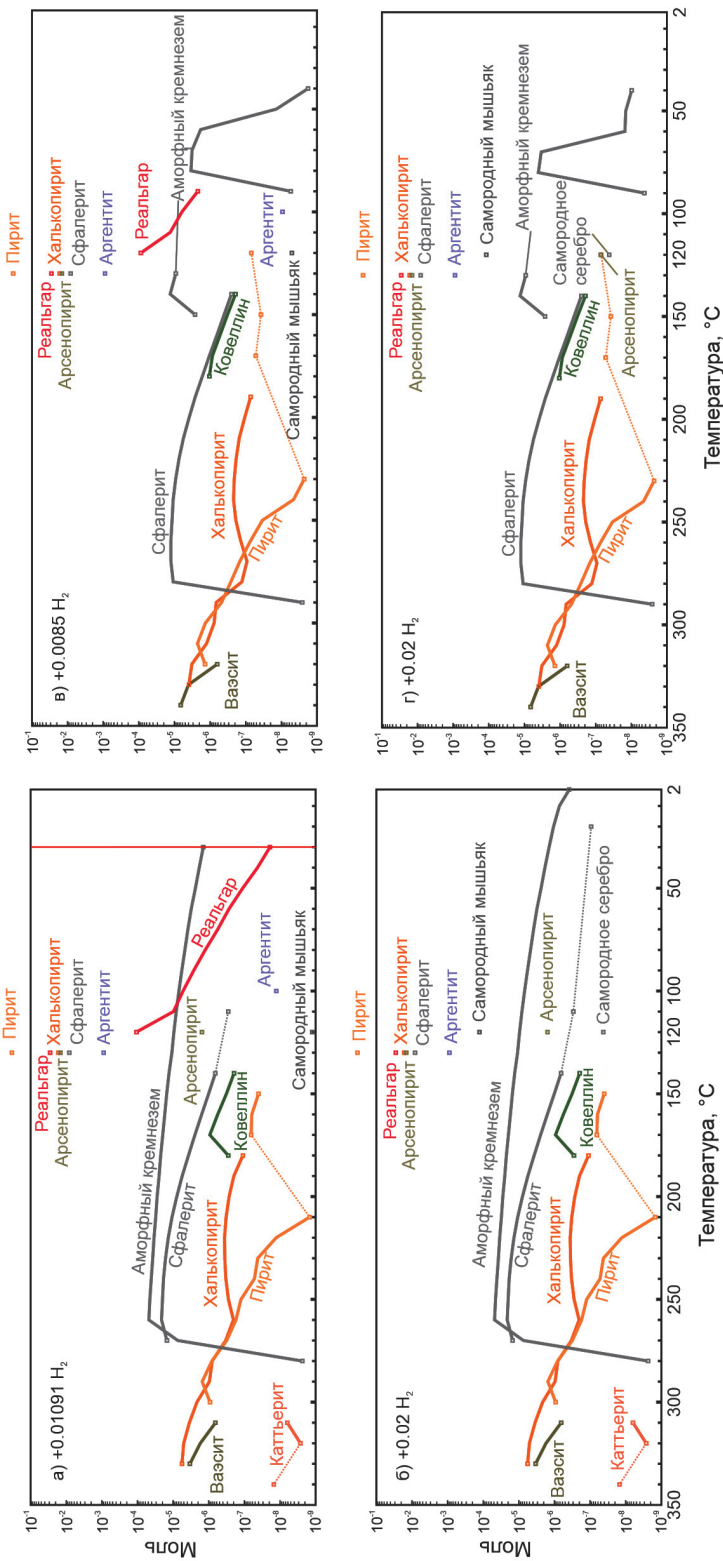


Рис. 2. Содержание минералов, осаждающихся в результате кондуктивного охлаждения раствора после реакции морской воды с базальтом (а, б) и ультрамафитом (в, г) и добавлением мышьяксодержащего пирита и различного количества H₂. Твердые фазы, являющиеся продуктами взаимодействия раствора с мышьяксодержащим пиритом, обозначены курсивом. Сплошные и пунктирные линии обозначают соответственно непрерывное и прерывистое осаждение минералов. Красная линия на рис. а указывает на отсутствие растворов в системе.

мышьяк всегда происходит в восстановительных условиях (Vink, 1996; Scharrer et al., 2022), что также согласуется с результатами физико-химического моделирования в программе Selektor.

Мышьяк – один из наиболее токсичных химических элементов. В случае поля Семенов-2 присутствие самородного мышьяка, который легко окисляется, скорее всего, не окажет заметного влияния на экологическое состояние природной или техногенной системы, т. к. он находится внутри опаловых агрегатов и содержит Sb, которая стабилизирует его способность к окислению (Radosavljević et al., 2013). В то же время, присутствие легкоразлагающегося мышьяковистого колломорфного пирита следует учитывать при возможной будущей добыче сульфидных руд на морском дне.

Литература

Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.

An F., Zhu Y.F. Significance of native arsenic in the Baogutu gold deposit, western Junggar, Xinjiang, NW China // Chinese Science Bulletin. 2009. Vol. 54. P. 1744–1749.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., et al. A new hydrothermal field at 13°31' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9–10.

Černý P., Harris D.C. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XI. Native elements, alloys, sulfides and sulfosalts // The Canadian Mineralogist. 1978. Vol. 16. P. 625–640.

Cleverley J.S., Benning L.G., Mountain B.W. Reaction path modelling in the As–S system: a case study for geothermal As transport // Applied Geochemistry. 2003. Vol. 18. P. 1325–1345.

Dekov V.M., Bindi L., Burgaud G., et al. Inorganic and biogenic As-sulfide precipitation at seafloor hydrothermal fields // Marine Geology. 2013. Vol. 342. P. 28–38.

Kerestedijan T., Mladenova V. Spherulites of native arsenic from the Sedefche deposit, Eastern Rhodopes // Geochemistry, Mineralogy and Petrology. 1998. Vol. 34. P. 27–34.

Melekestseva I., Kotlyarov V., Tret'yakov G., Beltenev V.E. Native arsenic at the Semenov-2 seafloor massive sulfide deposit (13°31'13 N, Mid-Atlantic Ridge): an indicator of low-temperature, reducing, and acidic formation conditions // The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology. 2025. Vol. 63(2). P. 113–140.

Percival T.J., Radtke A.S., Bagby W.C. Relationships among carbonate-replacement gold deposits, gold skarns, and intrusive rocks, Bau mining district, Sarawak, Malaysia // Mining Geology. 1990. Vol. 40. P. 1–16.

Radosavljević S.A., Stojanović J.N., Radosavljević-Mihajlović A.S., Kašić, V.D. Polymetallic mineralization of the Boranja orefield, Podrinje metallogenic district, Serbia: zonality, mineral associations and genetic features // Periodico di Mineralogia. 2013. Vol. 82. P. 61–87.

Sahlström F., Strmič Palinkaš S., Dundas S.H., et al. Mineralogical distribution and genetic aspects of cobalt at the active Fåvne and Loki's Castle seafloor massive sulfide deposits, Arctic Mid-Ocean Ridges // Ore Geology Reviews 2023. Vol. 153. #105261.

Scharrer M., Epp T., Walter B., et al. The formation of (Ni-Co-Sb)-Ag-As ore shoots in hydrothermal galena-sphalerite-fluorite veins // Mineralium Deposita. 2022. Vol. 57. P. 853–885.

Simpson M.P., Mauk J.L., Merchant R. Bonanza grade epithermal veins from the Coromandel and Thames districts Hauraki Goldfield // Proceedings 2011 AusiMM New Zealand Branch Annual Conference. Queenstown, 2011.

Ueno H., Hamasaki H., Murakawa Y., et al. Ore and gangue minerals of sulfide chimneys from the North Knoll, Iheya Ridge, Okinawa Trough, Japan // JAMSTEC Journal of Deep Sea Research. 2003. Vol. 22. P. 49–62.

Vink B.W. Stability relations of antimony and arsenic compounds in the light of revised and extended Eh-pH diagrams // Chemical Geology. 1996. Vol. 130. P. 21–30.

Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., et al. Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka intrusion-related ore system, Lavrion, Greece // Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 93. P. 79–110.

Е.В. Шепель¹, А.С. Целуйко¹, С.Д. Самойлов²

*¹ – Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
liena-safina@mail.ru*

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

Рудные фации Новопетровского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал)

Аннотация. В рудах Новопетровского колчеданно-полиметаллического месторождения на Южном Урале диагностированы гидротермально-преобразованные, донные гидротермальные, рудокластические и субмаринно-гипергенные (диагенинты и госсаниты) фации, свидетельствующие о различных условиях формирования руд. Преобладание рудокластической фации указывает на значительное разрушение рудных тел, тогда как наличие прожилковой халькопирит-сфалеритовой минерализации в подрудной зоне свидетельствует о широком развитии придонной гидротермальной деятельности.

E.V. Shepel¹, A.S. Tseluyko¹, S.D. Samoylov²

*¹ – South Urals Federal Research Center of Mineralogy and
Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

² – South Urals State University, Miass Branch, Russia

Ore facies of the Novopetrovskoe massive sulfide deposit (South Ural)

Abstract. Ore facies of the Novopetrovskoe massive sulfide deposit in the South Urals include hydrothermally altered, subseafloor and seafloor hydrothermal, clastic, and submarine supergene (diagenites and gossanites), which indicates different formation conditions. The predominance of clastic ore facies points to significant erosion of ore bodies, whereas the presence of veined chalcopyrite-sphalerite mineralization in the subsurface zone is evidence of ubiquitous subseafloor hydrothermal activity.

Новопетровское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится в Хайбуллинском районе Республики Башкортостан в 35 км к север-северо-востоку от п. Акъяр. В структурно-формационном плане месторождение расположено в Бурибайском рудном районе в пределах Макан-Петропавловской рудоносной зоны. Месторождение приурочено к Западно-Магнитогорской палеовулканической зоне (Коротеев и др., 1986). Месторождение залегает на породах раннедевонской баймак-бурибайской свиты, включающей риолит-базальтовые и андезит-дацитовые ассоциации (Зайков и др., 1991), а также ирендыкской свиты, сложенной преимущественно эффузивными и вулканокластическими породами с грубообломочными вулканокластическими отложениями дистальных тефротурбидитов (Фролова, Бурикова, 1977). По рудно-формационной принадлежности месторождение относится к баймакскому типу колчеданных месторождений.

В пределах Новопетровского месторождения установлено прожилково-вкрапленное оруденение до сплошных массивных колчеданных руд с переходом к гидротермально-метасоматически измененным вулканогенным породам среднего, среднекислого и кислого составов (Макаров и др., 1983ф; Арсланов и др., 1987ф). Рудные залежи фиксируются в разрезе баймак-бурибайской свиты в пределах центральных частей палеовулканической постройки. Рудные тела имеют линзовидно-пластообразную форму и протягиваются в субмеридиональном направлении на 750 м, а в ширину в крест простирания – на 200–400 м, максимальная мощность достигает 43 м. Средневзвешенные содержания в рудах составляют: Cu 0.40–2.52 %, Zn 0.25–4.29 %, Au 0.31–3.86 г/т, Ag 6.03–30.45 г/т (Арсланов и др., 1987ф; Волчков и др., 2017ф).

Целью работы является установление условий формирования Новопетровского месторождения на основании рудно-фациального анализа колчеданных руд, который учитывает пространственные соотношения генетических типов руд в пределах сульфидных построек. Под рудной фацией подразумевается часть рудного тела, которая отличается от других частей по комплексу текстурных, структурных, минералогических, геохимических и других генетических признаков, отражающих условия образования (Масленников, 2006). Материал для исследований отобран из керна скважин. При построении литологических колонок использовалась фотодокументация скважин. Оптико-микроскопическое изучение шлифов и аншлифов проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой Olympus DP12.

В рудных интервалах установлены придонные и донные гидротермальные, рудокластические фации, а также продукты субмаринного и гидротермального преобразования обломочных сульфидных отложений – диагениты, госсаниты и гидротермально-преобразованные фации.

Придонная гидротермальная фация на Новопетровском месторождении характеризуется прожилково-вкрапленными текстурами пиритовых, сфалерит-пиритовых и халькопирит-пиритовых жил мощностью от первых миллиметров до 5 см с переходом в массивные колчеданные руды. В рудах отмечаются редкие субгедральные зерна галенита размером до 100 мкм, в незначительном количестве присутствуют блеклые руды, борнит и халькозин.

Донные гидротермальные рудные фации представлены халькопирит-сфалеритовыми и сульфидно-баритовыми трубами палеокурильщиков (до 3 см в диаметре) и их обломками. Концентрически-зональные халькопирит-сфалеритовые трубы находятся в интервале с обломочными медно-цинково-колчеданными рудами (рисунок а). Оболочка трубы (зона А) состоит из агрегатов среднезернистого халькопирита и сфалерита. Стенки каналов труб (зона В) сложены субгедральными зернами халькопирита размером до 200 мкм с вкрапленностью изометричных агрегатов сфалерита размером до 100 мкм и пирита размером до 100 мкм. Очень редко присутствуют микровключения самородного золота размером 10–40 мкм в сфалерите. Вокруг осевого канала наблюдается зона, представленная суб- и эвгедральными зернами сфалерита размером до 200 мкм. Осевые каналы труб (зона С) заполнены баритом с включениями агрегатов сфалерита и халькопирита.

Сульфидно-баритовые трубы обнаружены на юго-восточном фланге месторождения в интервале с сульфидными брекчиями. В трубах оболочка (зона А) сложена баритом. Стенка трубы (зона В) состоит из субгедральных зерен халькопирита размером 100–200 мкм с включениями (не более 100 мкм) сфалерита и галенита, изредка отмечаются субгедральные агрегаты пирита размером 100–200 мкм. Осевой канал (зона С) заполнен радиально-лучистыми кристаллами барита размером до 200 мкм.

Рудокластические фации отмечаются в большинстве скважин, но наибольшие мощности (задокументированная мощность обломочных руд 21 м) установлены в западной части месторождения. Рудокластические фации представлены сульфидными брекчиями и сульфидными турбидитами.

Сульфидные брекчии состоят из угловатых пиритовых, халькопирит-пиритовых и халькопиритовых обломков размером 2–5 см, сцементированных более мелким обломочным материалом того же состава с кварцем и хлоритом (рисунок б). В слое, содержащем сульфидные брекчии, отмечаются тесные срастания халькопирита, минералов группы блеклых руд, сфалерита и галенита. В сульфидных агрегатах встречаются включения самородного золота прожилковой и изометричной формы размером до 0.2 мм. В ассоциации с галенитом и блеклыми рудами развиты включения гессита.

Сульфидные турбидиты отмечаются в виде маломощных слоев в гиалокластогенной части и представлены ритмично-слоистым чередованием пиритовых, халькопирит-пиритовых и халькопирит-сфалеритовых полос, в которых изредка наблюдается характерная сорти-

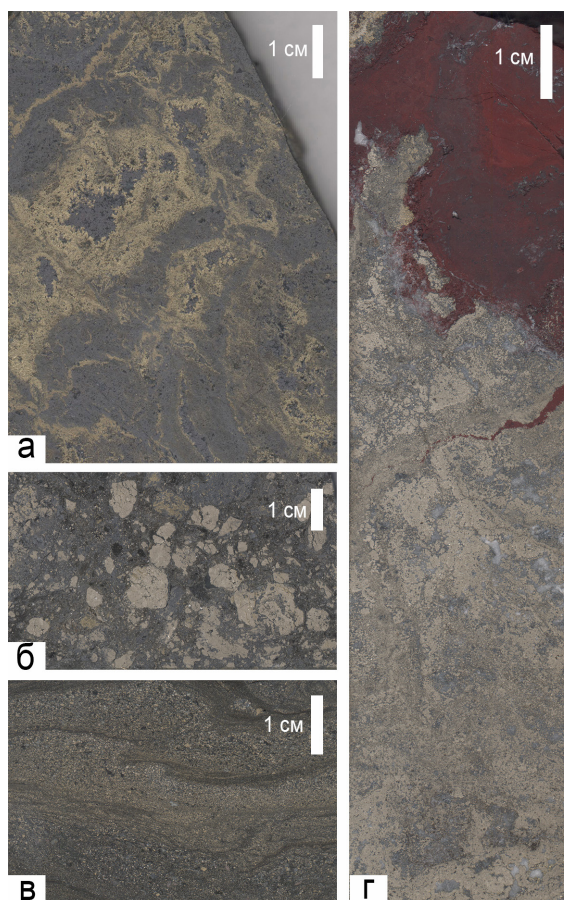


Рис. Рудные фации Новопетровского колчеданного месторождения: а – концентрически-зональная халькопирит-сфалеритовая труба палеокурульщика; б – обломки пиритовых рудокластов в сульфидных брекчиях; в – ритмично-слоистый сульфидный турбидит; г – госсанит в кровле обломочных сульфидных руд.

ровка обломочного материала со знаками нагрузки в подошве рудных слоев (рисунок в). Часто прослой сливаются, расщепляются по простиранию и выклиниваются.

Субмаринная гипергенная фация располагается в южной и восточной выклинках рудного тела и представлена кремнисто-железистыми отложениями. В центральной части рудного тела залегают апосульфидные кремнисто-железистые породы (рисунок г), которые наследуют первичные текстуры сульфидных руд, и сульфидные диагениты. Кремнисто-железистые породы в рудных интервалах чередуются с апобазальтовыми хлоритовыми слоями (мощность до 10 см). Часто в кремнисто-железистых породах присутствуют прослой и обломки барита. Гематит в породе представлен агрегатами, обломковидными обособлениями, почками, линзами тонко- и мелкозернистого гематита, часто ассоциирующего с агрегатами и вкрапленностью халькопирита, галенита и сфалерита.

Сульфидные диагениты представляют собой преобразованные в процессе диагенеза сульфидные тонко- и мелкообломочные турбидиты (Масленников, 1999). Среди диагенитов выделяются обогащенные халькопиритом, пиритом, борнитом, сфалеритом и баритом разновидности. Слои сульфидных диагенитов (мощность до 1 см) сложены халькопиритовыми, халькопирит-пиритовыми, сфалерит-халькопиритовыми агрегатами. Многочисленные сглаженно-угловатые обособления кристаллически-зернистого пирита размером от долей миллиметра до 2 мм находятся в нерудном и халькопиритовом цементе. В подчиненном количестве в диагенитах присутствуют галенит и минералы группы блеклых руд. Замещенные халькопи-

ритом обособления пирита сосуществуют с незамещенными кристаллами и агрегатами пирита. Иногда отмечаются почки и агрегаты сфалерита размером до 2–3 мм, а обогащенные галенитом слои содержат вкрапленность и линзы халькопирита.

Гидротермально-преобразованная фация располагается в северо-западной части месторождения, где фиксируется максимальная мощность рудной залежи, сложенной массивными халькопирит-пиритовыми рудами. В таких рудах практически утрачены текстурно-структурные признаки первичных донных гидротермальных руд и рудокластитов.

Таким образом, в керне Новопетровского колчеданно-полиметаллического месторождения диагностированы разные рудные фации: придонная, представленная прожилково-вкрапленной минерализацией в подрудных метасоматитах, донная гидротермальная (трубы палеокурильщиков различного состава и их обломки), рудокластическая (сульфидные брекчии и турбидиты), а также продукты субмаринного и диагенетического преобразования обломочных сульфидных осадков – кремнисто-железистые госсаниты и сульфидные диагениты. Преобладание рудокластической фации над другими рудными фациями, вероятно, свидетельствует о том, что рудная залежь сильно разрушена (Масленников, 2012). Наличие в подрудной зоне прожилковой халькопиритовой и сфалеритовой минерализации указывает на широкое распространение придонных гидротермальных процессов (Зайков, 2008).

Авторы благодарны сотрудникам АО «Полиметалл» за возможность изучения керна скважин, В.В. Масленникову и Н.Р. Аюповой за консультации.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН «Геохимия минералогенеза в рудообразующих системах древних и современных остро-водужно-океанических комплексов» (№ 122031600292-6).

Литература

Арсланов В.Ш. Отчет о результатах поисковых работ на медноколчеданные руды на Новопетровском участке за 1983–1987 гг. Сибай: Юго-Восточная ГРЭ Башкирское ПГО, 1987ф. 110 с.

Волчков А.Г., Никешин Ю.В., Нескучаева Е.Е. и др. Отчет о результатах и объемах работ, выполненных за 2015–2017 гг. по объекту: «Поиски месторождений медно-колчеданных руд в пределах Новопетровской площади (Республика Башкортостан)» (в 3 книгах). Москва, 2017ф. 126 с.

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 1991. 206 с.

Зайков В.В. Рудные фации золото-колчеданно-полиметаллических месторождений Уральского палеоокеана и состояние рудно-фациальных исследований // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 80–87.

Макаров В.И., Абросимова Т.В., Валиуллина И.З., Маркова Л.С. Отчет о результатах общих поисков медноколчеданных руд на Южно-Хворостянском участке за 1981–1983 гг. (в 2 томах). Сибай: Башкирское ПГО, 1983ф. 126 с.

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

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

Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера. 2012. Т. 5. С. 96–113.

Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Издательство МГУ, 1977. 281 с.

Гидротермальная зональность и генезис Новониколаевского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал)

(научные руководители – д.г.-м.н. О.Ю. Плотинская, д.г.-м.н. А.С. Якубчук)

Аннотация. На Новониколаевском месторождении (Южный Урал) выделена типичная для скарновых месторождений гидротермальная зональность: проградные скарны, ретроградные скарны, пропилиты, кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты. Самые высокие содержания полезных компонентов связаны с ретроградными скарнами и, в меньшей степени, с пропилитами. Кварц-карбонат-серицитовые изменения и аргиллизация не влияют на содержания полезных компонентов, либо связаны с ними отрицательно. Установлено три этапа минералообразования: магматический, гидротермальный, гипергенный. Магматический этап характеризуется внедрением михеевского диорит-порфирирового и ульяновского дацит-риодацитового комплексов. Гидротермальный этап включает проградную скарновую, ретроградную скарновую, пропилитовую, кварц-карбонат-серицитовую и аргиллизитовую стадии. Гипергенный этап выражается в образовании борнита и халькозина в зоне окисления первичных сульфидных минералов. Структурно-текстурные взаимоотношения с другими минералами и типохимические характеристики магнетита и гематита, в том числе и повышенные содержания Ca, Al, Mn, Mg, указывают на их образование в ретроградную стадию. Таким образом, месторождение можно отнести к скарново-медно-порфировому типу.

V.V. Khrebtievsky

Moscow State University, Moscow, Russia

Hydrothermal zoning and genesis of the Novonikolaevskoe skarn porphyry copper deposit (South Urals)

Abstract. Typical skarn zonation is identified at the Novonikolaevskoe deposit (South Urals) including prograde skarns, retrograde skarns, propylites, quartz-carbonate-sericite metasomatites, and argillites. The productive mineralization is mainly associated with retrograde skarns and, to a lesser extent, propylites. Quartz-carbonate-sericite metasomatites and argillites do not contain productive mineralization or weakly affect it. Three paragenetic stages are distinguished at the deposit: magmatic, hydrothermal and supergene. The magmatic stage is related to the emplacement of the Mikheevsky diorite-porphyry and Ulyanovsky dacite-rhyodacite complexes. The hydrothermal stage includes prograde skarn, retrograde skarn, propylitic, quartz-carbonate-sericite, and argillic substages. The supergene stage is characterized by the formation of bornite and chalcocite as a result of oxidation of primary sulfides. Structural-textural relationships between minerals and chemistry of magnetite and hematite including elevated Ca, Al, Mn, and Mg contents indicate their formation during the retrograde stage. Thus, the deposit can be classified as a skarn-copper-porphyry deposit.

Актуальность работы. Медно-порфировые месторождения и связанные с ними эпitherмальные и скарновые месторождения вносят самый существенный вклад в мировую добычу меди (около 75 % мирового производства) и других попутных компонентов (Sillitoe, 2010). В настоящее время Урал можно рассматривать как промышленную медно-порфировую провинцию, включающую также сингенетические эпitherмальные и скарновые месторождения (Грабежев, 2012).

Новониколаевское месторождение меди расположено на территории Варненского муниципального района Челябинской области на Южном Урале в 8 км на северо-северо-восток от Михеевского медно-порфирового месторождения – одного из крупнейших месторождений меди в России. При первом геологическом описании месторождение Новониколаевское было

предварительно отнесено к медно-порфировому типу (Белгородский и др., 1991) по аналогии с Михеевским месторождением (Гирфанов и др., 1991). Новониколаевское месторождение практически не изучалось, за исключением работы (Горбунов и др., 2019), где дана краткая характеристика рудной минерализации. Скарны на Новониколаевском месторождении отмечались ранее (Белгородский и др., 1991), однако информация об их составе и связи с оруденением отсутствует.

Цель исследования заключалась в уточнении гидротермальной зональности и генетического типа Новониколаевского месторождения, что в дальнейшем позволит разработать прогнозно-поисковую модель медного оруденения для данной территории, которая может быть применена и для других объектов Михеевского рудного узла. *Основные задачи исследования:* 1) выделить основные этапы и стадии формирования месторождения и структурно-текстурные взаимоотношения между рудными и породообразующими минералами; 2) выявить гидротермальную зональность и связь гидротермальных изменений с процессами рудообразования на месторождении; 3) изучить типоморфные признаки основных рудных минералов на месторождении.

Методы исследования. На основе документации керна скважин статистически обработаны массивы данных о геологическом строении месторождения, прослежена связь между содержаниями полезных компонентов, окологорными гидротермальными изменениями, интрузивными и вулканогенно-осадочными породами. Химический состав минералов определен с помощью СЭМ JSM IT-500 (Jeol) с энергодисперсионным детектором X-Max^N (Oxford Instruments) (МГУ, аналитики В.О. Япаскурт, Н.Н. Коротаева) и СЭМ JSM-5610 lv (Jeol) с ускоряющим напряжением 25 Кв и энергодисперсионным детектором ULTIM MAX 100 (Oxford Instruments) (ИГЕМ РАН, аналитики Л.А. Иванова, Л.А. Левицкая). Содержания элементов-примесей в магнетите и гематите определены на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries с лазерным пробоотборником New Wave 213 (ЦКП ИГЕМ-аналитика, аналитик В.Д. Абрамова). Анализ проводился точно (диаметр точки 40 мкм) и линейными профилями (ширина профиля 40 мкм). Пределы обнаружения составляли от долей до первых десятков граммов на тонну. Концентрации элементов рассчитаны в программе Iolite v. 2.5 (Paton et al., 2011).

Основные результаты. На месторождении установлена гидротермальная зональность, включающая следующие зоны (от центральной части к краям) с основными новообразованными минералами: проградная скарновая (гранат), ретроградная скарновая (магнетит, гематит, хлорит, эпидот, кварц, карбонат, сульфиды), пропилитовая (хлорит, карбонат, кварц, гематит, сульфиды), кварц-карбонат-серицитовая, аргиллизитовая (глинистые минералы, кальцит). В районе контакта известняков с диоритовыми порфиритами отмечаются зоны проградных скарнов, на которые наложены более широкие ореолы ретроградных изменений. Совокупная мощность зон проградных и ретроградных скарнов составляет от 9 до 30 м. Пропилиты развиваются по диоритовым порфиритам, алевролитам и песчаникам, пересекают более ранние метасоматиты, а также обрамляют зоны скарнов, распространяясь на десятки и сотни метров от них. К наиболее поздним гидротермальным процессам относятся пострудные кварц-карбонат-серицитовые изменения, рассекающие зоны ретроградных скарнов и пропилитов, и накладывающиеся на них аргиллизитовые изменения. Кварц-карбонат-серицитовые изменения наиболее распространены на месторождении (сотни метров), и не имеют четкой пространственной связи с зонами скарнов и пропилитов. Аргиллизиты образуют узкие зоны, чаще всего имеющие мощность до 3–4 м. С увеличением степени ретроградных изменений и пропилитизации увеличиваются и содержания полезных компонентов (Cu, Au, Ag, Zn, Te). Степень кварц-карбонат-серицитовых изменений и аргиллизации чаще всего либо не влияет на привнос полезных компонентов, либо имеет обратную зависимость с их увеличени-

ем. Наиболее продуктивными на медное оруденение являются ретроградные скарны, менее продуктивными – пропилиты. Таким образом, на месторождении присутствует типичная для скарновых месторождений зональность (Meinert, 1992).

На месторождении выделены три этапа минералообразования (от раннего к позднему): магматический, гидротермальный и гипергенный. Магматический этап характеризуется внедрением рудоносного михеевского диорит-порфиритового комплекса и ульяновского субвулканического дацит-риодацитового комплекса. Гидротермальный этап включает в себя пять стадий: проградную скарновую, ретроградную скарновую, пропиловую, кварц-карбонат-серицитовую, аргиллизитовую. С минералами ретроградной скарновой стадии широко ассоциируют халькопирит и борнит, с минералами пропиловатой стадии – халькопирит. На гипергенном этапе происходило образование борнита и халькозина в зоне окисления первичных сульфидных минералов.

В рудах месторождения широко распространены магнетит и гематит, которые могут использоваться как потенциальные индикаторы генетической принадлежности и связи с соответствующим типом оруденения (Nadoll et al., 2014). Магнетит образует октаэдрические кристаллы и ксеноморфные зерна размером до 500 мкм, которые почти повсеместно замещаются гематитом-1. Магнетит и гематит-1 формируются в ретроградную скарновую стадию, пересекая по трещинам катаклазированный гранат проградной стадии. Все другие поздние гидротермальные минералы обрастают или пересекают магнетит и гематит-1 по трещинам. Гематит-2 представлен идиоморфными кристаллами до 1000 мкм и цементирует обломки минералов ретроградной стадии. Магнетит и гематит ретроградной стадии характеризуются повышенными содержаниями Ca, Al, Mn и Mg и пониженными – Ti, V, Ni и Cr, что подтверждает их формирование в условиях активного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород (т. е. скарнообразования). Гематит-2 характеризуется пониженными содержаниями Ca, Al, Mn и Mg, что может говорить о его образовании в более позднюю пропиловую стадию.

Выводы. Таким образом, на Новониколаевском месторождении отсутствует типичная для медно-порфировых систем зональность, присущая Михеевскому месторождению. Напротив, наблюдаются типичные для скарновых систем изменения, которые образуют единую гидротермальную зональность, приуроченную к контактам диоритовых порфиритов и известняков. Медное оруденение связано с телами ретроградных скарнов и пропилов, а кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты являются пострудными. Наличие скарновой зональности, ее прямой связи с оруденением, а также типохимические характеристики магнетита и гематита позволяют отнести Новониколаевское месторождение к скарново-медно-порфиловому типу.

Литература

Белгородский Е.А., Черкашов С.А., Грабежев А.И., Шаргородский Б.М. Медно-порфиловый Новониколаевский рудный узел. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 54 с.

Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. Рудно-метасоматическая зональность Михеевского медно-порфилового месторождения на Южном Урале // Вестник Московского университета. 1991. С. 4. № 5. С. 75–79.

Горбунов А.А., Аликин О.В., Захарова А.А., и др. Особенности минералогии руд Михеевского месторождения, Новониколаевского и Западного участков (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа-2019. Екатеринбург: УГГУ, 2019. С. 41–44.

Грабежев А.И. Рениеносные медно-порфиловы системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера. 2012. № 4. С. 190–207.

Meinert L.D. Skarns and skarn deposits // Geoscience Canada. 1992. Vol. 19. P. 145–162.

Nadoll P., Angerer T., Mauk, J.L., et al. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 61. P. 1–32.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., et al. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. Vol. 26. P. 2508.

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

О.А. Пугачёва

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
pugachyovaolya@gmail.com*

Сульфидная минерализация эпидот-гранатовых скарнов шахты Бэек (Карелия)

(научный руководитель – к.г.-м.н. *М.Н. Ветрова*)

Аннотация. В работе охарактеризована сульфидная минерализация в эпидот-гранатовых скарнах шахты Бэек (Карелия), в том числе три впервые обнаруженных здесь минерала (молибденит, халькопирит и гринокиит). Также описаны ранее известные минералы, такие как сфалерит с примесями Fe (1.04–8.64 мас. %) и Cd (3.00–3.61 мас. %), галенит, пирит и халькопирит, которые присутствуют в виде включений в сфалерите.

О.А. Pugachyova

Saint Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

Sulfide mineralization of epidote-garnet skarns of the Beck mine (Karelia)

Abstract. The study characterizes sulfides from the Beck mine (Karelia) including three minerals found here for the first time (molybdenite, chalcopirite and greenockite), as well as previously known sphalerite containing Fe (1.04–8.64 wt. %) and Cd (3.00–3.61 wt. %), galena, pyrite, and chalcopirite as inclusions in sphalerite.

Целью работы была актуализация данных и подробное изучение сульфидной минерализации шахты Бэек, расположенной в пределах рудного поля Хопунваара Питкярантского рудного узла. Работа выполнена на семи образцах пород, собранных в 2025 г. в рамках минералогической практики. Несмотря на ежегодные минералогические практики в Карелии, рудоносность скарнов шахты Бэек ранее не рассматривалась детально. Современные методы исследования позволили выявить ранее неизвестные минералы и охарактеризовать особенности их состава.

Исследования проводились в ресурсных центрах Санкт-Петербургского государственного университета «Геомодель», «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгенодифракционных исследований». Оптические исследования выполнены с помощью поляризационного микроскопа Leica DM 4500P. Для определения химического состава минералов использовались СЭМ Hitachi S-3400N с системой для количественного энергодисперсионного микроанализа EDX-AzTec Energy 350 и РЭМ Hitachi TM 3000 (аналитики Н.С. Власенко, Е.С. Сухаржевская).

Питкярантский рудный узел относится к южному склону Балтийского кристаллического щита и составляет юго-восточную часть Восточно-Финляндской синклиналиной зоны, которая проходит по окраинам юго-западной части Карельского гранито-гнейсового массива (Пеков и др., 2008). По минералогическому составу и генезису скарны подразделяются на ранние магнезиальные и рудные магнезиальные (поздние) и известковые апомагнезиальные (Хазов, 1973). На территории выделяют два и более карбонатных горизонтов, по которым в

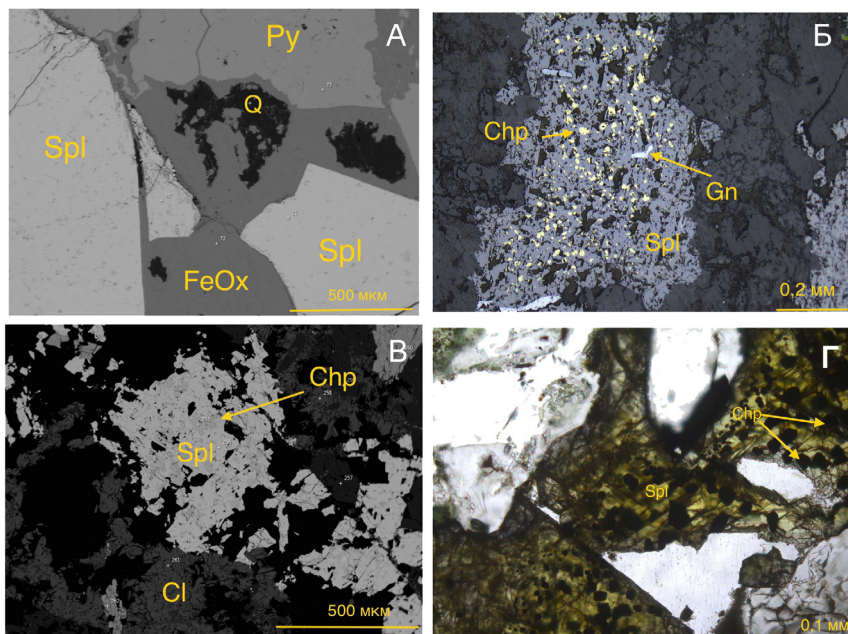


Рис. 1. Рудные минералы из скарнов шахты Бэкс: а – угловатые зерна сфалерита (Spl) в ассоциации с оксидами железа (FeOx), пиритом (Py) и кварцем (Q); б – зерно сфалерита с включениями халькопирита (Chp) и галенита (Gn); в – «изъеденные» зерна сфалерита с включениями халькопирита (более темные пятна) в ассоциации с хлоритом (Cl); г – включения зерен халькопирита в сфалерите. Рис. а, в – BSE фото; б – отраженный свет; г – проходящий свет, без анализатора.

свекофеннское время сформировались ранние магнезиальные скарны, а позднее они заместились известковыми скарнами вследствие внедрения гранитов Салминского массива. Скарны шахты Бэкс известковые и находятся в южной части рудного поля Хопунваара (Ивашенко и др., 2011).

Шахта Бэкс, пройденная в 1896 г., вскрыла тело магнетитовой руды мощностью 0.5–1.1 м в эпидот-гранатовых скарнах нижнего карбонатного горизонта питкяррантской свиты. Эти скарны залегают на границе гранито-гнейсов и амфиболитов (Борисов, 2017). В отвалах шахты редко встречаются фрагменты малоизмененных скарнов, обычно эпидот-гранатовых, иногда с пироксеном, амфиболом, магнетитом, и в большом количестве – продукты гидротермального изменения рудоносных скарнов (Пеков и др., 2008). Главные минералы гидротермальных ассоциаций: хлорит, кварц и магнетит. В подчиненном количестве присутствуют кальцит, флюорит, сфалерит, пластинчатый гематит, гётит, галенит, пирит, бертрандит, апатит. По галениту развиваются гипергенные англезит и церуссит. Измененные породы сильно карвернозные, и практически все гидротермальные минералы образуют не только массивные агрегаты, но и кристаллы на стенках полостей (Пеков и др., 2008).

В ходе микроскопических исследований диагностированы сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, молибденит и гринокит. Халькопирит, молибденит и гринокит найдены впервые.

Сфалерит является самым распространенным рудным минералом. Он представлен изометричными, иногда «изъеденными» и угловатыми зернами с четкими границами (рис. 1а–в). Размер зерен варьирует от 10 мкм до 3.3 мм. Сфалерит содержит вкрапленность халькопирита и галенита (рис. 1б, в). В проходящем свете его окраска изменяется от светло-желтой до темно-желтой (рис. 1г), в скрещенных николях он изотропен. В химическом составе сфалерита отмечаются примеси Fe и Cd (табл. 1).

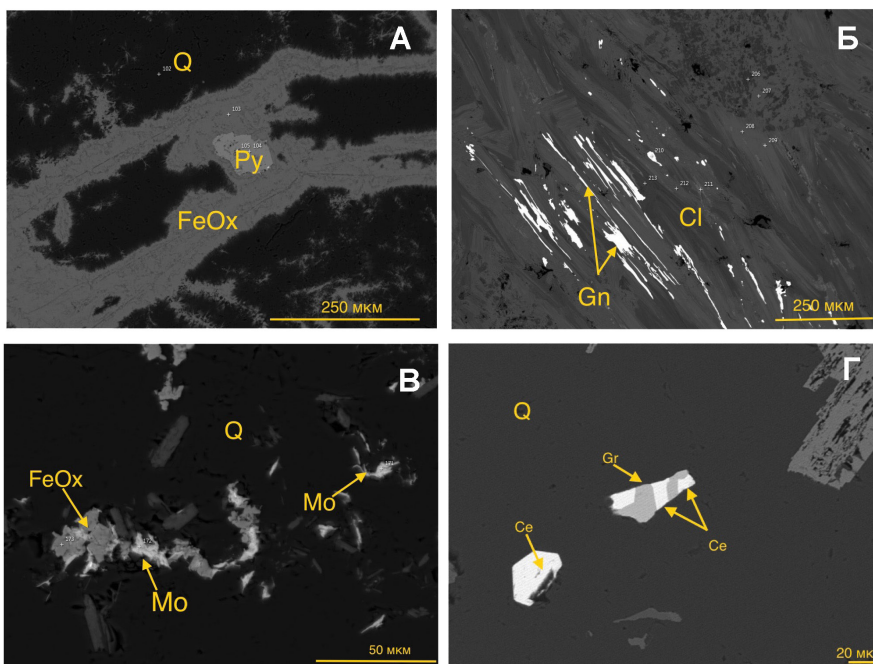


Рис. 2. Рудные минералы из скарнов шахты Бэкк: а – зерно пирита (Py), окруженное игольчатым агрегатом оксида железа (FeOx) в ассоциации с кварцем (Q); б – вытянутые зерна галенита (Gn) в ассоциации с хлоритом (Cl); в – рассеянные вкрапленники молибденита (Mo) с оксидами железа в кварце; г – росток гринокита (Gr) с церусситом (Cr) в кварце. BSE фото.

Таблица 1

Химический состав сфалерита, мас. %

№ п/п	Zn	Fe	Cd	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	68.08	–	–	32.68	100.75	$Zn_{1.04}S_1$
2	62.23	4.18	3.00	32.36	101.77	$(Zn_{0.94}Fe_{0.07}Cd_{0.03})_{1.04}S_1$
3	56.35	8.64	3.30	32.48	100.77	$(Zn_{0.85}Fe_{0.15}Cd_{0.03})_{1.03}S_1$
4	62.02	6.02	–	29.99	98.03	$(Zn_{1.01}Fe_{0.16})_{1.17}S_1$
5	60.29	6.02	–	32.28	98.59	$(Zn_{0.92}Fe_{0.11})_{1.03}S_1$

Примечание. Формулы рассчитаны на 1 атом серы. Прочерк – элемент не обнаружен.

Пирит установлен в виде ксеноморфных зерен размером 0.1–1.5 мм (рис. 1а). Он находится в ассоциации с гематитом и магнетитом, а также сфалеритом, халькопиритом, галенитом, реже встречается с силикатными и карбонатными минералами. Иногда вокруг зерен пирита присутствуют оксиды железа (рис. 2а). Пирит также образует оторочки вокруг магнетита, которые позже замещаются гематитом.

Халькопирит сростается с пиритом, сфалеритом и галенитом и представлен, в основном, ксеноморфными зернами размером 10–100 мкм. Чаще всего халькопирит встречается в виде включений в зернах сфалерита (рис. 1б, г). В химическом составе минерала присутствует примесь Zn (1.45–2.36 мас. %) (табл. 2).

Химический состав халькопирита, мас. %

№ п/п	Cu	Fe	Zn	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	33.95	31.15	–	33.46	98.56	$Cu_{1.02}Fe_{1.07}S_2$
2	34.26	30.43	–	33.96	98.65	$Cu_{1.02}Fe_{1.03}S_2$
3	33.72	30.01	2.36	34.00	100.10	$(Cu_{1.00}Zn_{0.07})_{1.07}Fe_{1.01}S_2$
4	33.36	30.20	1.45	33.76	98.77	$(Cu_{1.00}Zn_{0.04})_{1.04}Fe_{1.03}S_2$

Примечание. Формулы рассчитаны на 2 атома серы. Прочерк – элемент не обнаружен.

Галенит образует сростки с пиритом и халькопиритом и также встречается в виде включений в сфалерите (рис. 16). Иногда галенит формирует прожилки, часто в сочетании с хлоритом (рис. 26). Размеры зерен галенита варьируют от 1 до 250 мкм. В химическом составе галенита установлена примесь Fe (1.01 мас. %). Формула минерала, рассчитанная на один атом серы, $(Pb_{1.01}Fe_{0.04})_{1.05}S_1$.

Молибденит установлен в виде сростков с оксидом железа, хлоритом и кварцем (рис. 2в). Он встречается в виде удлинённых зерен размером от 5 до 30 мкм.

Гринокит найден в кварце в виде единичного сростка с церусситом, размером около 60 мкм (рис. 2г). Анализ показал, что в составе минерала присутствуют примеси Zn (0.55 мас. %) и Cu (0.01 мас. %). Формула минерала, рассчитанная на один атом S, $(Cd_{1.09}Zn_{0.01})_{1.10}S_{1.00}$.

Таким образом, в ходе исследований дополнены данные о сульфидной минерализации в эпидот-гранатовых скарнах шахты Бэкк. В изученных образцах, помимо сфалерита, галенита и пирита, найдены три новых минерала: халькопирит, молибденит и гринокит.

Литература

Борисов И.В. Подземные выработки Питкярантского комплекса (Северное Приладожье) // Спецеология и спелеология: сборник материалов конференции. Набережночелнинский государственный педагогический университет, 2017. Вып. 8. С. 234–243.

Иващенко В.И., Валкама М., Сундблад К., и др. Новые данные по минералогии и металлогении скарнов питкярантского рудного района // Доклады академии наук. 2011. Т. 440. № 2. С. 229–233.

Пеклов И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. Питкярантская учебная минералогическая практика: учебно-методическое пособие. М.: МАКС пресс, 2008. 59 с.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья // Труды Института геологии Карельского филиала АН СССР. Ленинград, 1973. Вып. 15. С. 87.

Р.В. Бадридинов, В.Е. Кириллов

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск, Россия
rustam.badridinov@yandex.ru*

Медно-порфировое оруденение северной части Западной металлогенической зоны Амурско-Сихотэ-Алинской провинции (Хабаровский край)

Аннотация. Западная металлогеническая зона Амурско-Сихотэ-Алинской провинции известна рудными объектами медно-порфировой (с золотом) формации, самым крупным из которых является месторождение Малмыж. Северная часть Западной зоны в поисковом отношении изучена слабо. В настоящей работе кратко охарактеризованы основные медно-порфировые объекты северной части Западной зоны, показана их связь с мелкими интрузиями диорит-гранодиоритовой формации и ореолами березитовых изменений. Приводится предварительная оценка перспектив медно-порфировых рудопроявлений.

Porphyry copper mineralization of the northern part of the Western metallogenic zone of the Amur-Sikhote-Alin province (Khabarovsk krai)

Abstract. The Western metallogenic zone of the Amur-Sikhote-Alin province is known for its porphyry copper (with gold) deposits with the largest Malmyzh deposit. The northern part of the Western zone is poorly explored. This paper briefly describes main porphyry copper deposits in the northern part of the Western zone and their relationship with small diorite-granodiorite intrusions and halos of beresite alteration. Preliminary assessment of prospects for porphyry copper deposits is provided.

Введение. Медно-порфировые месторождения, связанные с порфировыми интрузиями среднего и умеренно-кислого состава, широко распространены по всему миру, но основная их часть размещается в мезозойских вулканоплутонических поясах (ВПП) восточного и юго-западного обрамлений Тихого океана. Глобальным геотектоническим фактором их размещения являются структуры границ конвергенции литосферных плит – островодужные и окраинно-континентальные надсубдукционные ВПП и ВПП границ скольжения литосферных плит.

На юге Дальнего Востока России наиболее перспективным районом для выявления медно-порфировых (часто с золотом) месторождений является Западно-Сихотэ-Алинский (ЗСА) ВПП (рисунок). Пространственно его северной части соответствует Западная металлогеническая зона (ЗМЗ), входящая в Амурско-Сихотэ-Алинскую медно-порфировую провинцию. ЗСА ВПП состоит из нескольких ареалов вулканитов и сопряженных с ними плутонов андезит-диорит-гранодиоритовой ассоциации раннего этапа становления пояса (Звездов, 2022). К этому же поясу приурочен ряд медно-порфировых рудных объектов, большая часть которых в настоящее время находится в состоянии разведки или поискового изучения, а крупное (8.3 млн т Cu и 347 т Au, Протокол ГКЗ № 6749 от 22.09.2021 г.) месторождение Малмыж подготовлено к промышленному освоению.

Южная часть ЗСА металлогенической зоны отличается наиболее значительным количеством рудных узлов (РУ) с медно-порфировым оруденением (Анаджаканский, Южно-Комсомольский, Пони-Мулинский и Малмыжско-Болонский). К последнему приурочено месторождение Малмыж, связанное с ареалом распространения рудоносных порфировых интрузивов среднего состава, прорывающих нижнемеловые терригенные отложения (Читалин и др., 2013). По геофизическим данным, на глубине предполагается крупный плутон продуктивной формации (Шашорин и др., 2018). В средней части ЗМЗ выделены потенциальные Кантагарский Au-Mo-Cu-порфировый и Ямтульский меднопорфировый РУ. Северная часть ЗМЗ в металлогеническом отношении исследована менее других, и научные публикации на эту тему отсутствуют. При этом в ее пределах в ряде рудных полей поисково-оценочными работами выявлены объекты медно-порфирового типа, к наиболее крупным из которых относятся Тырское, Ковриженское, Горбатый и Кентавр.

Тырское рудопроявление в Тырском рудном поле (РП) находится в южной части Тахтинского РУ, который характеризуется преимущественно золотой металлогенической специализацией (месторождения Au Дыльменское, Полянка). В 2012–2016 гг. Тырское РП изучалось комплексом поисково-оценочных работ ООО «Тырская ГГК» (Бадридинов и др., 2019). Участок Тырского РП (3.7 км²) сложен терригенными и вулканогенными отложениями верхнего мела, прорванными позднемеловыми интрузиями диорит-порфиритов диорит-гранодиоритовой формации в зоне близширотного разлома. В осевой части рудоносной зоны преобладает медная с золотом минерализация, на периферии – свинцово-цинковая. Медное с золотом

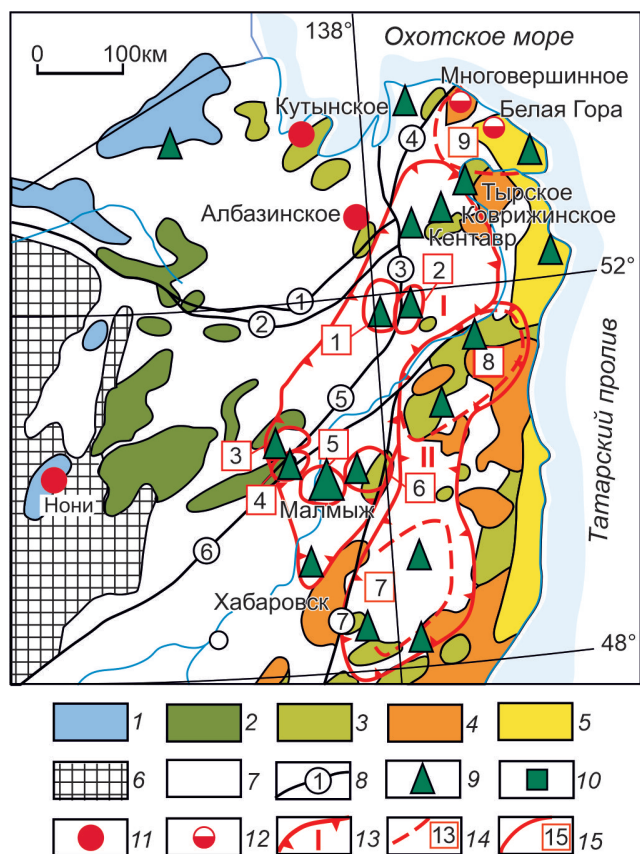


Рис. Схема металлогенического районирования южной части территории Дальневосточного федерального округа на меднопорфировое оруденение по (Минина и др., 2019).

1–6 – ареалы развития магматических образований вулcano-плутонических поясов (в порядке их становления): 1 – Умлекано-Огоджинского, 2 – Хингано-Охотского, 3 – Западно-Сихотэ-Алинского, 4 – Восточно-Сихотэ-Алинского, 5 – Колчанского; 6 – выступы докембрийского кристаллического фундамента Буреинско-Ханкайского сиалического мегаблока; 7 – терригенные и вулканогенно-терригенные толщи Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, нерасчленённые; 8 – основные разломы: 1 – Пауканский, 2 – Ниланский, 3 – Лимурчанский, 4 – Дукинский, 5 – Бокторский, 6 – Харпийский, 7 – Центральный; 9–12 – месторождения (крупный знак) и проявления (мелкий знак): 9 – золото-молибден-медно-порфировые, 10 – медно-скарновые, 11 – золоторудные, 12 – золото-серебряные. Металлогеническое районирование: 13 – медно-порфировые металлогенические зоны (МЗ) Амурско-Сихотэ-Алинской провинции: I – Западная, II – Восточная. Потенциальные медно-порфировые: 14 – рудные районы и 15 – рудные узлы. Западная МЗ: 1 – Кантагарский, 2 – Ямтульский, 3 – Южно-Комсомольский, 4 – Анаджаканский, 5 – Малмыжско-Болонский, 6 – Пони-Мулинский. Восточная МЗ: 7 – Дагды-Копинский, 8 – Окча-Уктурский; за пределами МЗ: 9 – Нижнеамурский.

оруденение тяготеет к экзо- и эндоконтактам даек и мелких тел диоритового состава поздне-мелового нижнеамурского комплекса. Рудные тела представляют собой линейные сульфид-кварцево-прожилковые штокверки в пределах ореола кварц-серицитовых метасоматитов. Для внешних зон гидротермально-измененных пород характерна пропилитизация. Основными полезными компонентами руд Тырского РП являются Cu (среднее содержание 0.18 %, максимальное 1.2 %) и Au (среднее содержание 0.35 г/т, максимальное 13.6 г/т). Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, борнитом.

По минералого-петрографическим особенностям Тырское РП является более низкотемпературным, чем месторождение Малмыж, поэтому в его пределах соотношение Au/Cu значительно выше. В то же время, эти два объекта характеризуются следующими сходными чертами: 1) состав преобладающих рудоносных интрузий и литология вмещающих пород; 2) нетипичная для медно-порфировых месторождений геофизическая обстановка: они располагаются в пределах гравитационных максимумов, которые, возможно, свидетельствуют о режиме нескомпенсированного погружения в зоне изостазии.

Медно-порфировые проявления Горбатый, Кентавр и Ковриженское выявлены в 60–80-х гг. прошлого века; в 2014 г. ООО «Седьмая ГГК» проводила геохимические поиски (Чешуякова и др., 2019). В геологическом строении этой площади принимают участие нижнемеловые терригенные отложения Сихоте-Алиньской складчатой области, прорванные интрузиями нижеамурского комплекса, который представлен последовательно внедрявшимися диоритами, плагиогранитами и гранодиоритами.

Ковриженское рудопроявление (Mo, Cu, Au, Ag) Ваюнского РУ приурочено к штоку окварцованных и каолинизированных раннепалеогеновых гранит-порфиров, интрузирующих массив гранодиоритов нижеамурского комплекса. В пределе штока на площади 2 км² повсеместно наблюдается повышенное содержание Mo до первых сотых процента, а в интрузии гранодиоритов молибденит встречен только в отдельных зонах окварцевания и каолинизации. Рудная минерализация представлена пиритом, молибденитом, халькопиритом и золотом. К настоящему времени выявлены четыре комплексных ореола с суммарными прогнозными ресурсами по P₂: Mo – 90.1 тыс. т, Cu – 170 тыс. т, Au – 2.5 т (Чешуякова и др., 2019). Центральная часть рудоносного участка характеризуется высокими содержаниями Mo и Cu, на периферии с уменьшением содержаний Mo и Cu увеличиваются концентрации Ag, As, Bi, Zn, Pb, Mn.

Участок рудопроявления Горбатое (Ангочиканский РУ) сложен осадочными породами нижнего мела, которые прорваны дайками, малыми интрузивными телами позднемеловых гранодиорит-порфиров, раннепалеогеновых гранодиоритов и кварцевых диоритовых порфиров. К экзоконтактам интрузивных пород приурочены метасоматиты и гидротермалиты, среди которых выделены: 1) кварц-серицитовые метасоматиты, 2) сульфидизированные породы, 3) кварцевые и кварц-сульфидные прожилки. Площадь потенциального рудного поля по результатам геохимической съемки составляет 14.8 км². Прогнозные ресурсы Cu при подвеске на 200 м составляют 304 тыс. т, Mo – 27 тыс. т, Au – 8.2 т (Чешуякова и др., 2019). Отмечается тесная пространственная и генетическая связь Mo, Cu и Au. Ореолы Pb, Zn, Mn встречаются по периферии.

Рудопроявление меди и золота Кентавр (Ангочиканский РУ) расположено в экзоконтактовой зоне штока позднемеловых гранодиоритов, прорывающих отложения флишевой формации, в пропилитизированных и окварцованных породах. Среднее содержание Au составляет 0.68 г/т. На участке выявлено несколько комплексных ореолов общей площадью 5 км² с повышенными содержаниями Au, Mo, Pb, As, Cu, Ag. Ресурсы P₃ Cu оценены в 55 тыс. т, Mo – 6.7 тыс. т, Au – 4 т (Чешуякова и др., 2019). На рудопроявлении выделено два типа минерализации. Золото-сульфидный тип проявлен в геохимических полях аномалиями Au, Ag, Pb, Cu, Zn и As, приурочен к гидротермально измененным терригенным породам горинской свиты. Медно-молибденовый тип приурочен к интрузии нижеамурских гранодиоритов и измененным в их экзоконтактах осадочным породам. Для этого типа характерны пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, халькозин и ковелин.

Заключение. Западная меднопорфировая металлогеническая зона Амурско-Сихотэ-Алинской провинции на всем протяжении вмещает золотую и медную минерализацию, сосредоточенную в ряде рудных узлов и полей. Ключевым фактором, определяющим развитие

медно-порфирового оруденения, является наличие специализированных на Cu, Mo, Au интрузий диорит-гранодиоритовой формации и связанных с ними метасоматитов березитового типа. Рудопроявления северной части Западной МЗ характеризуются как Cu, так и Cu-Mo геохимической специализацией, часто с полиметаллической минерализацией на флангах. По геологической позиции и ряду структурных и минералогических признаков они аналогичны рудным объектам южной части Западной МЗ, включая месторождение Малмыж, что делает продолжение исследований в ее пределах практически актуальным с перспективами выявления новых рудных объектов промышленного значения.

Литература

Бадридинов Р.В., Юрчук Ю.В., Копылов М.И., и др. Отчёт по незавершённым поисковым и оценочным работам на золото и медь на Тырской площади в 2013–2016 гг. (Объект Тырский). Хабаровск, 2019.

Звездов В.С. Модели меднопорфировых рудно-магматических систем и месторождений для прогноза, поисков и оценки. Дис... доктора геол.-мин. наук. Москва, 2022.

Минина О.В., Мигачев И.Ф., Звездов В.С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на меднопорфировое оруденение // Отечественная геология. 2019. № 1. С. 35–49.

Чешуякова Ю.Н., Копылов В.И., Бадридинов Р.В., Цховребова А.В. Отчет по незавершённым поисковым и оценочным работам в пределах Ковриженской площади (медь, молибден и сопутствующие компоненты) (Объект Ковриженский). Хабаровск, 2019.

Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., и др. Малмыж – новая крупная золото-медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65–69.

Шашорин Б.Н., Макаров А.И., Руднев В.В., Выдрич Д.Е. Геолого-геофизическая модель Малмыжской рудно-магматической системы и возможности ее использования в прогнозировании (Северный Сихотэ-Алинь) // Разведка и охрана недр. 2018. № 2. С. 8–16.

Д.Е. Дранишникова

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

Источники рудообразующих флюидов Верх-Чемского Cu-Mo рудопроявления, Салаирский кряж, по данным изотопии S, O и C (научный руководитель – к.г.-м.н. *Т.В. Светлицкая*)

Аннотация. В работе установлены источники рудообразующих флюидов Верх-Чемского медно-молибден-порфирового рудопроявления (Салаирский кряж) на основе данных по соотношениям изотопов S, O и C. Наибольший вклад в формирование кварц-сульфидного штокверка внесен флюидами магматического происхождения с вовлечением компоненты морских известняков на поздней стадии эволюции рудно-магматической системы.

D.E. Dranishnikova

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Sources of ore-forming fluids in the Upper Chemsy Cu-Mo occurrence (Salair Ridge) based on S, O and C isotopy

Abstract. Sources of ore-forming fluids of the Upper Chemsy Cu-Mo porphyry ore occurrence (Salair Ridge) are established from S, O and C isotopic ratios. Magmatic fluids provide the greatest contribution to

the formation of quartz-sulfide stockwork at a subordinate role of marine limestones at the late stage of the evolution of the ore-magmatic system.

Исследование стабильных изотопов в минералах является широко распространенным методом, позволяющим получить данные об источнике флюида. В 2021–2023 гг. в результате поисковых работ на медно-молибден-порфировое оруденение в северо-западной части Салаирского кряжа выявлено Верх-Чемское рудопоявление, до сих пор остающееся слабоизученным. В данной работе на основе изотопии S, O и C рудоносных (кварц-сульфидных) и безрудных (преимущественно, карбонатных) прожилков установлены источники флюида, сформировавшего Верх-Чемское рудопоявление. Изотопный состав S (CDT), C (PDB) и O (SMOW, VSMOW) определен на масс-спектрометре Delta V Advantage в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Фактический материал представлен минералами кварц-сульфидных и карбонат-ломонитовых прожилков.

Верх-Чемское медно-молибден-порфировое рудопоявление располагается в центральной части Улантовского гранитоидного массива, находящегося примерно в 118 км на юго-восток от г. Новосибирска (Сотников и др., 1999). Массив располагается в северо-западной части Салаирского кряжа, на стыке со структурой Доронинской впадины и представляет собой крупное (80 км²) субизометричное в плане интрузивное тело, вмещающее карбонатно-терригенными отложениями нижнего кембрия, среднего-верхнего девона и нижнего карбона. На севере массив частично перекрыт юрскими породами Доронинской впадины. Контакты между интрузивными образованиями Улантовского массива и вмещающими породами преимущественно тектонические. Только в южной части массива, терригенно-карбонатные отложения нижнего кембрия ороговикованы и скарнированы на контакте с раннедевонскими гранитоидами. В пределах Улантовского массива выделена Северо-Западная тектоническая зона протяженностью около 12 км и шириной до 1.8 км. Зона сложена окварцованными, раздробленными и гидротермально-измененными породами. В южной части зоны дробления и окварцевания выявлено Верх-Чемское рудопоявление, протяженность участка которого составляет около 2.5 км при ширине в 5–150 м.

Ранее установлено, что рудопоявление сложено несколькими типами пород раннедевонского возраста: амфибол-биотитовыми и биотитовыми плагиогранитами, биотитовыми гранит-порфирами и амфиболовыми диоритами. Все они в разной степени подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям, которые сопровождаются неравномерной вкрапленной, прожилково- и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией. Главные рудные минералы: пирит, халькопирит и молибденит. Второстепенные и редкие представлены сфалеритом, галенитом, пирротинном, борнитом, энаргитом, рутилом, блеклыми рудами (с преобладанием мышьяковистого минала) сульфосолями группы павонита (СПП), эмплектитом и акантитом. Характер метасоматических изменений площадной, присутствуют неравномерно распределенные жилы и прожилки.

На рудопоявлении установлено три типа наложенных изменений: калиевые (калиевополевошпат-биотитовые, с биотитовыми и калиевополевошпат-кварц-альбитовыми прожилками), серицитовые (кварц-хлорит-серицитовые, с кварц-сульфидными прожилками) и пропилитовые (эпидот-хлорит-карбонатные, с карбонат-цеолитовыми, эпидот-цоизит-кварц-хлоритовыми прожилками) (Дранишникова, 2025). По всему разрезу амфибол-биотитовых и биотитовых плагиогранитов и диоритов с разной интенсивностью проявлены установленные типы гидротермально-метасоматических изменений. Наблюдается закономерность в их расположении: на более глубоких уровнях разреза преобладают калиевые изменения, которые выше по разрезу сменяются кварц-хлорит-серицитовыми, пропилитовые же изменения слабо проявлены по всему разрезу.

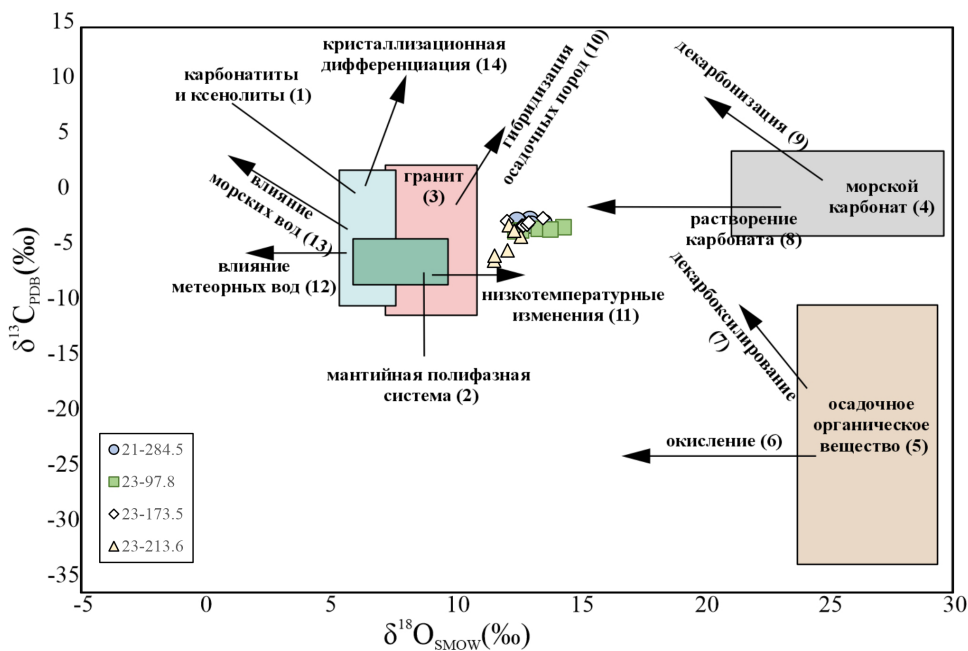


Рис. Соотношение $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) для кальцита.

Поля и тренды по данным: 1, 10, 11, 14 – (Taylor et al., 1967); 2 – (Taylor et al., 1967; Ray et al., 1999); 3, 12, 13 – (Hoefs, 2015); 4–9 – (Hudson, 1977).

Стабильные изотопы серы изучены в пирите и молибдените из кварц-сульфидных прожилков, изотопы кислорода изучены в кварце из тех же прожилков. В кальците из кальцит-ломонтитовых прожилков изучены изотопы углерода и кислорода. Кварц-сульфидные (\pm кальцит, серицит, хлорит) прожилки локализируются в плагиигранитах и диоритах, подвергшихся серицитовым изменениям, либо слабоизмененных. Кальцит-ломонтитовые (\pm пирит, хлорит, серицит) прожилки рассекают пропилитизированные плагииграниты и диориты.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита составляют 2.3–3.1 ‰, молибденита – 1.6–2.6 ‰, что соответствует интервалу значений $\delta^{34}\text{S}$ в гранитах от –2 до +8 ‰ (Hoefs, 2015). Значения $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) в кварце составляют 9.5–11.7 ‰. Изотопный состав гидротермального флюида был рассчитан по уравнению ($\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.34 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) - 3.31$) (Matsuhisa et al., 1979) для системы кварц-вода с предполагаемой температурой равновесия 350 °C. Полученные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ находятся в диапазоне 4.2–6.4 ‰, соответствующем интервалу $\delta^{18}\text{O}$ в гранитах от –5 до +14 ‰ (Hoefs, 2015).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита из кальцит-ломонтитовых прожилков находятся в интервале от 11.58 до 14.36 ‰, а $\delta^{13}\text{C}$ – от –5.64 до –1.88 ‰. На графике $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) – $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) (рисунок), значения соотношения изотопов углерода и кислорода располагаются между полями «магматического» кальцита и морского карбоната. Это может свидетельствовать о «смешанном» источнике флюида с большим вкладом магматических растворов.

Близкие к нулевым значения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах предполагают магматический источник рудообразующих флюидов, что подтверждают и рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$. Ассоциация кальцит-ломонтитовых прожилков предполагает более низкие температуры образования по сравнению с кварц-сульфидными, а полученные данные свидетельствуют о том, что помимо магматической составляющей флюида, также имеет место незначительный вклад морских известняков на поздней стадии эволюции рудно-магматической системы.

Рудоносные флюиды, формирующие кварц-сульфидный штокверк Верх-Чемского порфирирового рудопоя имеют, преимущественно, магматический источник с потенциальным взаимодействием магматических вод с вмещающими карбонатными породами на поздней стадии эволюции рудно-магматической системы, что привело к формированию кальцит-ломонтитовых прожилков.

Литература

- Дранишников Д.Е.* Метасоматические изменения и рудная минерализация пород Верх-Чемского Си-Мо рудопоя (Западный Салаир, Россия) // Металлогения древних и современных океанов-2025. От гипотез рудогенеза к критериям прогнозирования. Миасс: ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, 2025. С. 110–114.
- Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др.* Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.
- Hoefs J.* Stable isotope geochemistry, 7th edition. Springer International Publishing Switzerland, 2015. 402 p.
- Hudson J.D.* Stable isotopes and limestone lithification // Journal of Geological Society. 1977. Vol. 133. P. 637–660.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N.* Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1979. Vol. 43. P. 1131–1140.
- Ray J.S., Ramesh R., Pande K.* Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon // Earth and Planetary Science Letters. 1999. Vol. 170. P. 205–214.
- Taylor H.E., Frechen J., Degens E.T.* Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alno District Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1967. Vol. 31. P. 407–430.

Н.А. Антонишин

*Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
n.antonishin@yandex.ru*

Метасоматическая зональность и типы рудной минерализации Си-Мо порфирирового месторождения Шагала, Республика Казахстан (научный руководитель – к.г.-м.н. Г.Ю. Шардакова)

Аннотация. Объектом исследований является Си-Мо порфирировое месторождение Шагала, Центральная Казахстан. Оно расположено в пределах Южно-Сарышаганской гранитоидной интрузии, которая входит в девонский вулканоплутонический пояс и состоит из трех типов гранитоидов. Основным типом метасоматических изменений является серицитизация, интенсивность которой зависит от типа гранитоидов. Рудная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, молибденитом, пирротинном, гематитом, халькозином и ковеллином, имеет вкрапленно-прожилковый характер и развита в гранитоидах I и III типов. В пределах интрузии наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород, часть из которых содержит медную минерализацию.

N.A. Antonishin

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,
Yekaterinburg, Russia*

Metasomatic zoning and ore mineralization types of the Shagala porphyry Cu-Mo deposit, Republic of Kazakhstan

Abstract. The subject of study includes the Shagala porphyry Cu-Mo deposit in Central Kazakhstan. The deposit is located within the South Saryshagan granitoid intrusion, which occurs within the Devonian volcanoplutonic belt and hosts three granitoid types. Sericitization is the main type of metasomatic alteration,

the intensity of which depends on the granitoid type. Ore mineralization occurs as disseminated veinlets mostly in type I and III granitoids. The intrusion hosts numerous host rock xenoliths, some of which also contain copper mineralization.

Объектом данной работы является Cu-Мо-порфировое месторождение Шагала, приуроченное к Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Республика Казахстан). Цель исследования – уточнение строения рудно-магматической системы месторождения как востребованного объекта для расширения минерально-сырьевой базы меди Республики Казахстан. Задачи работы включают изучение характера метасоматических изменений и типов рудной минерализации, проявленных на месторождении. В ходе двух производственных практик был задокументирован керн разведочных скважин. Использовались материалы геологических отчетов за 1957–1984 гг., а также результаты хозяйственных работ, в которых автор участвовал на месторождении Шагала в 2020–2023 гг. Все аналитические исследования проводились в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Cu-Мо порфировое месторождение Шагала находится в Западном Прибалхашье в 12 км к ЮЗ от пос. Сарышаган. Оруденение приурочено к небольшой Южно-Сарышаганской гранитоидной интрузии (ЮСИ), в 2 км южнее от более крупного Сарышаганского гранитоидного массива. Тектонически ЮСИ приурочена в Западно-Балхашскому вулканическому району девонского Центрально-Казахстанского вулканоплутонического пояса (Бахтеев, 1987; Дегтярев, 2012). На лицензионной площади месторождения пробурено 128 скважин глубиной до 300 м, значительная часть керна которых изучена автором.

ЮСИ в плане имеет форму вытянутого в СЗ направлении штока размером 2.5×0.6 км и представлена преобладающими плагиогранодиорит-порфирами I фазы, которые прорваны серией даек гранодиорит-гранит-порфиров II фазы и отдельными телами порфировидных гранитов III фазы. В контурах ЮСИ распространены ксенолиты вмещающих пород, представленные алевролитами, туфоалевролитами, туфоалевропесчаниками и риодацитами.

Гранитоиды разных фаз, выделенных по характеру взаимоотношений, имеют сходные текстурно-структурные признаки, но отличаются по окраске, обусловленной несколько различной степенью изменений, и количественному соотношению минералов. Гранитоиды I фазы имеют серую или серо-коричневую окраску, массивную текстуру, порфировидную структуру, очень тонкозернистый базис. Гранитоиды II фазы имеют красновато-коричневую окраску, структуру и текстуру, подобные I фазе. Гранитоиды III фазы имеют аналогичную текстуру, но мелкозернистую структуру с редкими порфировыми вкрапленниками. Минеральный состав гранитоидов разных фаз близок: фенокристы кварца и альбита присутствуют в тонкозернистой массе, представленной кварцем и альбитом. Вкрапленники биотита в гранитоидах I и II фазы полностью замещены серицитом, мусковитом и хлоритом; в гранитоидах III фазы замещение биотита имеет разную интенсивность.

Калиевый полевой шпат (КПШ) в гранитоидах III фазы представлен преимущественно микроклином (фенокристы); в гранитоидах I фазы вкрапленники КПШ единичны и имеют извилистую форму. Акцессорные минералы в гранитоидах ЮСИ представлены апатитом, эпидотом, цирконом и титанитом. Рудная ассоциация включает пирит, халькопирит, гематит, магнетит, пирротин, халькозин, ковеллин.

Преобладающим типом метасоматических изменений среди гранитоидов всех фаз ЮСИ является серицитизация. Серицит неравномерно замещает как биотит, так и плагиоклаз. Карбонатизация гранитоидов ЮСИ распространена с преобладанием в породах II и III фаз. Тонкозернистый кальцит пятнами замещает зерна плагиоклаза, а также выполняет тонкие прожилки (несколько генераций, мощность до 1 мм). Степень метасоматических изменений гранитоидов ЮСИ сильно варьирует, достигая 6–8 об. % в породах I и III фаз и 20–30 об. % – в породах II фазы.

Рудная вкрапленно-прожилковая минерализация наиболее широко развита в гранитоидах I и III фаз. Основными минералами являются пирит и халькопирит. Второстепенные минералы представлены молибденитом, халькозином, ковеллином и пирротинном. Средние содержания полезных компонентов в породах составляют 0.25 % для Cu и 0.007 % – для Mo.

Медная минерализация, большей частью, представлена халькопиритом и приурочена к прожилкам А-типа (Sillitoe, 2010) со следующими (помимо халькопирита) парагенезисами минералов: кварц-сульфидные, кварц-плагиоклаз-мусковит-сульфидные, серицит-сульфидные. Кварц-сульфидные прожилки имеют мощность до 1.5 см и распространены в гранитоидах всех трех фаз. Основным рудным минералом в них является пирит, в меньшей степени присутствует халькопирит. Кварц-плагиоклаз-мусковит-сульфидные прожилки наиболее распространены в пределах гранитоидов I и III фазы. Макроскопически они имеют зеленоватый оттенок разной степени интенсивности, мощность варьирует от 1 мм до 3 см. Прожилки не имеют четкой границы с вмещающими породами и характеризуются непостоянной мощностью. Основными рудными минералами прожилков являются пирит и халькопирит. Серицит-сульфидные прожилки развиты в гранитоидах I фазы, изредка – в породах III фазы. Мощность прожилков не превышает 2 мм. Их важной особенностью является обогащение халькопиритом, который часто составляет основной объем прожилка. Редко в прожилках встречаются ковеллин и халькозин.

Вкрапленная рудная минерализация неравномерно развита в гранитоидах I и III фаз и, в основном, представлена пиритом, гематитом и халькопиритом. Халькопирит чаще приурочен к участкам интенсивной серицитизации или измененному биотиту. Во вкрапленной минерализации пирит представлен ксеноморфными зернами и идиоморфными кристаллами. Зерна халькопирита, наблюдающиеся в двух типах минерализации, имеют ксеноморфную форму или находятся в виде включений в пирите. Ковеллин и халькозин преимущественно замещают зерна халькопирита.

Молибденит на месторождении Шагала встречается редко, в основном, в прожилках В-типа (Sillitoe, 2010), которые состоят, главным образом, из кварца, а молибденит образует сростки диаметром до 3 мм. В единичных случаях молибденит встречается в трещинах скольжения в гранитоидах II фазы.

На месторождении наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород разного состава и размера. Блоки туфоалевролитов, сосредоточенные в северной части ЮСИ вблизи СЗ и СВ контактов с вмещающими породами, имеют мощность от 1 до 50 м. Породы частично ороговикованы, имеют коричнево-серую до черной окраску, такситовую, слабослоистую текстуру, преимущественно алевритовую структуру. По данным спектрального анализа содержание Cu в ксенолитах туфоалевролитов составляет 0.20–0.42 %. Рассеянная рудная минерализация представлена зернами пирита и халькопирита. Здесь же встречаются кварцевые прожилки D-типа (Sillitoe, 2010) без медной минерализации.

Блок туфоалевропесчаников (вскрытая мощность около 28 м) обнаружен в СЗ части месторождения. Породы имеют полосчатую текстуру, представленную чередованием черных и зеленых слоев. Интенсивность зеленой окраски обусловлена разной степенью эпидотизации (ороговикования). По данным спектрального анализа содержание Cu в туфоалевропесчаниках варьирует от 0.1 до 0.15 %. В основном, минерализация представлена зернами пирита. Зерна халькопирита распространены неравномерно и приурочены к неизменным частям блока. Иногда в эпидотизированных участках породы наблюдаются неизменные «гнезда» (до нескольких сантиметров), также с вкрапленностью халькопирита.

В СЗ части ЮСИ наблюдается зона развития небольших (до 30 см) ксенолитов ридоцитов, в которых наблюдается как вкрапленная, так и прожилковая Cu минерализация. Вкрапленный тип сульфидной минерализации, представленной, в основном, халькопиритом,

развит слабо и неравномерно. В серицит-сульфидных прожилках преобладает халькопирит. Среднее содержание Cu в риодацитах меняется от 0.1 до 0.3 %.

В южной части ЮСИ наблюдается крупный ксенолит светло-песочных алевролитов. Основным рудным минералом является пирит. Халькопирит встречается в редких кварцевых прожилках А-типа (Sillitoe, 2010). По данным спектрального анализа содержание Cu достигает 0.1 %.

Таким образом, проведенные исследования позволили уточнить строение рудно-магматической системы гранитоидов ЮСИ и приуроченного к ней месторождения Шагала. Метасоматические изменения гранитоидов ЮСИ, с которыми связано медно-порфировое месторождение, относятся к серицитовому типу, интенсивность метасоматических преобразований варьирует в зависимости от типа гранитоидов. Медная минерализация на месторождении представлена халькопиритом, второстепенные минералы – халькозином и ковеллином. Наиболее богатая рудная минерализация приурочена к гранитоидам I и III фаз и относится к прожилково-вкрапленному типу. Халькопирит локализован преимущественно в прожилках А-типа, а молибденит — в прожилках В-типа. В контурах ЮСИ присутствуют крупные блоки ксенолитов вмещающих пород с медной минерализацией. Cu-Мо порфировое месторождение Шагала, географически находящееся в районе с действующей горно-добывающей и перерабатывающей промышленностью, имеет высокую промышленную значимость. Целью дальнейших исследований станет изучение стадийности и зональности оруденения, а также установление источников рудного вещества.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема No 123011800009-9.

Литература

- Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Недра, 1987. 168 с.
Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

М.П. Быковский¹, В.С. Лабудин¹, И.А. Блинов²

¹ – ООО «ГРК «Быстринское», г. Чита, Россия
bykovskiymp@nornik.ru

² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия

Влияние минерального состава руд на качество продукции обогатительной фабрики Быстринского полиметаллического месторождения (Забайкальский край)

Аннотация. Приведены результаты изучения минерального состава руд Быстринского полиметаллического месторождения (Забайкальский край). Выполнена оценка гравитационно-извлекаемого золота с помощью теста AMIRA P420. Методом рентгенофазового анализа определен состав руд и продуктов обогащения. Установлено влияние магний- и кремнийсодержащих минералов на качество медного и магнетитового концентратов. Выявлена связь крепости руд с недоизмельчением и потерями ценных компонентов. Полученные данные используются для корректировки технологических схем.

Effect of ore mineral composition on quality of processing products at the Bystrinskoe polymetallic deposit (Zabaikalsky krai)

Abstract. The results of study of ore mineral composition of the Bystrinskoe polymetallic deposit (Zabaikalsky krai) are presented. Gravity recoverable gold was assessed using the AMIRA P420 method. The mineral composition of ores and processing products was studied by X-ray diffraction analysis. The influence of Mg- and Si-bearing minerals on quality of copper and magnetite concentrates is established. A link between ore hardness, insufficient grinding and losses of valuable components is revealed. These data are used to adjust the processing schemes.

Быстринское месторождение находится в Газимуро-Заводском районе Читинской области (Харитонов, 2017). Балансовые запасы на 2021 г. составляли 2.0 млн т Cu, 40.0 млн т Fe и 5 млн тройских унций Au (nedradv.ru). В настоящее время отработка месторождения ведется открытым способом на двух участках – Верхне-Ильдиканский и Быстринский-2, руда которых перерабатывается на горно-обогатительном комбинате с получением медного, магнетитового и золотосодержащего концентратов (www.grkb.ru).

Золото-железо-медное оруденение на месторождении связано с флогопит-магнетитовыми и гранат-актинолит-диопсидовыми скарнами, которые образовались по доломитизированным известнякам и, в меньшей степени, скарнам по алевролитам и телам диоритов и порфиритов (Харитонов, 2017). Широкий спектр рудных и нерудных минералов объясняется разнообразием замещаемых пород и многоэтапностью гидротермально-метасоматических процессов. Это создает значительные трудности при переработке руд на обогатительной фабрике, влияя на технологические показатели.

Для количественной оценки доли золота использован стандартизированный метод, разработанный в рамках международного исследовательского проекта AMIRA P420 (Laplante, Dunne, 2002). Испытание проводилось по классической трехстадийной схеме, включающей последовательное измельчение исходной пробы до различной крупности с выделением гравитационных концентратов после каждой стадии на лабораторном центробежном сепараторе (Laplante, Gray, 2005). Все полученные продукты расситовывались с последующим пробирным анализом каждого класса. Распределение золота по классам крупности в совокупности с данными о качестве получаемого гравитационного концентрата демонстрирует прямую зависимость технологических показателей от крупности золота (рис.1).

Общий минералогический анализ проб исходных руд и продуктов обогащения выполнялся методом количественного рентгенофазового анализа на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000 (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик П.В. Хворов).

Повышенное содержание SiO₂ в медном концентрате является маркером потери Cu на основной флотации за счет нераскрытых сростков халькопирита с нерудными минералами. Полиминеральные сростки не извлекаются в пенный продукт либо попадают в концентрат, снижая в нем содержание Cu и увеличивая долю SiO₂. Для магнетитового концентрата проблема повышенного содержания SiO₂ более характерна: в процессе магнитной сепарации происходит захват полиминеральных сростков магнетита с силикатами, обладающих достаточной магнитной восприимчивостью для извлечения в продукты магнитной сепарации (от 10–15 % магнетита в сростке) (Кармазин, Кармазин, 2011). В результате качество магнетитового концентрата снижается.

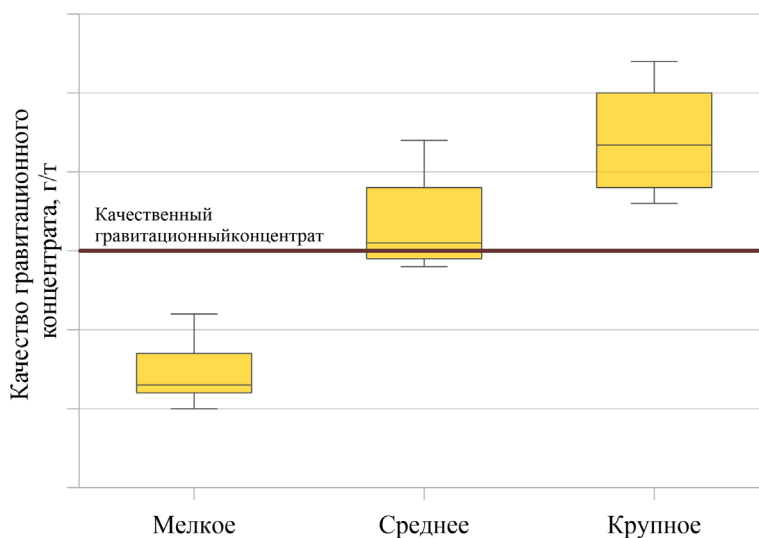


Рис. 1. Распределение золота по классам крупности в гравитационном концентрате.

Источником SiO_2 в концентратах являются кварц и полевые шпаты. Выявлена прямая связь минерального состава с физико-механическими свойствами руд: пробы с высоким содержанием кварца и полевых шпатов, представляющие собой диориты, роговики, рудные скарны и хлорит-кварцевые породы, характеризуются повышенной крепостью. Результаты работы обогатительной фабрики показали снижение качества измельчения технологических продуктов (с плановых 70 % класса -0.071 мм до 60 %) и получение магнетитового концентрата, который оказался на 2 % хуже запланированного. Крепкие разности руд требуют большего удельного расхода энергии на измельчение, сростки не успевают раскрыться до индивидуальных зерен. Наблюдаемое при классификации (гидроциклонировании) снижение содержания кварца и полевых шпатов в тонких классах крупности указывает на их преимущественное накопление в более крупных фракциях, что подтверждает недостаточную эффективность раскрытия именно этих минералов.

Источником повышенного содержания MgO в концентратах являются магнийсодержащие минералы. Доломит, диопсид, тремолит-актинолит, флогопит, хлорит, серпентин и тальк часто присутствуют в исходных рудах, однако большая их часть депрессируется еще на этапе основной флотации. Исключение составляют сильно измельченный, ошламованный, фибробластовый тремолит и гидрофобный тальк, которые практически не депрессируются. Установлено, что тальк, обладая естественной гидрофобностью (Chelgani, Jorjani, 2021), сохраняет свое содержание от основной к перечистой флотации и переходит в медный концентрат, снижая его качество (рис. 2).

В результате проведенных исследований впервые на Быстринском месторождении диагностированы такие минералы, как ссайбелиит (47.8 % MgO), содержание которого в отдельных образцах достигает 42 %, и гидроталькит (36.5 % MgO) – до 20 %. Анализ пробы ЧТП-ВУ2-25-108, отработанной в замкнутом цикле, показал, что ссайбелиит (исходное содержание 15.0 %) распределился по продуктам обогащения практически равномерно. Гидроталькит при значительно меньшем содержании в исходной руде (1.5 %) сконцентрировался в медном и магнетитовом концентратах.

Косвенное влияние на процесс флотации и качественное извлечение халькопирита оказывают не только магнезиальные минералы. Повышенное содержание в руде серпентина и хлорита приводит к нарушению структуры пенного слоя флотации (Pan et al., 2019), а по-

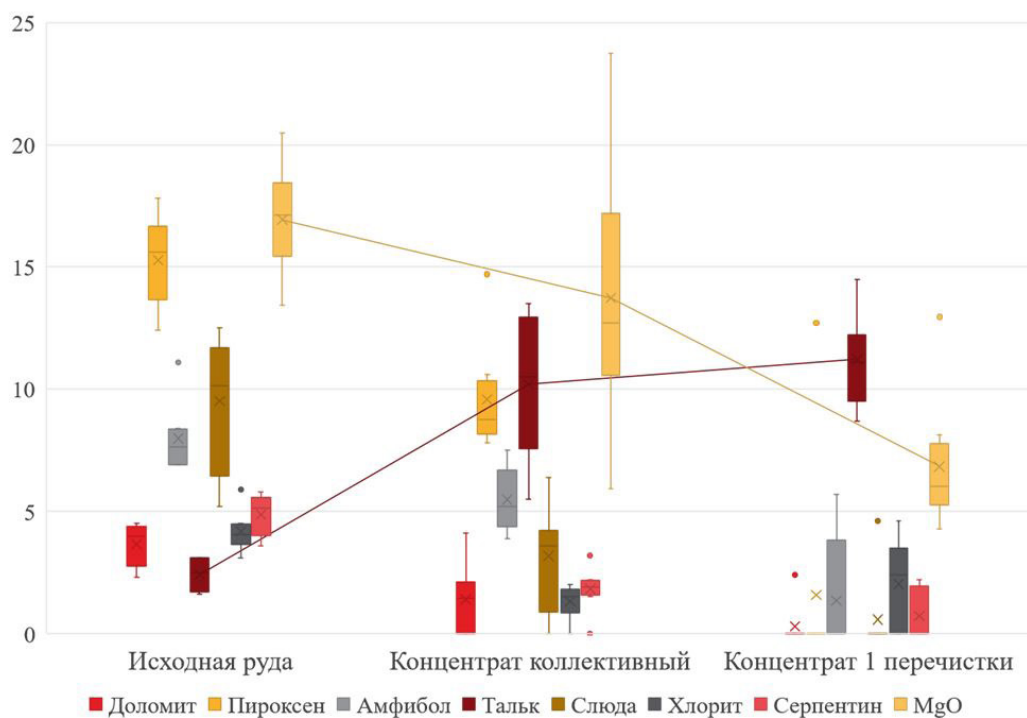


Рис. 2. Распределение магниевых силикатов и MgO по продуктам флотации обогатительной фабрики.

вышенное количество сорбирующих минералов, таких как каолин, смектит и иллит-смектит приводит к уменьшению активного количества флотационных реагентов (Bulatovic, 2007). Эти факторы приводят к уменьшению извлечения халькопирита на этапе основной флотации и, как следствие, к потере халькопирита. Присутствие в руде валлериита приводит к аномально высокому содержанию Cu в хвостах основной флотации, поскольку он не обладает флотационными свойствами (Zhao et al., 2025), образует частые сростания с халькопиритом и не определяется методами химического анализа в условиях ООО «ГРК «Быстринское». На магнетитовый концентрат основные магниевые минералы практически не оказывают никакого влияния.

Прослежена четкая связь между соотношением MgO/SiO_2 в исходной руде и качеством магнетитового концентрата. При высоком (более 1.5) соотношении MgO/SiO_2 качество концентрата снижается. Среди часто встречающихся магниевых силикатов наибольшим значением этого соотношения обладает серпентин – 0.9.

Особый случай представляют руды карьера Быстринский-2, где соотношение MgO/SiO_2 может достигать 10.0. Снижение качества магнетитового концентрата в таких пробах может достигать 15 % от плановых показателей. Эти пробы представлены гидроталькит-ссайбелиит-магнетитовыми метасоматитами с содержанием магнетита до 60 %, неравномерно распределенным халькопиритом (до 3 %), развитым по халькопириту валлериитом (до 5 %), редким серпентином и гематитом, развитым по магнетиту. Рудные тела такого состава имеют мощность от 10–15 см до массивных тел мощностью до 100 м.

Химический анализ гидроталькит-ссайбелиит-магнетитовых метасоматитов на СЭМ Tescan Vega 3sbu с энергодисперсионным детектором X-act (Oxford Instruments) (ЮУ ФНЦ

МиГ УрО РАН, г. Миасс) позволил установить, что причиной повышенного содержания MgO в магнетитовом концентрате является изоморфная примесь в магнетите (MgO до 6.5 мас. %). Также на качество магнетитового концентрата существенное влияние оказывает присутствие сидерита, гематита и пирротина.

Таким образом, полученные данные планируется использовать для корректировки технологических схем обогащения и технологического картирования запасов, что позволит более эффективно управлять качеством конечной продукции и минимизировать потери ценных компонентов при переработке труднообогатимых руд.

Литература

- Кармазин В.В., Кармазин В.И.* Магнитные методы обогащения руд и материалов. М.: Горная книга, 2011. 540 с.
- Харитонов Ю.Ф.* Оперативный прирост запасов в контурах проектных карьеров Быстринского месторождения по результатам разведочных 2007–2016 гг. Чита, ООО «Востокгеология», 2017.
- Bulatovic S.M.* Handbook of flotation reagents: chemistry, theory and practice. Vol. 1: Flotation of sulfide ores. Elsevier, 2007.
- Chelgani S.C., Jorjani E.* Talc flotation – an overview // Minerals. 2021. Vol. 11. No. 7. Article 662.
- Laplante A.R., Dunne R.C.* The gravity recoverable gold test and flash flotation // Proceedings of the 34th Annual Meeting of the Canadian Mineral Processors. Ottawa: CIM, 2002. P. 105–124.
- Laplante A.R., Gray S.* Advances in gravity gold recovery // Advances in Gold Ore Processing. Elsevier, 2005. P. 281–306.
- Pan G., Zhang G., Shi Q., Chen W.* The effect of sodium alginate on chlorite and serpentine in chalcopyrite flotation // Minerals. 2019. Vol. 9. Article 196.
- Zhao Y., Xu H., Liu X., et al.* Physicochemical properties and beneficiation challenges of valleriite: a review // International Journal of Minerals, Metallurgy and Materials. 2025. Vol. 33. P. 369–381.

Н.Д. Толстых, И.А. Кузьмин, М.Ю. Подлипский, Д.Д. Петрова
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, Россия
tolst@igm.nsc.ru

Первые данные о минералогической зональности верхних горизонтов «медистых» руд Октябрьского месторождения норильской группы

Аннотация. С целью выявления природы «медистых» руд верхнего экзоконтакта Хараелакской интрузии в измененных роговиках исследован керн скважины ЗФ-39 на западном фланге Октябрьского месторождения. Выявлена минералогическая зональность сульфидов и минералов платиновой группы (МПГ) по разрезу скважины. Халькопиритовые руды в верхней части рудной зоны содержат «ажурные» сростки пентландита, изоферроплатины, куперита, палладистого золота (Au-Ag-Pd) с включениями висмутидов Pd (фрудит, соболевскит), которые кристаллизовались при умеренной фугитивности серы (fS_2). Пентландит-халькопиритовые руды среднего горизонта содержат многочисленные гомогенные зерна куперита и висмута-теллуридов Pd и Pt (котульскит, мончеит), которые кристаллизовались при высокой fS_2 . Нижний уровень медистых руд со шлейфовой и прожилково-вкрапленной текстурой содержит пирротин. Очень мелкие зерна МПГ с повышенной ролью Pt и Te (меренскиит, мончеит, майченерит), в халькопирите или (Au-Ag-Pd) кристаллизовались из сульфидного расплава с очень низкой (fS_2).

First data on mineralogical zoning of the upper horizons of “copper” ores of the Oktyabrskoe deposit of the Norilsk group

Abstract. To reveal the nature of “cupriferous” ores of the upper exocontact of the Kharaelakh intrusion in altered hornfels, we studied the core of borehole ZF-39 on the western flank of the Oktyabrskoye deposit. Mineralogical zonation of sulfides and platinum group minerals (PGM) is identified along the section. Chalcopyrite ores of the upper horizon contain “openwork” grains of intergrown pentlandite, isoferroplatinum and cooperite, as well as Pd-rich gold (Au-Ag-Pd) with PGM inclusions, mainly, Pd bismuthides (froidite and sobolevskite). The ores crystallized at moderate sulfur fugacity (fS_2). The pentlandite-chalcopyrite ores of the middle horizon contain numerous homogeneous grains of cooperite and Pd and Pt bismuth-tellurides (kotulskite and moncheite), which crystallized at high fS_2 . The lower level of cupriferous ores with flowing and vein-disseminated texture also contains pyrrhotite. Very small PGM grains with a higher role of Pt and Te (merenskyite, moncheite and michenerite) in chalcopyrite or (Au-Ag-Pd) crystallized from a sulfide melt with very low fS_2 .

Среди руд норильских месторождений наряду с широко известными массивными и вкрапленными в отдельный тип выделяются так называемые «медистые» руды, локализованные в экзоконтактовых ореолах Талнахской и Хараелахской интрузий. В контуре Октябрьского месторождения, в особенности на западном фланге, они формируют мощные рудные тела. В экзоконтактовых ореолах интрузии они локализуются в роговиках, где образуют сложную систему лентовидных жил, маломощных прожилков и брекчирующих обломки вмещающих пород сульфидных агрегатов, образуя прожилково-вкрапленный тип оруденения. Несмотря на полученные ранее характеристики (Годлевский и др., 1962; Лихачев, 1992; Kunilov, 1994; Sluzhenikin et al., 2014; Мирошникова, 2017; Barnes et al., 2023; Бровченко и др., 2025), их генезис до сих пор является дискуссионным.

Предлагаются различные гипотезы формирования (магматогенная, метаморфогенно-гидротермальная, метасоматическая). Тем не менее, отсутствуют какие-либо убедительные доказательства о ведущей роли факторов их формирования. Основная цель нашего исследования – выявить природу медистых руд и показать их роль в общем процессе рудообразования на примере керна скважины ЗФ-39 на западном фланге Октябрьского месторождения. Скважина вскрывает осадочные глинисто-сульфатно-карбонатные толщи, перемежающиеся с серией апофиз габбро-долеритов Хараелахской интрузии, и содержит сразу несколько продуктивных горизонтов медистых руд в интервале глубин 344.7–407 м. На основании структурно-текстурных особенностей и минералогии в пределах рудного горизонта выделено три интервала, обогащенных минералами благородных металлов.

1. Начало рудной зоны в разрезе скважины (350.1 и 351.5 м) характеризуется густо-вкрапленными, прожилково-вкрапленными и шлейфовыми текстурами, обусловленными «впрыскиванием» сульфидного расплава в пористые роговики (рис. 1а). Среди сульфидов преобладает халькопирит; пирротин имеет резко подчиненное значение (рис. 1б) или полностью отсутствует на уровне 351.5 м (рис. 1в). Для этого интервала характерны два типа парагенезисов: 1) «ажурные» зерна размерами до 0.3 мм, которые сложены взаимно прорастающими пентландитом, Pd-содержащей изоферроплатиной Pt_3Fe и куперитом $(Pt,Pd,Ni)S$ (рис. 1г–е); 2) минералы платиновой группы (МПП) с преобладанием висмутовых соединений Pd (фрудит $PdBi_2$, соболеvскит $PdBi$, майченерит $PdBiTe$), а также паоловит Pd_2Sn (рис. 1ж–и) и лафламмеит $Pd_3Pb_2S_3$ в в палладистом (до 12.9 ат. %) самородном золоте.

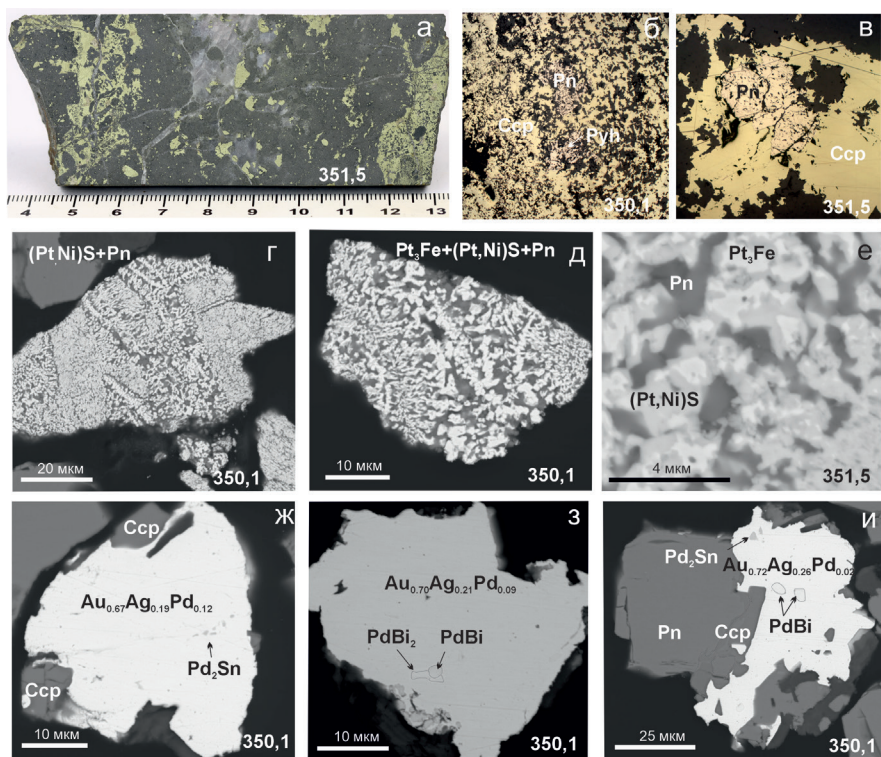


Рис. 1. Текстура руды (а), взаимоотношения сульфидов (б, в) и парагенезисы минералов благородных металлов в верхнем горизонте (350.1–351.5 м) медистых руд; г–е – срращения изоферроплатины Pt_3Fe , куперита $(Pt,Ni)S$ и пентландита (Pn); ж–и – зерна Pd-золота в срращениях с халькопиритом (Ccp) и пентландитом (Pn), содержащие включения МПГ: паоловит Pd_2Sn (ж), фрудит $PdBi_2$ и соболевскит $PdBi$ (з, и),

2. Ниже по разрезу (353.1 м) морфология зерен МПГ, их состав и текстура руды отличаются от верхнего горизонта: прожилково-вкрапленная текстура, напоминающая иней на морозном окне (рис. 2а). Ксеноморфные сульфидные вкрапленники сложены халькопиритом и пентландитом с более заметным количеством последнего. Куперит сложен отдельными гомогенными зернами 20–100 мкм (рис. 2в–д). Его состав отличается присутствием Pd (2.35–6.98 мас. %). Рудоформирующая система в большей степени обогащена теллурием (котульскит $Pd(Te,Bi)$, мончеит $Pt(Te,Bi)_2$) (рис. 2е, ж). Самородное золото присутствует в меньшем количестве, но без включений МПГ, в нем отмечается галенит (рис. 2з), который также часто встречается в этой ассоциации в срращениях с пентландитом, борнитом и миллеритом; последние два минерала не характерны для вышележащего горизонта.

3. Ниже по разрезу (353.7 м) текстура руд изменяется, повторяя текстуру верхних горизонтов: шлейфовая в сочетании с прожилково-вкрапленной (рис. 3а), обусловленной пропиткой пористых роговиков сульфидным расплавом. Среди преобладающего халькопирита встречаются пентландит и пирротин. Отдельные гомогенные зерна МПГ включены в халькопирит или в самородное золото и отличаются мелкими размерами (3–5 мкм) (рис. 3г–ж). Составы МПГ также относятся к висмутотеллуридам, но с более высокой ролью Pt и Te: меренскит $Pd(Te,Bi)_2$, мончеит $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$ и майченерит $PdBiTe$; отсутствует куперит, характерный для предыдущих горизонтов.

Золото присутствует на всех горизонтах, но оно более обогащено Pd на верхнем (350.1 и 351.5 м) (рис. 4а). Состав пентландита, отражающий фугитивность серы в системе,

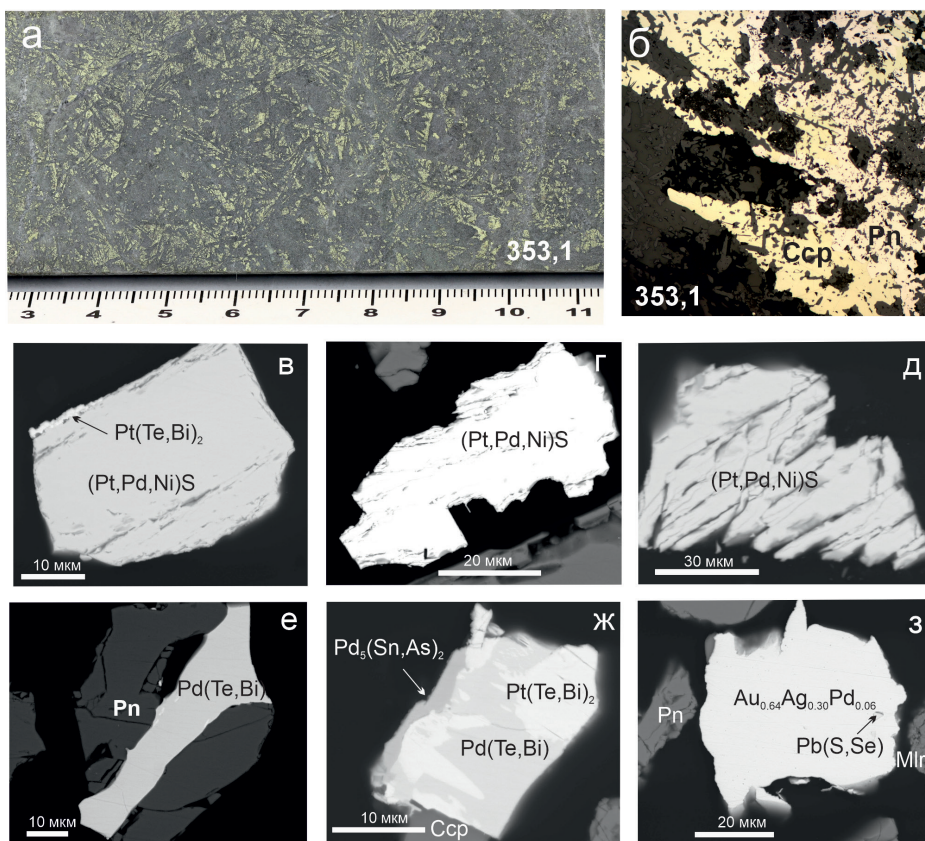


Рис. 2. Текстура руды (а), взаимоотношения сульфидов (б) и парагенезисы минералов благородных металлов в медистых рудах в горизонте 353.1 м скв. ЗФ-39: в-д – зерна куперита с оторочкой мончеита $Pt(Te,Bi)_2$ (а); е, ж – котульскит $Pd(Te,Bi)$ в сростании с пентландитом (е), мончеитом и палларстанидом $Pd_5(Sn,As)_2$ (ж); з – самородное золото с включением галенита.

отражает дискретность сульфидных парагенезисов на разных уровнях и согласуется с дискретностью МПП. Отношение $Ni / (Ni + Fe)$ в пентландите свидетельствует о том, что в верхнем горизонте состав пентландита обладает близким железо-никелевым отношением (рис. 4б), характеризую умеренную активность серы (fS_2). Руды нижележащего горизонта (353.1 м) включают предельно никелистый пентландит в области его стабильности в ассоциации с миллеритом, что свидетельствует об их образовании при самой высокой fS_2 , что согласуется с присутствием крупных зерен куперита, для формирования которых требуется именно такая среда. Обогащенность пентландита железом на нижнем горизонте (353.7) свидетельствует о максимально низкой fS_2 , что, в свою очередь, согласуется с отсутствием куперита. Отличие минеральных парагенезисов благородных металлов, текстур руд и составов минералов на разных уровнях разреза, обусловленные вариациями фугитивности серы при их образовании, свидетельствует о том, что медистые руды западного фланга Октябрьского месторождения сформированы отдельными порциями (инъекциями) сульфидных расплавов, рудные системы которых характеризуются различными физико-химическими условиями кристаллизации.

Импульс сульфидного расплава верхнего горизонта был умеренно сернистым, рудная система значительно обогащена Au и Bi; минеральные парагенезисы последующего импульса формировались при максимальной фугитивности серы и повышенной роли Te (формирова-

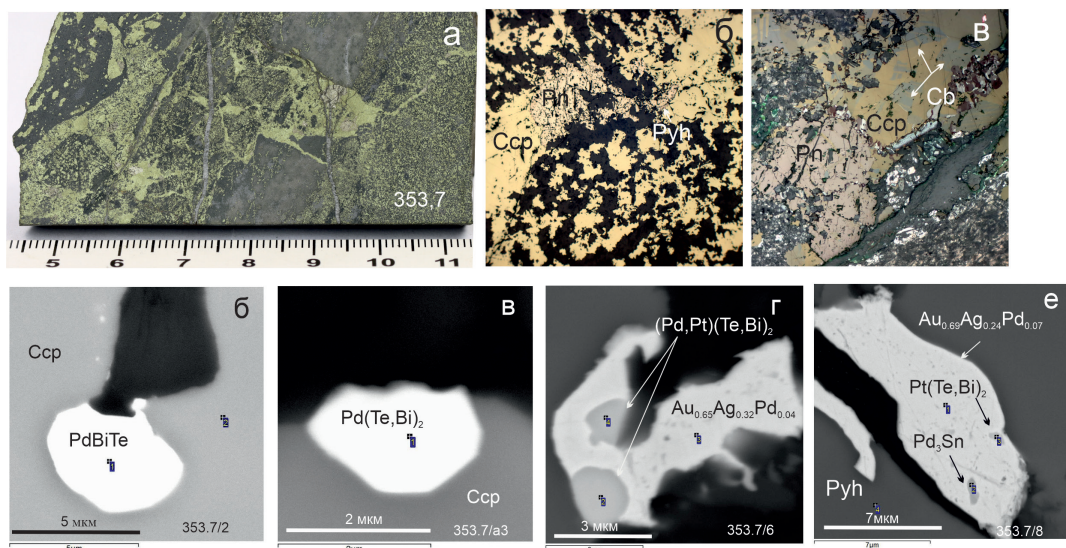


Рис. 3. Образец руды (а), текстуры руд (б, в) и МПГ и Pd-содержащее самородное золото в медистых рудах на горизонте 353.7 м скв. ЗФ-39: г, д – микронные зерна майченерита (PdBiTe) (г) и меренскиита Pd(Te,Bi)₂ (д) в халькопирите; е, ж – включения МПГ в самородном золоте: меренскиит (е), мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi)₂, и атоцит Pd₃Sn (ж).

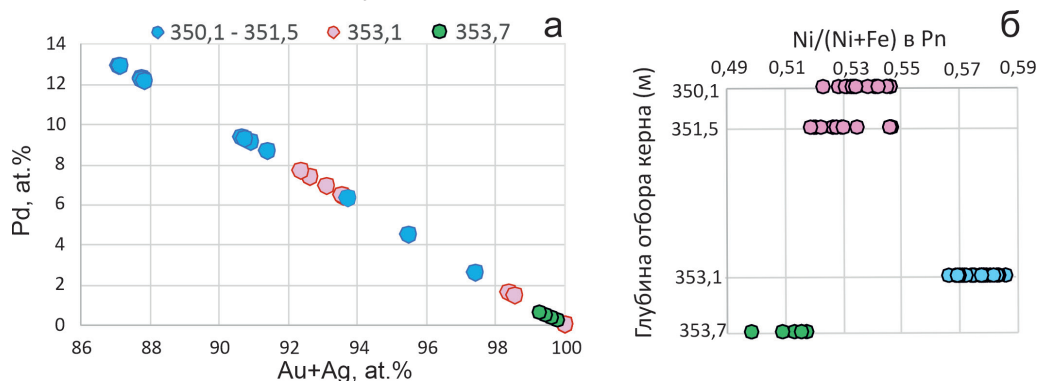


Рис. 4. Состав палладистого золота (а) и железо-никелевое отношение в пентландите, обусловленное разными значениями фугитивности серы (б), из минеральных ассоциаций верхних горизонтов медистых руд западного фланга Октябрьского месторождения.

ние крупных зерен куперита и котульскита). Импульс сульфидного расплава, формирующий самый нижний горизонт исследованных медистых руд, характеризуется низкосернистыми парагенезисами и слабой обогащенностью благородными металлами. В разрезе медистых руд отсутствует единая эволюционная минералого-геохимическая зональность.

Работа выполнена при финансовой поддержке базового проекта ИГМ СО РАН № FWZN-2026-0003.

Литература

Бровченко В.Д., Кириллина И.А., Юдовская М.А. и др. Источники медистой сульфидной минерализации и высоконикелистого оливина дайки Рудная (Имангдинский узел, Норильский рудный район): по вещественным, изотопным и модельным данным // Петрология. 2025. Т. 31. С. 623–648.

Годлевский М.Н., Кравцов Г.С., Сливко В.М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов // Геология и геофизика. 1962. № 2. С. 6–24.

Лихачев А.П. Построение количественной модели рудообразующей системы норильского типа // Руды и металлы. 1992. № 1. С. 35–46.

Мирошникова Л.К. Геолого-геохимические предпосылки и признаки локализации медно-никелевого с платиноидами оруденения рудно-магматической системы Талнахского рудного узла. Дисс... докт. геол.-мин. наук. М.: МГРИ-РГГРУ, 2017. 321 с.

Barnes St.J., Yudovskaya M.A., Iacono-Marziano G. et al. Role of volatiles in intrusion emplacement and sulfide deposition in the supergiant Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore deposits // *Geology*. 2023. Vol. 51. P. 1027–1032.

Kunilov V.Ye. Geology of the Norilsk region: the history of the discovery, prospecting, exploration and mining of the Norilsk deposits // *Proceedings of the Sudbury–Norilsk Symposium*. Ontario, Geol. Surv. Spec. Publ., 1994. P. 203–216.

Sluzhenikin S.F., Krivolutsкая N.A., Rad'ko V.A. et al. Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE–Cu–Ni sulfide deposits of the Noril'sk province, Polar Siberia. Yekaterinburg, 2014. 80 p.

И.Ф. Чайка¹, М.А. Юдовская^{2,3}

¹ – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Россия

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

³ – Университет Витватерсранд, г. Йоханнесбург, ЮАР
ivanlab211@gmail.com

Численная модель магматического фракционирования Cu, Pd и S в системе силикат-сульфид-флюид на примере малосульфидных руд месторождения Норильск 1

Аннотация. В работе исследованы минералогия и химический состав малосульфидных руд интрузива Норильск 1. Проведено численное моделирование возможных механизмов их формирования, в частности, высоких Pd/S и Pd/Cu отношений. Выявленные характеристики могут быть объяснены только фракционированием этих элементов в присутствии флюида, в особенности, с повышенным содержанием Cl. Предложена двухстадийная модель обогащения малосульфидных руд, включающая 1) раннюю дегазацию магмы, спровоцированную поступлением большого количества летучих из ассимилированных осадочных пород, с выносом S и Cu из сульфидного расплава и концентрированием Pd, и (2) дообогащение базального горизонта малосульфидных руд Pd, связанное с вертикальной инфильтрацией флюида на посткумулусном этапе. Полученные выводы применимы к малосульфидным рудам и других норильских интрузивов.

I.F. Chayka¹, M.A. Yudovskaya^{2,3}

¹ – Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

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

³ – University of Witwatersrand, Johannesburg, South Africa

Numerical modelling of Cu, Pd and S magmatic fractionation in silicate-sulfide-fluid system: a case study of low-sulfide ores of the Norilsk 1 deposit

Abstract. The mineralogical characteristics and chemical composition of low-sulfide ores from the Norilsk 1 intrusion are studied. Numerical modeling was performed to evaluate possible mechanisms of their

formation, in particular the origin of high Pd/S and Pd/Cu ratios. The results demonstrate that these features can be explained only by fractionation of these elements in the presence of a fluid, especially enriched in Cl. A two-stage model for the enrichment of low-sulfide ores is proposed including: (1) early magma degassing triggered by the influx of a large amount of volatiles from assimilated sedimentary rocks leading to the removal of S and Cu from the sulfide melt and relative enrichment in Pd and (2) subsequent Pd upgrading of the basal low-sulfide ore horizon associated with vertical fluid infiltration during the postcumulus stage. These conclusions are also applicable to low-sulfide ores of other Norilsk intrusions.

Магматические сульфидные руды, связанные с расслоенными интрузиями, являются главным источником элементов платиновой группы (ЭПГ). Особый интерес представляют так называемые малосульфидные руды, характеризующиеся высоким содержанием ЭПГ при относительно малом количестве сульфида (ЭПГ/S отношение или тенор ЭПГ). Механизм образования таких руд остается дискуссионным, поскольку достижение таких высоких теноров требует крайне высокого (10^5 – 10^8) R-фактора (массовое отношение уравновесившихся силикатного и сульфидного расплавов). В качестве гипотез предложены: (1) длительная реакция сульфидного и силикатного расплавов в открытой системе с частичным растворением сульфидов и многоэтапной концентрацией ЭПГ; (2) вынос S при дегазации или субсолидусном распаде сульфидов; (3) перенос халькофильных элементов и ЭПГ флюидами. Несмотря на то, что модели без участия флюидов воспроизводят характеристики большинства малосульфидных ЭПГ руд, магмы в коровых условиях так или иначе претерпевают отделение флюидов, поэтому их участие во фракционировании ЭПГ необходимо учитывать.

В данном исследовании приводится модель фракционирования S, Cu и Pd в системе «силикатный расплав – флюид – сульфидный расплав» на примере малосульфидных (МС) руд интрузива Норильск-1. Интрузив состоит из верхней и нижней эндоконтактовых зон (ВЭЗ и НЭЗ), представленных, в основном, такситовыми габбродолеритами, и главной зоной (ГЗ) между ними, дифференцированной от пикритовых габбродолеритов до габбродиоритов. Такситовые габбродолериты НЭЗ и пикритовые габбродолериты ГЗ содержат вкрапленное сульфидное оруденение. МС руды образуют прерывистый горизонт в верхней эндоконтактовой зоне интрузива и характеризуются высокими содержаниями ЭПГ (до 70 г/т) при умеренных и низких модалных содержаниях сульфидов. При том, что породы ВЭЗ и НЭЗ подобны по вещественным характеристикам и представляют, по-видимому, продукт единого внедрения, позже разделенный главной дифференцированной зоной (Likhachev, 1994), МС руды имеют резко повышенное (в 2–10 раз) отношение Pd/S и пониженное отношение Cu/S по сравнению с вкрапленными рудами НЭЗ. Петрографические и минералогические данные указывают на раннюю насыщенность магмы летучими компонентами. Об этом свидетельствуют «флюидные шапочки» на сульфидных глобулах, высокие содержания Cl в апатите, включения галита в хромите, а также многочисленные миндалины, иногда обрамленные хромитом. В МС рудах платиновые минералы локализуются как внутри сульфидных глобул, так и в прилегающих силикатах. В вертикальных разрезах часто фиксируются резкие пики Pd и Pt в основании МС горизонта.

Полуколичественные оценки показали, что если руды ВЭЗ и НЭЗ формировались из единой порции магмы, поступающей из глубинной камеры, то механизмы фракционирования ЭПГ в «сухой» системе не могли привести к такой разнице в систематике Pd-Cu-S. Если бы обогащение происходило исключительно за счет увеличения R-фактора, то рост Pd сопровождался бы одновременным ростом Cu независимо от конкретного механизма. Фракционирование сульфидной жидкости с образованием более богатого Pd дифференциата также не объясняет специфики МС руд, поскольку они не обеднены Ir, фракционирующим в ранний моноссульфидный твердый раствор. Наконец, вынос S путем дегазации сульфидного расплава или при замещении сульфидов вторичными силикатами также привел бы к совместному росту Cu и Pd, поскольку при замещении первым распадается пирротин.

Введение флюидной фазы принципиально меняет поведение элементов в системе. Для моделирования равновесного распределения Pd, Cu, S в системе «силикат-сульфид-флюид» с использованием математического аппарата (Boudreau, McCallum, 1992) была написана программа на языке Python 3. Она рассчитывает фракционирование этих элементов при постепенном отделении сульфид-недосыщенного флюида при всевозможных комбинациях экспериментально определенных коэффициентов распределения Cu и Pd между флюидом и силикатным расплавом и сульфидным и силикатным расплавами. В качестве констант принимаются содержание S в сульфид-насыщенном флюиде (5 %), содержание S в расплаве в момент его насыщения сульфидов (0.05 %) и пропорция силикатного расплава в системе (25 %). По данным расчетов, Pd обладает крайне высоким коэффициентом распределения между сульфидным и силикатным расплавами и потому остается преимущественно в сульфидной фазе даже при наличии флюида (рисунок А, Б). Медь распределяется не только в сульфидный расплав, но и во флюид, особенно при высоких активностях Cl и S (Simon et al., 2006). В закрытой системе содержание летучих в магме мало, и дегазация прекращается задолго до значимого увеличения Pd/S. Однако в проточных субвулканических системах магмы активно реагируют с вмещающими породами, которые в случае норильских интрузивов представлены богатыми Cl, S и H₂O осадочными толщами и обеспечивают приток дополнительных летучих в магму. Моделирование дегазации в открытой системе с неограниченным притоком летучих показывает, что длительная реакция сульфидного расплава с флюидом приводит к существенному росту Pd/S отношения (рисунок А, Б), снижению общего содержания Cu (рис. Б) и Cu/Pd отношения (рисунок Г). Расчеты этого процесса при стартовом составе магмы по Cu, S и Pd, близким к вкрапленным рудам НЭЗ, показали, что многие характеристики малосульфидных руд объясняются именно процессом длительной реакции сульфидного расплава со свободным флюидом (рисунок).

Однако только дегазация не объясняет резкие пики Pd, наблюдаемые в основании МС горизонта, и крутой восходящий Pd-S тренд по валовым содержаниям в породе (рисунок А). Эти особенности можно интерпретировать как результат посткумуляционного «апгрейдинга». В этом процессе восходящий флюид растворяет сульфиды и образуется мигрирующий вверх фронт насыщения по сульфиду. При растворении последних капель сульфида ниже фронта насыщения состав флюида равновесен с этими «последними каплями», имеющими крайне высокое Pd/S отношение. Поэтому когда флюид достигает фронта сульфидного насыщения, Pd/S отношение в сульфидном расплаве на этом фронте будет стремиться к увеличению до значений Pd/S в «последних сульфидных каплях». Это приведет к тому, что этот фронт будет характеризоваться резко повышенными Pd/S и абсолютным содержанием Pd относительно вышележащего рудного горизонта, что и наблюдается в изученном случае. В нашем исследовании не хватило параметров, чтобы смоделировать формирование этого фронта как, например, в работе (Boudreau, Meurer, 1999), однако тренды «апгрейдинга», рассчитанные на основе оцененных концентрациях Pd и S в сульфидной жидкости в момент ее исчезновения, согласуются с составами малосульфидных руд, особенно, в нижних частях МС горизонта.

Генетическая модель формирования малосульфидных руд норильского типа включает, таким образом, две взаимосвязанные стадии. Вначале внедрение контаминированной магмы, насыщенной летучими за счет ассимиляции глин, карбонатов, сульфатов и солей, приводит к интенсивной дегазации в верхней части кристаллизующегося тела. Это сопровождается удалением серы и меди и относительным обогащением палладием остаточных сульфидов. На следующем этапе внедрение основной дифференцированной серии интрузива и формирование кумулятивной колонны инициирует восходящую инфильтрацию флюида, в результате чего происходит хроматографическое перераспределение металлов, и формируется выраженное Pd-обогащение в основании малосульфидного горизонта.

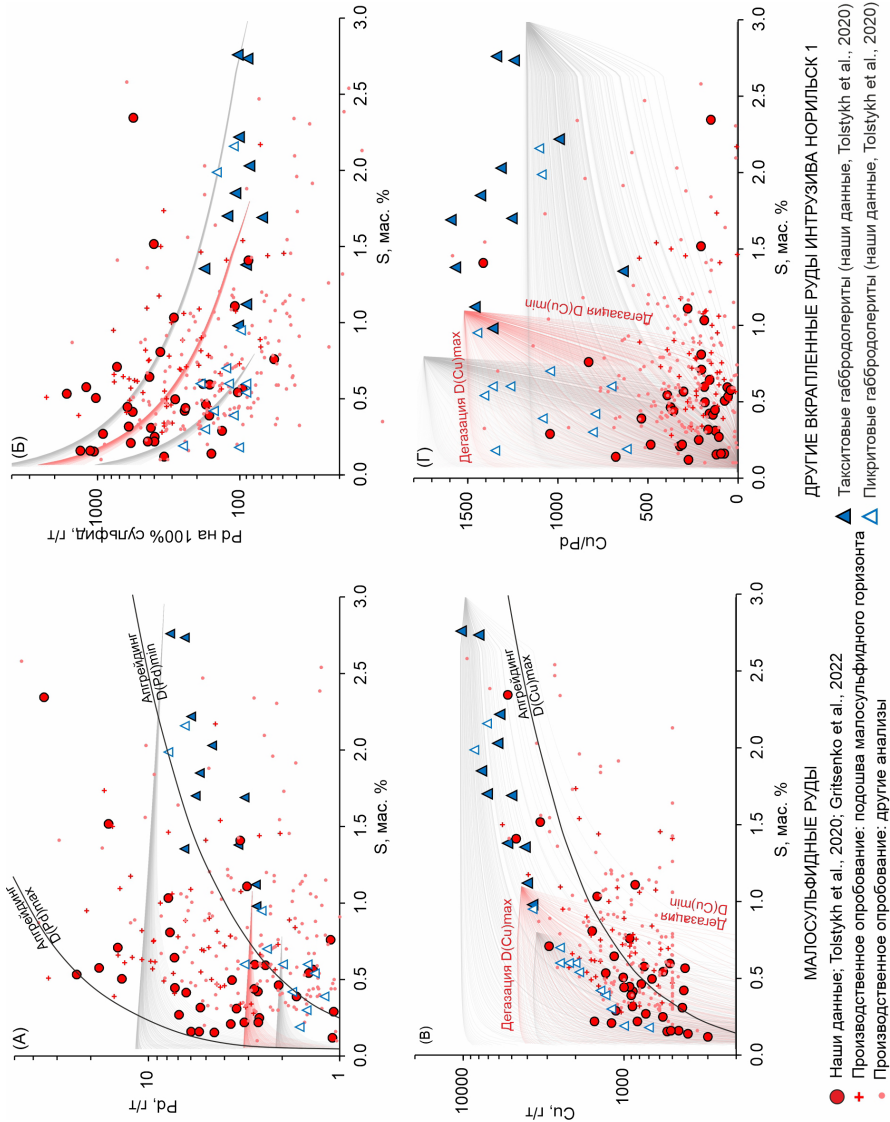


Рис. Ковариации Pd, Cu, S в малосульфидных рудах интрузива Норильск-1 и вкрапленных рудах такситовых габродолеритов нижней эндоконтактовой зоны и пикритовых габродолеритов главной дифференцированной зоны.

Тренды дегазации посчитаны для минимального, максимального (серые линии) и наиболее вероятного (красные) исходного содержания S в магме родоначальной для эндоконтактовых зон. Черные линии на (А) и (Б) показывают рассчитанные тренды хроматографического «апгрейдинга» в зависимости от коэффициента D распределения металлов между сульфидом и флюидом.

Сходные геохимические соотношения в интрузивах Талнах и Хараелах указывают на универсальность данного механизма для норильского типа месторождений. Таким образом, малосульфидные платинометалльные руды верхних частей норильских интрузий формируются в результате сочетания магматической дегазации и последующего флюидного «апгрейдинга». Введение хлорсодержащего флюида в систему «силикатный расплав – сульфидный расплав» радикально изменяет поведение халькофильных элементов и позволяет объяснить геохимическое расщепление Cu и Pd, высокие значения PGE/S и формирование базальных пиков по Pd. Предложенная модель подчеркивает, что флюиды могут играть ключевую роль в образовании малосульфидных руд ЭПГ и в других интрузивах, где ассимиляция вмещающих пород обеспечивает избыток летучих компонентов.

Исследование вещественного состава руд поддержано грантом РНФ, проект № 25-47-00051. Численное моделирование выполнено в рамках исследовательского проекта ИЭМ РАН FMUF-2022-0004.

Литература

Boudreau A., McCallum I. Concentration of platinum-group elements by magmatic fluids in layered intrusions // *Economic Geology*. 1992. Vol. 87. P. 1830–1848.

Boudreau A., Meurer W. Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base metals and sulfur during degassing of a compacting and solidifying igneous crystal pile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. Vol. 134. P. 174–185.

Likhachev A. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // *Proceedings of Sudbury–Norilsk Symposium*. Ontario, 1994. Vol. 5. P. 186–201.

Simon A.C., Pettko T., Candela P. A., et al. Copper partitioning in a melt-vapor-brine-magnetite-pyrrhotite assemblage // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. Vol. 70. P. 5583–5600.

В.Д. Бровченко, М.А. Юдовская

*Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
valeriabrovchenko@gmail.com*

Влияние ассимиляции на содержание ЭПГ в магматических сульфидных проточных системах

Аннотация. Норильские месторождения образовались в результате ассимиляции богатых сульфатами коровых пород туклонско-моронговскими базальтовыми расплавами, что повлияло как на изотопный состав серы, так и на содержание металлов в несмесимых сульфидах. Впервые выявлена обратная корреляция между содержаниями металлов и значениями $\delta^{34}\text{S}$ различных типов руд из четырех основных норильских месторождений. Это объясняется разбавлением первично более богатого ЭПГ сульфидного расплава из-за избыточного поступления серы в процессе прогрессирующей контаминации.

V.D. Brovchenko, M.A. Yudovskaya

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

Effect of assimilation on PGE concentration in magmatic sulfide conduit systems

Abstract. The Norilsk deposits formed due to assimilation of sulfate-rich crustal rocks by Tuklo-Morongu basaltic melts that affected both the sulfur isotope composition and metal content of immiscible

sulfides. A negative correlation between metal tenors and $\delta^{34}\text{S}$ values of different ore types from four main Norilsk deposits is revealed for the first time. It is attributed to the dilution of initially PGE-richer immiscible sulfide melt due to excessive sulfur input during progressive contamination.

Коровая ассимиляция мафит-ультрамафитовых магм рассматривается как один из ведущих процессов в образовании магматических сульфидных месторождений (Naldrett et al., 1995; Leshner, Burnham, 2001; Li et al., 2001; Ripley, Li, 2003). Согласно существующим представлениям, сера в несмесимом с окружающей контаминированной магмой сульфиде наследуется, преимущественно, из ассимилированных осадочных пород, а металлы, в первую очередь, Cu, Ni и элементы платиновой группы (ЭПГ), фракционируют в сульфид из самой магмы. Степень накопления металлов в несмесимом и взаимодействующем с силикатным расплавом сульфиде описывается с помощью уравнения (Campbell, Naldrett, 1979):

$$(1), \quad C_{sulf} = (C_{sil} D(R+1))/(R+D)$$

где R – R-фактор, D – коэффициент распределения элемента между сульфидным и силикатным расплавом, C_{sil} – содержание элемента в исходной силикатной магме. R-фактор отражает степень обмена между сульфидом и силикатом, он обратно пропорционален доли сульфидного расплава ($R=1/f_{sulf}$) и, как правило, задается при расчетах как ряд от 100 до 100000 с шагом, кратным ста.

Несмотря на то, что сама мафит-ультрамафитовая магма может быть насыщена серой, в случае с крупными магматическими месторождениями доля магматической (мантийной $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 2 \text{‰}$) серы всегда уступает заимствованной из осадочных пород, поэтому для большинства таких месторождений изотопный состав серы сульфидов $\gg 3 \text{‰}$ (Naldrett et al., 1995; Ripley, Li, 2003). Аналогично обмену металлов в ходе прогрессирующей ассимиляции в проточной (открытой) магматической сульфидной системе происходит обмен между более легкой магматической ($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 2 \text{‰}$) и тяжелой осадочной серой, богатой ^{34}S , который также зависит от количества выделившегося сульфида, т. е. от R-фактора (Ripley, Li, 2003):

$$(3) \quad \delta^{34} S_{sulf} = (\delta^{34} S_{(sulf,i)}) / (1 + R^*)$$

$$(4) \quad R^* = (C_{sil}^S) / (C_{sulf}^S) R$$

Месторождения Cu, Ni и ЭПГ Норильского района образовались как часть верхнекоровой магматической проточной системы и приурочены к хонолитоподобным интрузивам норильского типа (Норильск 1, Норильск 2, Талнах и Хараелах), сформированным в результате пермь-триасового Сибирского траппового магматизма. Сходный с мантийным изотопный состав серы трапповых базальтов ($\delta^{34}\text{S}$ от 0 до +4 ‰) (Ripley et al., 2003) значительно отличается от значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из комагматичных интрузивов ($\delta^{34}\text{S}$ от +3 до +16 ‰) (Malitch et al., 2014). Медианные значения $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов норильских месторождений увеличиваются в порядке Норильск 2 – Норильск 1 – Талнах – Хараелах, что коррелирует с увеличением общего содержания сульфидов, а также с более высоким содержанием ангидрита во вмещающих их породах (Grinenko, 1985).

Таким образом, ключевая роль ассимиляции коровой серы в образовании сульфидов норильских месторождений в значительной степени подтверждается их изотопным составом серы, однако крупномасштабная ассимиляция неизбежно влияет и на общий состав сульфидов, что впервые было показано в работе (Brovchenko et al., 2026).

Для выявления взаимосвязи между степенью ассимиляции и вариациями содержаний металлов составлена база данных, которая включает новые и литературные данные по ва-

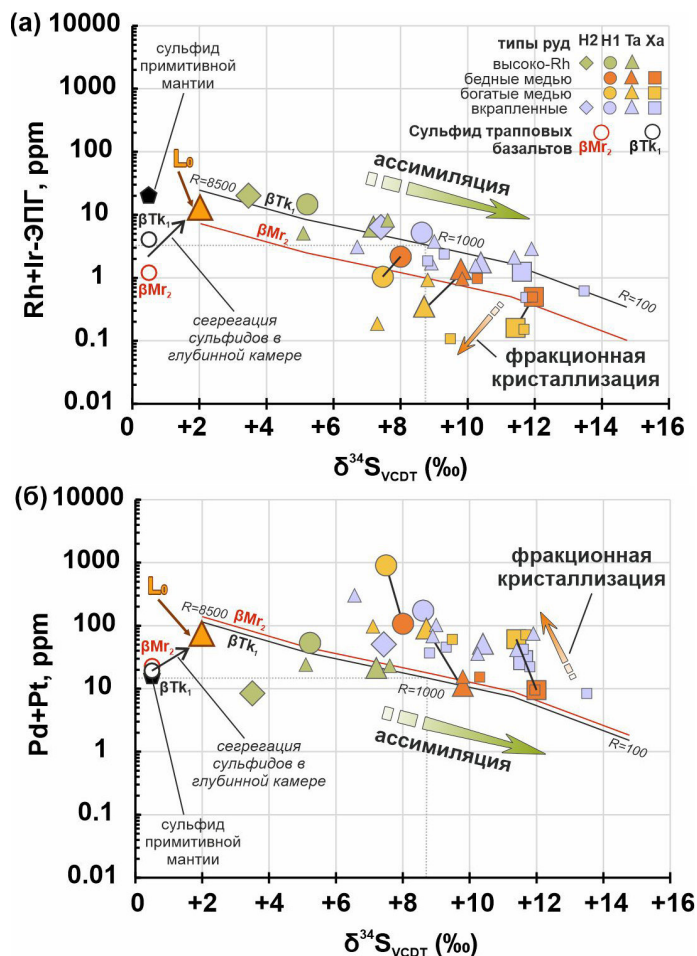


Рис. Моделирование процессов контаминации норильских магм коровым сульфатом и изменения R -фактора на графиках зависимости средних значений $\delta^{34}\text{S}$ от Rh+Ir-ЭПГ (а) и Pd+Pt (б) в руде.

Значения модельных линий по вертикальной оси рассчитаны по уравнению (1), по горизонтальной – по (2) и (3). Большими символами показаны средние по разным типам руд из разных месторождений, маленькие символы показывают средние для разных рудных тел. H2 – Норильск 2, H1 – Норильск 1, Та – Талнах, Ха – Хараелах, R – R -фактор, L_0 – модельный исходный сульфидный расплав. Детали расчета приведены в (Brovchenko et al., 2026).

ловому составу разных типов руд и их изотопному составу серы (более 1400 анализов) для рудных тел четырех месторождений: Норильск 1, Норильск 2, Талнах и Хараелах. Важной составляющей систематики являются парные данные для выявленного недавно нового типа так называемых родиевых руд с повышенными содержаниями Rh и Ir-ЭПГ (Ir, Os, Ru), которые также отличаются более легким изотопным составом серы, который, в среднем, меньше на 2–3 ‰ по сравнению с другими типами руд конкретного месторождения. На основании этой базы данных выделено четыре основных петро-геохимических типа руд: вкрапленные, высоко-Rh массивные, бедные медью массивные и богатые медью массивные руды, для которых рассчитаны средние геохимические параметры для разных месторождений и разных сульфидных тел: Cu/Ni, Pd/Rh, Cu/Pd отношения, ЭПГ тенор (содержание ЭПГ в 100 % сульфиде) и $\delta^{34}\text{S}$.

Полученные результаты демонстрируют обратную корреляцию между ЭПГ тенором и $\delta^{34}\text{S}$ для всех типов руд норильских месторождений (рисунок). Данные тренды хорошо согласуются с модельными линиями, рассчитанными для трапповых базальтов туклонско-моронговского времени с применением уравнений (1), (2) и (3). Тренды объясняются разбавлением изначально высокого ЭПГ тенора в увеличивающемся объеме несмесимого с силикатной магмой сульфидного расплава, образованного за счет прогрессирующей ассимиляции (Brovchenko et al., 2026). Наиболее легким изотопным составом обладают высоко-Rh руды, которые представляют собой почти чистые кумулаты моносльфидного твердого раствора (MSS), кристаллизовавшиеся из наиболее ранних сульфидных расплавов в резидентных камерах интрузивов. От бедных медью к богатым рудам конкретных месторождений наблюдаются равнонаправленные тренды уменьшения тенора Rh+Ir-ЭПГ и десятикратного увеличения тенора Pt+Pd при облегчении изотопного состава серы на ~ 0.5 ‰ (рисунок). Этот дополнительный тренд объясняется фракционной кристаллизацией, которая приводила к значительному обогащению остаточных порций сульфидных расплавов Pt и Pd даже на фоне снижения тенора исходной сульфидной жидкости. Небольшое отличие в изотопном составе серы согласуется с фракционированием ее изотопов между кумулатами MSS и остаточной сульфидной жидкостью при понижении температуры. Полученные выводы могут быть применены для построения наиболее полных моделей образования магматических сульфидов, связанных с хонолитами, внедрившимися в богатые сульфатной серой коровые породы.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 25-47-00051 (<https://rscf.ru/project/25-47-00051/>).

Литература

- Brovchenko V., Yudovskaya M., Velivetskaya T., et al.* Progressive assimilation vs fractional crystallization in sulfide magma conduits // *Geoscience Frontiers*. 2026. in press.
- Campbell I., Naldrett A.* The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // *Economic Geology*. 1979. Vol. 74. P. 1503–1506.
- Grinenko L.* Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // *International Geology Review*. 1985. Vol. 27. P. 695–708.
- Leshner C.M., Burnham O.M.* Multicomponent elemental and isotopic mixing in Ni–Cu–(PGE) ores at Kambalda, Western Australia // *The Canadian Mineralogist*. 2001. Vol. 39. P. 421–446.
- Li C., Naldrett A.J., Ripley E.M.* Critical factors for the formation of a nickel–copper deposit in an evolved magma system: lessons from a comparison of the Pants Lake and Voisey’s Bay sulfide occurrences in Labrador, Canada // *Mineralium Deposita*. 2001. Vol. 36. P. 85–92.
- Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Y., 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., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., et al.* Ni-Cu-PGE deposits of Noril’sk region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*. 1995. Vol. 104. P. B18–B36.
- Ripley E.M., Li C.* Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. № 3. P. 635–641.
- Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R.* Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril’sk region: implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. P. 2805–2817.

Д.А. Рогов
Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
danil.rogov99@mail.ru

Минералогия и условия рудообразования Пороховского и Юго-Коневского месторождений вольфрама (Южный Урал)
(научный руководитель – д.г.-м.н. *Е.В. Белогуб*)

Аннотация. В работе приведено сравнение двух месторождений вольфрама на Южном Урале: Пороховского в метавулканитах и Юго-Коневского в гранитах. Оба месторождения связаны с внедрением Юго-Коневского гранитного массива. При идентичности основных жильных и рудных минералов отличия выражены в их разном соотношении, составе аксессуарных минералов и количестве микропримесей в вольфрамите и шеелите. Отличия обусловлены разным расстоянием от источника флюида, влиянием вмещающих пород и различными температурами образования руд.

D.A. Rogov
South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia

Mineralogy and ore formation conditions of the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe W deposits (South Urals)

Abstract. This study compares two W deposits in the South Uras: the Porokhovskoe in metavolcanic rocks and Yugo-Konevskoe in granites. Both deposits are related to the intrusion of the Yugo-Konevsky granitic pluton. At identical main gangue and ore minerals, the differences include their varying ratios, the composition of accessory minerals, and the amount of trace elements in wolframite and scheelite. These differences are caused by varying distances from the fluid source, the influence of host rocks and different temperatures of ore formation.

Первое месторождение вольфрама в России – Боевское – было описано на Урале в 1789 г., и оно более 100 лет вызывало, в основном, минералогический интерес (Филатов, 2005). Только в конце 20-х гг. XX в. на Урале начали проводить систематические геологоразведочные работы, по результатам которых открыто более 60 рудопроявлений и введено в разработку несколько месторождений, в том числе Юго-Коневское (1930 г.) и Пороховское (1942 г.) (Покровский, 1950). В 1957 г. защищен отчет в ГКЗ по переоценке запасов этих месторождений, но в результате аварии на заводе «Маяк» они были законсервированы. В 2021–2022 гг. на этих месторождениях АО «Уральская геологосъемочная экспедиция» провела новые поисково-оценочные работы, в ходе которых получила современные данные по минералогии и геохимии руд. Целью работы является минералогическая характеристика метасоматитов и рудных жил Пороховского и Юго-Коневского месторождений, выявление особенностей химического состава минералов и условий рудообразования на обоих месторождениях.

В работе использовано более 200 образцов пород и руд, собранных в ходе поисковых работ 2021–2022 гг. Лабораторные исследования включали оптическую и электронную микроскопию (СЭМ «Hitachi S-3400N» с энергодисперсионным (ЭД) спектрометром «Oxford Instruments X-Max 20» с Si полупроводниковым детектором (РЦ «Геомодель», СПбГУ, аналитик Н.С. Власенко) и СЭМ Vega3 Tescan Sbu с ЭД-анализатором (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик М.А. Рассомахин) и ЛА-ИСП-МС анализ (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик Д.А. Артемьев). Флюидные включения изучены в Санкт-Петербургском горном университете К.П. Мальцевой и В.Р. Копейкиной, состав включений определялся методом рамановской спектроскопии в РЦ «Геомодель» (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, аналитик В.Н. Бочаров).

Пороховское и Юго-Коневское месторождения находятся в Тагило-Магнитогорской мегазоне и входят в Коневско-Карасьевского рудный узел (Puchkov, 2017). Стратифицированные образования представлены Межевской толщей, сложенной вулканогенно-осадочными породами основного до кислого состава с горизонтами алевролитов, пелитов, известняков. Толща претерпела региональный метаморфизм в условиях от эпидот-амфиболитовой фации на западе до амфиболитовой фации ближе к Юго-Коневскому массиву. Интрузивные породы слагают Юго-Коневский массив, условно отнесенный к позднепермско-раннетриасовому возрасту (Коровко и др., 2015). Абсолютный возраст гранитов соответствует ранней перми: 283.3 ± 3.9 млн лет (Мальцева, Рогов, 2024), 285 ± 1 (граниты) и 281 ± 2 млн лет (лейкограниты) (Осипова и др., 2025).

На Пороховском месторождении рудные жилы залегают во вмещающих вулканитах Межевской толщи. Наблюдаются две системы жил: крупные протяженностью до 1.5 км, мощностью до 0.5 м с азимутом простирания $240\text{--}260^\circ$, а также скопления небольших по протяженности (до 200 м) жил с азимутом простирания $225\text{--}240^\circ$. Среди вулканитов залегают прослои и линзы мраморов с характерными приконтактовыми скарнами. На Юго-Коневском месторождении рудные жилы полностью расположены в эндоконтакте гранитного массива. Их азимут простирания $300\text{--}310^\circ$, падение под углами $65\text{--}80^\circ$, мощность достигает 1.5 м (средняя 15–20 см). На глубину жилы прослеживаются до 200 м, по простиранию до 400 м. В ходе разведочных работ на обоих месторождениях были выделены первичные и окисленные руды. Минеральный состав руд отражен в таблице.

На обоих месторождениях вольфрам находится, преимущественно, в форме вольфрамита и шеелита. В окисленных рудах присутствует незначительное количество оксигидроксидов Fe и Mn, которые, развиваясь по вольфрамиту, могут содержать до нескольких процентов WO_3 . Также присутствуют единичные находки штольцита и русселита. Незначительный объем вторичных минералов (не более 5 %) и небольшая глубина их распространения (менее 20 м) позволяет относить все руды месторождения к первичному технологическому типу (Рогов и др., 2023).

Минеральный состав рудных жил на месторождениях отличается незначительно. На Пороховском месторождении по сравнению с Юго-Коневским в жилах больше мусковита, который образует мощные приальбандовые параллельно-пластинчатые агрегаты, и других второстепенных жильных минералов. Минералы павонитовой и купропавонитовой серий развиты, в основном, на Юго-Коневском месторождении, а для Пороховского месторождения характерны сульфосоли Pb, и чаще встречаются теллуриды.

Пироксен-гранатовые скарны и хлорит-тремолит-эпидотовые скарноиды, развитые по породам Межевской толщи, наблюдаются только на Пороховском месторождении. В этих породах присутствует убогая вкрапленность шеелита и неравномерно распределенный молибденит. Особенности минерального состава руд обоих месторождений определяются их залеганием в разных вмещающих породах и формированием разных метасоматитов.

Состав вольфрамита и шеелита на обоих месторождениях, а также в рудных жилах и скарнах практически идентичен. Вольфрамит отвечает практически чистому гюбнериту со средним содержанием ферберитового минала 0.1 (иногда до 0.5). Шеелит по составу однороден и соответствует стехиометрической формуле, может содержать Sr до 5 мас. %.

В вольфрамите главными элементами-примесями являются Si, P, Zn и Nb (медианные содержания более 100 г/т). На Пороховском месторождении выше содержания V, Cr и Co, а также Sc и Zr. Вольфрамит Юго-Коневского месторождения обогащен высокозарядными (Nb, Ta, Y, Th, U), а также крупноионными (Na, Sr) литофильными элементами.

Подобные тенденции установлены для шеелита: на Пороховском месторождении он обогащен Mg и Mn и, отчасти, Mo, Bi, Th и U, в то время как на Юго-Коневском содержит

Минеральный состав групповых проб руд Пороховского и Юго-Коневского месторождений по (Белогуб и др., 2022ф) с дополнениями автора

Месторождение	Пороховское		Юго-Коневское	
	ПР	ОР	ПР	ОР
Жильные (по данным КРФА групповых проб, мас. %)				
Кварц	37	81	–	98
Мусковит	50	17	–	1
Флюорит	4	–	–	
Пирит	3	1	–	
Кальцит	2	–	–	1
Хлорит	3	1	–	
Рудные (по данным изучения тяжелых концентратов в оптическом и электронном микроскопах, об. %)				
Вольфрамит	31	65	17	64
Шеелит	15	22	15	24
Пирит	46	2	64	4
Халькопирит, галенит	+	+		
Молибденит, сфалерит, пирротин	+			
Самородный Вi	+			
Сульфиды и сульфосоли Вi	+		+	
Ильменит	+			
Рутил	+			
Магнетит			+	
Оксигидроксиды Mn и Fe		5	+	6
Оксиды Вi		+		+
Пироморфит		+		
Русселит, штольцит				+

Примечание. ПР – первичные руды; ОР – окисленные руды; прочерк – нет данных, + – единичные находки.

больше Ta, Nb, Hf, Zr, Y и Sr. Шеелит содержит больше элементов, чьи медианные концентрации превышают 100 г/т: Na, Mg, Si, Cl, Sr, Y и Nb. Такие отличия как в абсолютных количествах, так и в характере распределения элементов определяются кристаллохимическими особенностями вольфрамитов и шеелитов.

Вольфрамит на два порядка обеднен легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми из-за их затруднительного вхождения в позиции Mn/Fe и W (Novoselov et al., 2025). Шеелит обогащен РЗЭ из-за присутствия в структуре крупных катионов Ca. В шеелите Юго-Коневского месторождения заметно преобладание средних РЗЭ, в то время как на Пороховском – график пологий, но с сильной положительной аномалией Eu.

Таким образом, особенности микроэлементного состава вольфрамитов и шеелитов отражают их кристаллохимические особенности, а отличия обусловлены рудообразованием на разных расстояниях от источника флюида и в разных вмещающих породах. Изменение состава рудных минералов отражают эволюцию гидротермального флюида.

По данным изучения флюидных включений рудные жилы Пороховского месторождения образовались при температуре 440–245 °С, а Юго-Коневского – 540–320 °С, при давлении не более 0.4 кбар. Состав флюидов на обоих объектах углекислотно-водный натрий-хлоридный с примесью фтор- и карбонат-иона. Концентрации солей составляют 0.54–16.13 мас. %

NaCl-экв. В газовой фазе преобладают CO_2 с примесью CH_4 , N_2 и H_2S . Одновременное присутствие включений с разным соотношением газа и жидкости предполагает фазовую сепарацию флюида. Температуры начала минералообразования оценены примерно по мусковит-парагонитовому термометру и составляют от 247 до 403 °С. Наибольшие температуры зафиксированы в околожильных метасоматитах. Температуры заключительного этапа минералообразования согласно хлоритовому геотермометру в жилах Пороховского месторождения составляют 242–282 °С.

Таким образом, на основе полученных температур прослежена эволюция гидротермально-метасоматических систем на Пороховском и Юго-Коневском месторождении. Метасоматическое взаимодействие флюида и вмещающих пород происходило при температурах >400 °С. Далее в ходе хрупких деформаций и падения давления при температурах 300–400 °С начинается формирование рудной минерализации. Заключительные этапы минералообразования соответствуют температурам 300–250 °С. Сходство минерального состава и состава флюидов свидетельствуют о едином источнике рудогенного флюида.

Литература

Белогуб Е.В. и др. Вещественный состав вольфрамовых руд Пороховского и Северо-Пороховского участков. Отчет по договору № 36. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022ф.

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

Мальцева К.П., Рогов Д.А. Возраст и геохимические особенности лейкогранитов Юго-Коневского массива (Южный Урал), продуктивных на вольфрамовое оруденение грейзенового типа // Новое в познании процессов рудообразования: Тринадцатая Российская молодёжная научно-практическая Школа. М.: ИГЕМ РАН, 2024. С. 157–161.

Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Червяковская М.В., и др. Геохимические особенности и возможные источники высоко-Ва-Sr гранитоидов Урала (На примере Юго-Коневского массива, Средний Урал) // Материалы IV геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамические обстановки, происхождение и рудный потенциал гранитоидного магматизма». Иркутск: Институт географии СО РАН, 2025. С. 94–95.

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

Рогов Д.А., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., и др. Минеральные формы вольфрама на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях (Южный Урал) // Минералогия. 2023. Т. 9. № 2. С. 41–59.

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

Novoselov K.A., Rogov D.A., Artemyev D.A. Chemical composition of wolframite from the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe W deposits (Central Urals): implications for fluid evolution and ore genesis // Minerals. 2025. #15. Article 661.

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

А.В. Сначёв¹, М.А. Рассомахин², С.Е. Знаменский¹, Н.Н. Анкушева²

¹ – *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия*
SAVant@rambler.ru

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

Геология и рудоносность углеродистых сланцев Сиратурского золотого месторождения, Южный Урал

Аннотация. Сиратурское рудное поле на Южном Урале включает ряд золоторудных месторождений на контакте черносланцевых отложений поляковской свиты с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского массива. В окварцованных лиственитах Сиратурского месторождения выделяются золото-кварц-малосульфидные руды с высокопробным золотом (900–980 ‰), а в углеродистых толщах – золото-сульфидные руды с низкопробным золотом (Ag 45–50 мас. %). По данным флюидных включений в кварце рудных зон, минеральные ассоциации кристаллизовались при температурах 350–150 °С и солености флюидов 4–12 мас. % NaCl-экв., что соответствует условиям формирования мезотермальных месторождений золота.

A.V. Snachev¹, M.A. Rassomakhin², S.E. Znamensky¹, N.N. Ankusheva²

¹ – *Institute of Geology UFGC RAS, Ufa, Russia*

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

Geology and ore potential of carbonaceous shales of the Siratur gold deposit, South Urals

Abstract. The Siratur ore field in the South Urals includes several gold deposits located at the contact of black shales of the Polyakovka Formation with serpentinites and ultramafic rocks of the Nurali massif. Silicified listvenites of the Siratur deposit contain gold-quartz low-sulfide ores with high-fineness gold (900–980 ‰) and carbonaceous shales contain gold-sulfide ores with low-fineness gold (Ag 45–50 wt. %). Data on fluid inclusions in quartz from ore zones show that the mineral assemblages crystallized at temperatures of 350–150 °C and salinity of 4–12 wt. % NaCl-equiv., which is consistent with formation conditions of mesothermal gold deposits.

Сиратурское рудное поле находится в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома. В его пределах известны четыре коренных золоторудных месторождения (Сиратурское, Фельдшерское, Кузьма-Демьяновское и Камышакское) и несколько проявлений (Барсучий Лог, Бугор, Голенькие Горки, Раздольное). Все они приурочены к субмеридиональной полосе углеродистых и углеродисто-хлорит-кварцевых сланцев поляковской свиты ($O_{1-2}pI$), а также к зоне ее тектонического сочленения с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского ультрамафитового массива (рис. 1). В зоне контакта сланцев с серпентинитами наблюдается полоса тектонически и гидротермально измененных пород шириной 100–200 м.

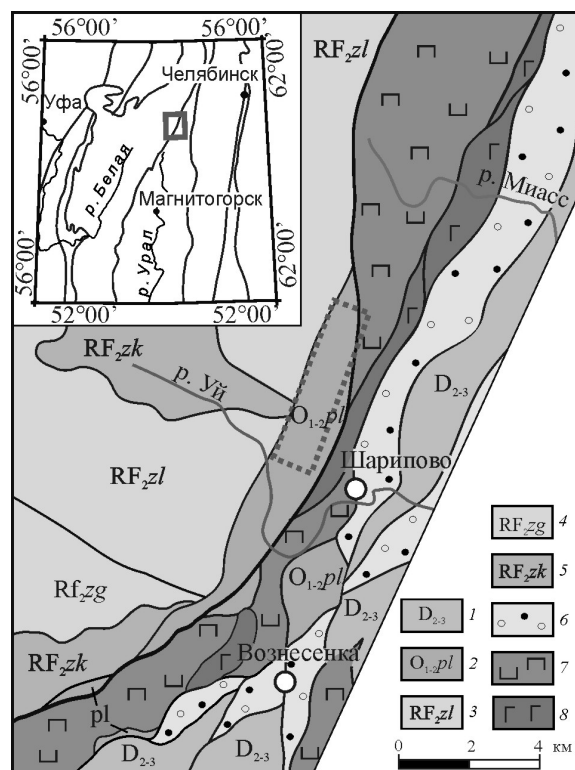


Рис. 1. Схема геологического строения района работ по (Князев и др., 2013; Аулов и др., 2015), с упрощениями авторов.

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

Сведения о ранней добыче золота в пределах Сиратурского рудного узла в архивах не сохранились. В 1966–1968 гг. СВГРЭ АО «Башкиргеология» на участке проведены поисковые маршруты и литогеохимическое опробование рыхлых отложений. В конце 1980-х гг. экспедицией «Уралзолоторазведка» на участке выполнено детальное литогеохимическое опробование по сети 10 × 100 м. Геофизической экспедицией ОАО «Башкиргеология» проведены электроразведка и магниторазведка в масштабе 1 : 5000, а в 2009–2012 гг. определены масштабы развития минерализованных зон, в их контурах выявлено четыре рудных тела, установлены закономерности размещения золоторудных объектов. Опробование скважин показало неравномерное содержание золота в пределах рудной зоны (от 0.5 до 25 г/т). Дальнейшие исследования показали, что золоторудная минерализация в черносланцевых отложениях представлена золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым (Сначёв и др., 2020).

Ордовикские черносланцевые отложения (рудовмещающие для 3 и 4 рудного тела) относятся к углеродистому типу ($C_{орг}$ до 4 %). Углеродистое вещество развито в виде крупных прожилков и чешуек, ориентированных параллельно полосчатости и рассланцеванию. Изотопный состав углерода $\delta^{13}C$ указывает на его биогенную природу. Пороодообразующим ми-

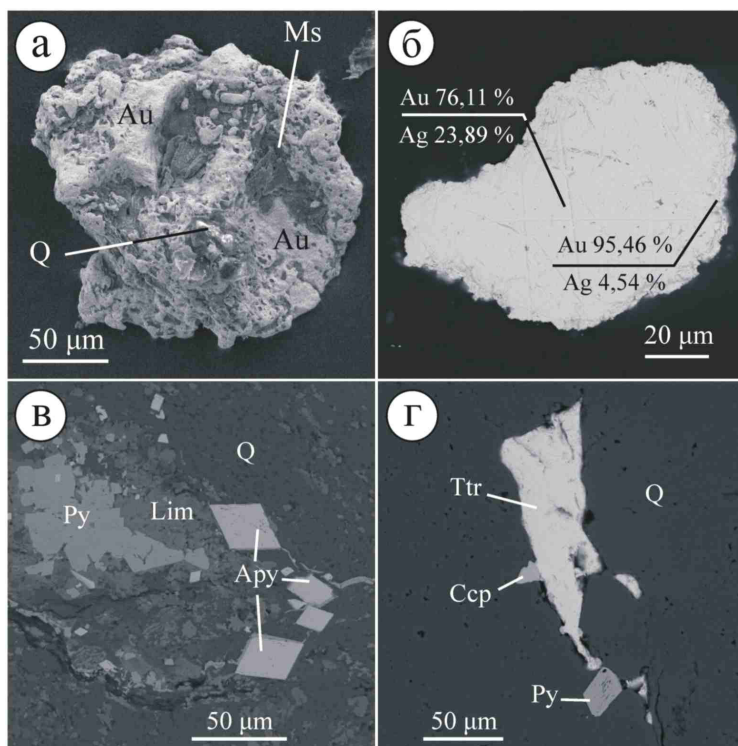


Рис. 2. Рудные минералы Сиратурского месторождения: а – поверхность зерна самородного золота (Au); б – зерно самородного золота с высокопробной каймой; в, г – углеродистые сланцы с сульфидной минерализацией.

СЭМ фото. Q – кварц, Ms – мусковит, Lim – лимонит, Apy – арсенопирит, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Ttr – тетраэдрит.

нералом в сланцах является кварц (до 90 %), представленный разнозернистыми агрегатами размером 0.03–2.00 мм. Мусковит и хлорит (до 15 %) встречаются в виде тонких чешуек и сростков, расположенных субпараллельно и ориентированных по сланцеватости породы. Кальцит образует тонкозернистые агрегаты, состоящие из идиоморфных кристаллов размером 0.01–0.04 мм. Содержание сульфидной минерализации в углеродистых сланцах рудной зоны достигает 15 об. %. Она представлена пиритом и халькопиритом с подчиненными арсенопиритом, тетраэдритом, герсдорфитом, галенитом, миллеритом и гесситом размером до 5 мкм в пирите.

При промывке дресвяно-щебнистых кор выветривания, развитых по углеродистым сланцам и листовенитам Сиратурского рудного поля, авторами получено несколько десятков зерен самородного золота. Микроанализ с использованием растрового электронного микроскопа «Tescan Vega 3sbu» с энергодисперсионным спектрометром «Oxford Instruments X-act» (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс) позволил разделить их на две группы: 1) с высокой пробностью (900–980 %) (главное рудное тело Сиратурского месторождения, проявление Фельдшерское) и 2) со значимой примесью Ag (67–82 мас. % Au, 17–33 мас. % Ag, 0.36 мас. % Cu) (золото-сульфидные руды Сиратурского месторождения и проявление Голенькие Горки). В пирите из золото-сульфидных руд Сиратурского месторождения также установлено низкопробное золото: 50–55 мас. % Au, 45–50 мас. % Ag. В ряде зерен отмечено обогащение краевой части от 76 до 95 мас. % Au (рис. 2б), что свидетельствует об очищении от элементов-примесей в зоне гипергенеза (Мурзин, Малюгин, 1987).

Для определения условий образования минеральных ассоциаций Сиратурского месторождения проанализированы флюидные включения в кварце из окварцованных лиственитов и углеродистых сланцев с подтвержденной золоторудной минерализацией. Основываясь на оптических наблюдениях и критериях Э. Рёддера (1978), выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения в зернах и кристаллах прозрачного кварца. Состав газовой фазы включений определен методом рамановской спектроскопии (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Содержание в составе флюида комплекса водных хлоридов Mg и Na и повышение солёности флюида может указывать на участие в отложении жил глубинных магматических растворов. Минеральные ассоциации кристаллизовались при понижении температур от 350 до 150 °С. Солёность флюидов варьирует от 4 до 12 мас. % NaCl-экв. Отмечается повышенная температура и пониженная солёность для кварца из золото-кварц-малосульфидного типа руд (главное рудное тело). Полученные данные отвечают интервалу температур образования мезотермальных месторождений золота (Бортников, 2006).

Таким образом, изучение Сиратурского золоторудного месторождения показало, что в окварцованных лиственитах главного рудного тела выделяются золото-кварц-малосульфидные руды с высокопробным золотом (900–980 ‰), а в углеродистых толщах – золото-сульфидные руды с низкопробным золотом (Ag 45–50 мас. ‰). Анализ флюидных включений в кварце рудных зон показал, что минеральные ассоциации кристаллизовались в условиях формирования мезотермальных месторождений золота.

Геологические работы осуществлены в рамках государственного задания FMRS-2025-0014 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Микроанализ минералов и изучение флюидных включений выполнены в рамках государственного задания № 125020601683-2 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс).

Литература

Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-ХП – Златоуст. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1. 360 с.

Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И. и др. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. №. 5. С. 64–70.

Минералы платиновой группы в хромититах ультрамафитов Крака (Южный Урал)

Аннотация. Приведены результаты изучения минералов платиновой группы (МПГ) в хромититах различных частей офиолитового разреза массивов Крака (Южный Урал), включая мантийные тектониты и переходный верлит-клинопироксенитовый комплекс. Включения МПГ в подиформных телах представлены лауритом, эрликманитом, ирарситом, купроиридситом, реже встречается закаринит. Для рудопроявлений переходного комплекса характерна платиновая и платино-палладиевая специализация: тетраферроплатина, сперриллит, налдретит. Для дисульфидов тугоплавкой триады предполагается реститовый генезис, сульфоарсениды и другие соединения платиновых металлов могли образоваться в результате гидротермальной проработки хромититов. Минералы Pt и Pd в рудопроявлениях переходного комплекса образовались в результате дифференциации магматических расплавов, отделенных от рестита.

T.D. Shabutdinov, D.E. Saveliev, R.A. Gataullin
Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

Platinum group minerals in chromitites of the Kraka ultramafic rocks (South Urals)

Abstract. The paper presents the results of study of platinum group minerals (PGM) in chromitites from various parts of the Kraka ophiolite section (South Urals) including upper mantle tectonites and transitional wehrlite-clinopyroxenite complex. The PGM inclusions in the podiform bodies include laurite, erlichmanite, irarsite, cuproiridsite and less often zaccariniite. Ore occurrences of the transitional complex are characterized by Pt and Pt-Pd minerals: tetraferroplatinum, sperrylite and naldretite. Refractory disulfides possibly have restite genesis and sulfoarsenides and other PGMs could have formed by hydrothermal reworking of chromitites. The Pt and Pd minerals of the transitional complex formed as a result of differentiation of magmatic melts separated from restite.

Ультрамафитовые массивы Крака, расположенные в северном замыкании Зилаирско-го синклиниория на западном склоне Южного Урала, представляют собой крупные выходы верхнемантийных пород, тектонически перемещенные в верхние горизонты коры в процессе закрытия Уральского палеоокеана (Казанцева, Камалетдинов, 1969). Общая площадь выхода ультрамафитов составляет более 900 км², они представлены четырьмя обособленными телами (Северный, Средний, Южный и Узянский Крака). Первые упоминания об ультрамафитах данной территории известны со второй половины XIX в. (Н.Ф. Чернышов, Р.И. Мурчисон, А. Штукенберг), а с 20–30-х гг. XX в. началось их планомерное изучение в связи с поисками хромититов (Соколов, 1948). В дальнейшем массивы изучались геологами-съемщиками (А.В. Клочихин, В.В. Радченко, А.А. Пацков и др.) и академическими исследователями (Савельева, 1987; Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018). Хромититы, широко распространенные в пределах массивов, образуют таблитчатые, линзовидные либо столбчатые тела. Чаще всего они вмещаются дунитами мантийной части разреза массивов и реже приурочены к породам переходного комплекса.

Данное исследование продолжает изучение включений минералов платиновой группы (МПГ) в хромититах рудопроявлений различного типа, начатое в работах (Рахимов и др., 2021; Garuti et al., 2021; Савельев, 2024). Хромититы для исследований отобраны сотрудни-

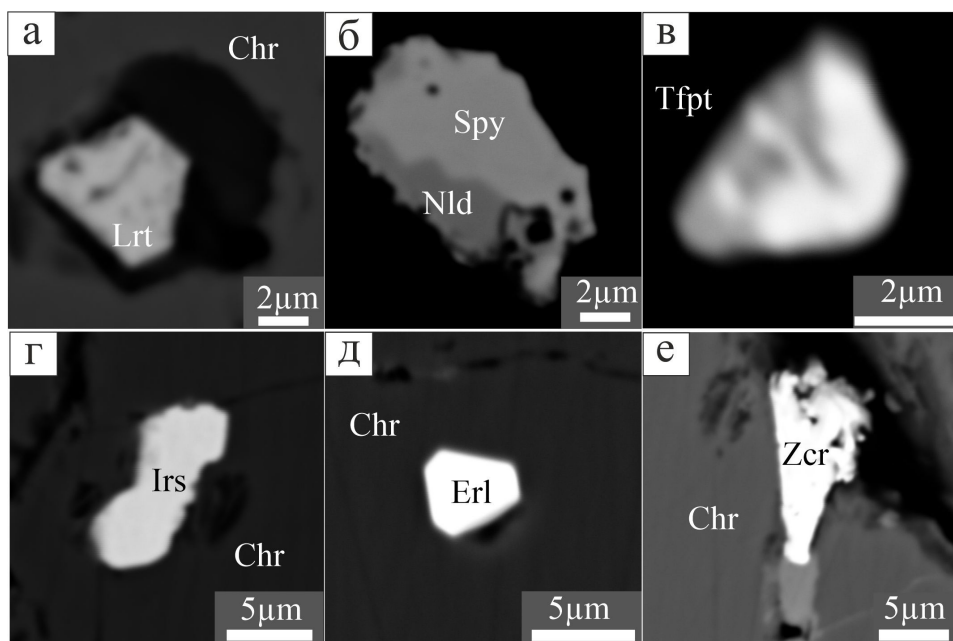


Рис. Минералы платиновой группы в хромититах рудопроявлений массива Крака: а – призматическое включение лаурита (Lrt) в рудном хромшпинелиде (Chr) (Шигаево-1, Северный Крака); б – полифазное включение сперрилита (Spy) и налдретита (Nld) в интерстиции между рудными хромшпинелидами (Западно-Саксейское, Средний Крака); в – включения тетраферроплатины (Tfpt) в хромшпинелиде (Западно-Саксейское (в), Средний Крака); г, д – включения ирарсита (Irs) и эрликманита (Erl) в хромшпинелиде (Апшак (г), Медвежье (д), Южный Крака); е – закаринит (Zcr) в интерстиции между рудными зернами Апшакской площади (Новое, Южный Крака).

ками лаборатории рудных месторождений ИГ УФИЦ РАН в 1995–2024 гг. из 38 рудопроявлений и месторождений, расположенных на территории обособленных тел Северного (3), Среднего (7), Южного (26) и Узьянского (2) Крака массивов: Апшак, Новое, Южное, Саптарат, Ашакра-3, 642, 652, Медвежье, Россыпь Большой Апшак, Малый Апшак, Апшак-2, Западно-Лактыбашское, Рудопроявление 45, Верхне-Апшакское, Горелый Каший, 820, Придорожное, Бала-Елга, Большой Башарт, Малый Башарт, им. Менжинского, Устье Большого Лога, Коминтерн, 2342, 2346, 2379, Логиновское, Западно-Саксейское, Акбура, Ключевское, Бабай, № 33, Сарангаевское, Черная речка-2, Орловское, Шигаево-1, Шигаево-2, Рудная гора. Образцы изучены на поляризационном (ПОЛАМ Р-312) и сканирующем электронном (Tescan Vega 4 Compact Tescan с ЭДС Xplorer 15) микроскопах в Институте геологии УФИЦ РАН, г. Уфа.

Подавляющее большинство рудопроявлений и месторождений расположено в мантийном разрезе, и только несколько на территории Среднего Крака приурочено к переходному мантийно-коровому комплексу (Сарангаевское, Логиновское, Западно-Саксейское) и к серпентинитам меланжа, проникающим вглубь мафитового разреза (Бабай).

В хромититах массива Крака повсеместно наблюдается платиноидная минерализация, характеризующаяся преимущественно тугоплавкой триадой (Ru, Os и Ir). Значительно реже распространены минералы Pt, Rh и Pd. Платиноиды из хромититов рудопроявлений *Северного Крака* (Шигаево-1, Шигаево-2, Рудная гора) по химическому составу соответствуют лауриту $(Ru,Os)S_2$, ирарситу $(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS$ и сплавам Ru, Os и Ir (рисунок). МПГ в хромититах рудопроявлений Черная речка-2 и Орловское *Узьянского Крака* МПГ представлены лауритом и ирарситом и реже – фазами Rh-Ni-Sb состава.

Включения МПП в хромититах *Среднего Крака* варьируют по минеральному составу в зависимости от расположения хромитового объекта. Рудопроявления Акбура, Ключевское и месторождение № 33 характеризуются, преимущественно, сульфидами и сульфоарсенидами, сплавами Ru-Os-Ir и реже арсенидами Rh. Среди МПП встречается лаурит, эрликманит (Os,Ru)S₂, купроиридсит (Cu,Fe)Ir₂S₄, ирарсит и закаринит RhNiAs. Рудопроявлениям переходного комплекса свойственна Pt и Pt-Pd минерализация. В Западно-Саксеском проявлении ведущая роль принадлежит тетрафerraплатине PtFe, в подчиненных количествах на этом и других проявлениях встречаются закаринит, сперрилит PtAs₂, налдретит Pd₂Sb, самородный палладий, лаурит и эрликманит.

Большая часть хромитовых объектов на территории *Южного Крака* сосредоточена в западной части массива и может быть сгруппирована в два рудных узла – северный (Апшакский), включающий в себя рудопроявления Придорожное, Ашкарка, Медвежье, Апшак, Лактыбаш и др., и южный (Башартский), в котором расположены наиболее крупные рудные объекты массива – им. Менжинского и Малый Башарт, Большой Башарт. Несколько небольших рудопоявлений расположено в восточной части массива, а на севере известно месторождение Коминтерн. Среди МПП в хромититах преобладают сульфиды, сульфоарсениды и сплавы тугоплавких платиноидов (лаурит, эрликманит, купроиридсит, ирарсит, руарсит (Ru,Os)AsS), а также закаринит RhNiAs. Среди них повсеместно встречаются окисленные фазы, сформировавшиеся из ранее существовавших сульфидов, сульфоарсенидов, арсенидов как Ru, Os и Ir, так и Pt-Rh-Pd.

Для хромититов массива Крака характерно преобладание тугоплавких МПП над минералами Pt и Pd. Исключения составляют рудопоявления на территории Среднего Крака, где среди платиноидов присутствуют минералы Pt, Rh, Pd. Наблюдаемая закономерность для подформных хромититов согласуется с другими исследованиями (Попова и др., 2022; Zaccarini et al., 2025). Для дисульфидов тугоплавкой триады (Os-Ir-Ru) предполагается реститовый механизм образования. Первоначально эти элементы входили в сульфиды, образовавшие включения, преимущественно, в пироксенах лерцолитов (Gonzalez-Jimenez et al., 2014; Савельев, Гатауллин, 2023). В результате частичного плавления и распада пироксенов произошло разделение ЭПП: Pt и Pd экстрагировались в частичный расплав, а Os, Ir и Ru концентрировались в остаточных фазах, в первую очередь, в хромите, и затем при его рекристаллизации происходило их выделение в виде собственных минералов. Сульфоарсениды и другие соединения платиновых металлов с другими металлами и сурьмой, вероятно, образовались в результате гидротермальной обработки хромититов в коровых условиях. Минералы Pt и Pd в рудопоявлениях корового разреза офиолитовой ассоциации Среднего Крака образовались в результате дифференциации магматических расплавов, отделенных от рестита.

Исследования выполнены по теме государственного задания Института геологии УФИЦ РАН (г. Уфа) № FMRS-2025-0014.

Литература

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // Доклады Академии наук СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1077–1080.

Попова В.И., Белозуб Е.В., Рассомахин М.А. и др. Минералогия Поклонной горы Карабашского массива на Южном Урале // Минералогия. 2022. Т. 8. № 4. С. 15–33.

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Вишневский А.В. Платинометальная минерализация магматических комплексов Южного Урала: геолого-геодинамическая характеристика формаций, вопросы генезиса и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 409–434.

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

Савельев Д.Е. МПГ в хромититах массивов Крака (Южный Урал): разнообразие и происхождение // Георесурсы. 2024. Т. 26. № 4. С. 275–286.

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Акцессорная платиноидная минерализация в лерцолитах массива Северный Крака (Южный Урал) // Георесурсы. 2023. Т. 25. № 3. С. 208–215.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа: БГУ, 2001. 212 с.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения / Труды ИГН АН СССР. Серия рудных месторождений. Вып. 97. № 12. М.: Изд во АН СССР, 1948. 128 с.

Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. Chromite-PGM mineralization in the Iherzolite mantle tectonite of the Kraka ophiolite complex (Southern Urals, Russia) // Minerals. 2021. Vol. 11. #1287.

Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Gervilla F. et al. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // Lithos. 2014. Vol. 189. P. 127–139.

Zaccarini F., Economou-Eliopoulos M., Tsikouras B., Garuti G. Chromite composition and Platinum-group elements distribution in Tethyan chromitites of the Mediterranean Basin: an overview // Minerals. 2025. Vol. 14. #744.

A.P. Ganeeva^{1,2}, V.A. Snachev^{1,2}, P.V. Kazakov¹, A.V. Snachev¹

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
aigul.ganeeva21@gmail.com

² – Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа, Россия

Благородные металлы россыпи Апуш (Южный Урал)

Аннотация. Россыпь Апуш расположена в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения Магнитогорского мегасинклиория и Уралтауского антиклиория. Россыпь плиоценового возраста, аллювиально-делювиальная, террасового типа. Золото в россыпи высокопробное (822–990 ‰), мелкое и слабоокатанное. Содержание Ag достигает 17.67 мас. %. В россыпи встречаются платиноиды, весовая доля которых доходит до 1 ‰, среди которых преобладают осмистый иридий и осмистый рутений. Содержание осмия Os в сплавах колеблется в диапазоне 40.30–57.82 мас. %, Ir – 7.8–39.21 мас. %, Ru – 4.44–31.28 мас. %. Источниками золота служат дренируемые золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, а минералов платиновой группы – офиолиты, распространенные в Главном Уральском разломе.

A.R. Ganeeva^{1,2}, V.A. Snachev^{1,2}, P.V. Kazakov¹, A.V. Snachev¹

¹ – Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

² – Ufa University of Science and Technology, Ufa, Russia

Precious metals of the Apush placer (South Urals)

Abstract. The Pliocene alluvial-deluvial terrace Apush placer is located within the Main Uralian Fault in the junction zone of the Magnitogorsk Megasyneclorium and the Uraltau Anticlinorium. Native gold has high-fineness (822–990 ‰) and is small and poorly rounded. The Ag content reaches 17.67 wt. %. The placer hosts platinum group minerals up to 1 wt. % dominated by Os-iridium and Os-ruthenium, which contain (wt. %) 40.30–57.82 Os, 7.8–39.21 Ir and 4.44–31.28 Ru. Gold was sourced from gold-sulfide and gold-quartz objects, whereas platinum group minerals derive from ophiolites abundant within the Main Uralian Fault.

Россыпь Апуш расположена на восточном склоне Южного Урала в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения Магнитогорского мегасинклиория и Уралтауского антиклиория, в 1 км на северо-запад от плотины Ильтибановского водохранилища. Район характеризуется низкогорным грядово-сопочным рельефом, расчлененным широкими долинами р. Урал и ее притоков. Абсолютные отметки колеблются от 460 м в долине и до 600 м (вершина ближайшей горы Тарлау). Геоморфологически россыпь приурочена к западному борту Миндякской мезозойской эрозионно-тектонической депрессии (Казаков, 2019). Разработка золота в районе началась в 1848 г. с открытия Куру-Елгинской россыпи. На правом берегу р. Урал отрабатывались небольшие россыпи, и обрывочные сведения имеются для россыпей Апуш, Муринской и Карашар, где было добыто 521 кг золота. Прогнозные запасы остаточно-целиковой россыпи оцениваются в 500 тыс. м³ горной массы и 90 кг золота при поражении старыми разработками до 50 %. Среднее содержание Au составляет 1.2 г/м³ (Сазонов и др., 2001).

Россыпь Апуш имеет плиоценовой возраст, аллювиально-делювиальная террасового типа длиной 800 м, шириной 50–230 м и мощностью залегания 3.5–9.5 м. В плотике отмечаются глинисто-щебнистые оталькованные серпентиниты и туфобрекчии (D_{1,2}). В основании россыпи залегает желто-бурый валунно-галечниковый аллювий, который сменяется вверх по разрезу трудномывкими темно- и желто-коричневыми глинами с галькой кварца, кварцитов и кремнистых сланцев хорошей окатанности.

Целью исследования являлось изучение основных морфологических характеристик и геохимических особенностей благородных металлов россыпи Апуш, полученных в ходе геологоразведочных работ. Оптическое изучение и фотографирование золотин проводилось на стереомикроскопе ADF S645 с цифровой камерой ADF Professional 08. Изображения получены с помощью программного обеспечения ADFImageCapture с последующим обсчетом в CorelDraw X4. Состав зерен золота и платиноидов определен в полированных препаратах с углеродным напылением методом локального рентгеноспектрального анализа на микрозонде «САМЕВАХ SX50» (САМЕСА) в лаборатории физических методов исследования минералов кафедры минералогии Московского государственного университета (г. Москва) (аналитик И.А. Брызгалов). Точность метода исследования в пределах ±0.01 %, использованы аттестованные эталоны (чистые металлы и синтетические соединения).

Золото россыпи Апуш преимущественно мелкое, слабо окатанное таблитчатой формы, редко встречаются крупные комковидные золотины. Размер золотин варьирует от 0.6 мм до 1.2 мм (ширина) и от 0.8 мм до 1.4 мм (длина). Нередко встречаются золотины, сростающиеся с кварцем и лимонитом (рисунок). Пробность золота составляет 822–990 ‰, основную примесь составляет Ag, содержание которого достигает 17.67 мас. % (таблица). В большинстве золотин также присутствует Hg, содержание которой варьирует от 0.19 до 0.75 мас. %. Заражение ртутью характерно для большинства россыпных узлов Южного Урала и связано с амальгамацией тонкого золота при доводке черного шлиха (Белан, 2005; Кутлиахметов, 2019).

По результатам геологоразведочных работ прошлых лет в россыпи встречаются платиноиды, весовая доля которых относительно золота невелика – до 1 %. Среди минералов платиновой группы преобладает осмистый иридий и осмистый рутений. Содержание Os в сплавах колеблется в интервале 40.30–57.82 мас. %, Ir 7.8–39.21 мас. % и Ru 4.44–31.28 мас. %, в нескольких зернах установлены примеси Fe до 0.64 мас. %.

Состав минералов системы Os–Ir–Ru россыпей Апуш, Тарлау и Муринская образуют единый рутениевый тренд (Баширов и др., 2023; Гатауллин и др., 2023), сходный с таковым для платиноидов Миасской группы россыпей, расположенной севернее (Зайков и др., 2016). Присутствие минералов платиновой группы в большинстве россыпей Главного Уральского разлома связывается с широким развитием габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса ($v\sigma O_{1-2}S$).

Химический состав золота россыпи Апуш (мас. %)

№ анализа		Au	Ag	Hg	Cu	Сумма	Пробность
77	центр	85.16	12.16	0.75	0.03	98.11	875
78	центр	84.96	12.33	0.29	0.04	97.62	873
79	край	97.83	1.03	–	0.02	98.88	990
80	центр	89.59	8.06	0.19	0.07	97.91	918
81	край	90.01	8.20	0.29	0.03	98.53	917
82	центр	82.48	17.20	0.43	0.04	100.15	827
83	край	99.37	0.76	0.29	–	100.42	992
84	центр	81.37	17.67	0.26	0.01	99.30	822
85	край	92.42	5.88	–	0.08	98.38	940



Рис. Типичные зерна самородного золота россыпи Апуш.

Таким образом, изучение благородных металлов россыпи Апуш показало, что золото преимущественно мелкое, слабо окатанное таблитчатой формы высоко пробное (822–990 ‰). Основной примесью является серебро, содержание которого достигает 17.67 мас. %. Источниками золота служили дренируемые золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, широко распространенные в вулканогенно-осадочных комплексах Главного Уральского разлома. Среди минералов платиновой группы преобладает осмистый иридий и осмистый рутений. Присутствие в россыпи зерен минералов платиновой группы указывает на вероятный привнос вещества из офиолитов зоны Главного Уральского разлома.

Геологические работы осуществлены в рамках государственного задания FMRS-2025-0014 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Авторы благодарят Г.В. Бойкова (ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка») за предоставленные геологические материалы.

Литература

Баширов В.Э., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Включения в минералах платиновой группы золотоносной россыпи Муринская (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей XI Всероссийской молодежной конференции. Москва: Перо, 2023. С. 86–88.

Белан Л.Н. Промышленное загрязнение ртутью в горнодобывающих районах Республики Башкортостан // Вестник Оренбургского государственного университета. 2005. № 10–2 (48). С. 90–94.

Гатауллин Р.А., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Баширов В.Э. Минералы платиновой группы из золотоносной россыпи Тарлау (Южный Урал) // Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием, «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2023. С. 52–53.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А. и др. Сротки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31–47.

Казаков П.В. Россыпи золота в погребенном карсте Миндякской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 3. С. 267–275.

Кутлиахметов А.Н. Ртутное загрязнение ландшафтов горнорудными предприятиями Башкирского Зауралья. Уфа: Гилем, 2019. 131 с.

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

**В.Д. Пискунова^{1,2}, М.С. Глухов^{1,2,3}, А.Г. Сизова²,
А.А. Кузьмин^{1,2}, Н.С. Окулов²**

¹ – Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
lera.piskunova.04@bk.ru

² – Уральский государственный горный университет,
г. Екатеринбург, Россия

³ – Казанский (Приволжский) федеральный университет,
г. Казань, Россия

Морфологические особенности новообразованного золота в аллювии р. Сап (Средний Урал)

Аннотация. В аллювиальных отложениях р. Сап (Средний Урал) впервые выявлены частицы золота размером 0.08–0.15 мм. Установлены их морфологические особенности: ксеноморфный облик, пластинчатое строение, микроглобулярные и пористые текстуры поверхности, наличие гладких граней и ассоциаций с гидроксидами Fe. Примеси Ag (до 20.5 мас. %) и Cu (до 2.7 мас. %) в составе свидетельствуют о гипергенном преобразовании. Пористость, микроглобулярные нарастания, связь с гипергенными минералами позволяют диагностировать новообразованное золото в аллювии и подтверждают его аутигенное формирование в современных осадках реки.

**V.D. Piskunova^{1,2}, M.S. Glukhov^{1,2,3}, A.G. Sizova²,
A.A. Kuzmin^{1,2}, N.S. Okulov²**

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

² – Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia

³ – Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

Morphological features of newly formed gold in alluvium of the Sap River (Central Urals)

Abstract. Gold particles 0.08–0.15 mm in size are revealed for the first time in alluvial deposits of the Sap River (Central Urals). Their morphological features include anhedral habit, lamellar structure, microglobular and porous surface textures, smooth crystal faces, and assemblage with Fe hydroxides. The presence of Ag (up to 20.5 wt. %) and Cu (up to 2.7 wt. %) in the composition of native gold indicate supergene

transformation. The porosity, microglobular overgrowths, and assemblage with supergenic minerals provide reliable evidence for the presence of newly formed gold in alluvium and confirm its authigenic formation in modern deposits of the river.

Введение. Типоморфные характеристики россыпного золота (размеры частиц, форма, степень окатанности, микрорельеф поверхности, состав) несут информацию об источнике сноса, дальности переноса и условиях формирования россыпи. Особый интерес исследователей связан с выявлением признаков гипергенного (новообразованного) золота, формирующегося, в том числе и в аллювиальных отложениях (Росляков и др., 2005; Владимирцева и др., 2019; Хусаинова, 2020). Такой тип золота отличается специфическими морфологическими чертами (Хусаинова, 2020). Несмотря на многочисленные исследования, остаются дискуссионными вопросы о генезисе новообразованного золота и масштабах его перераспределения во вмещающих толщах. К числу приоритетных и до конца не решенных проблем относятся: оценка масштабов перераспределения и новообразования золота в аллювии, понимание механизмов, контролирующих процессы диспергации и агрегации частиц; причины изменения пробности зерен, химизм и масштабы процессов растворения, переноса и отложения золота из металлоносных комплексов, а также дальности миграции золота в гипергенных условиях.

Целью исследований являлось изучение морфологии частиц золота из аллювиальных отложений р. Сап на Среднем Урале и механизмов их формирования в экзогенных условиях. Задачи включали обзор литературных источников, отбор пробы из аллювия, минералогический анализ шлиха, выделение частиц золота, изучение их морфологических особенностей и химического состава, выделение признаков гипергенного новообразования микрочастиц золота, установление механизмов их формирования в экзогенных условиях.

Объекты исследования. Объект исследований расположен в Невьянском районе Свердловской области в р. Сап (правый приток р. Реж). Территория находится в зоне сочленения Тагильского и Восточно-Уральского мегакомплексов и сложена вулканогенно-осадочными породами башкарской свиты ($D_{2,3}b\delta$), прорванными интрузиями петрокаменского габбро-диорит-гранитового комплекса (vD_2p_1 , δD_3p_2 , γD_3p_3). С породами петрокаменского комплекса связана золото-сульфидно-кварцевая формация, являющаяся вероятным коренным источником для россыпей района. Аллювиальные отложения голоценового возраста (aHgr), слагающие пойму р. Сап, содержат россыпное золото, которое ранее не изучалось детально (Южаков и др., 2015).

Методы исследования. В рамках практической работы по курсу «Поисковая минералогия» для изучения шлихового метода изучена проба объемом 20 л, отобранная из аллювиальных отложений пойменной части р. Сап. Из пробы извлечена тяжелая фракция весом 3.47 г, минералогический состав которой изучен с помощью бинокулярного микроскопа. Магнитная фракция (1.53 г) представлена зернами магнетита, мартита, реже ильменита. В немагнитной фракции (1.94 г) отмечены эпидот, амфибол, пироксен, гранат и редкие зерна пирита с признаками растворения. Состав легкой фракции представлен кварцем, полевым шпатом и глинистыми минералами.

В тяжелой немагнитной части шлиха во фракциях 0.08–0.105 мм (0.22 г) и 0.105–0.15 мм (0.2 г) обнаружены 12 знаков золота, которые извлечены с помощью препарироваальной иглы под бинокулярным микроскопом и закреплены на поверхность углеродного скотча. Морфология и химический состав поверхности микрочастиц золота исследовался методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС) на СЭМ JSM-6390LV (Япония) с ЭДС INCA Energy 450X-Max80 (аналитик Д.А. Мандрыгина) в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

Результаты исследования. По классификации (Петровская, 1973) среди обнаруженных микрочастиц золота преобладает пылевидное (0.01–0.05 мм), очень мелкое (0.05–0.1 мм)

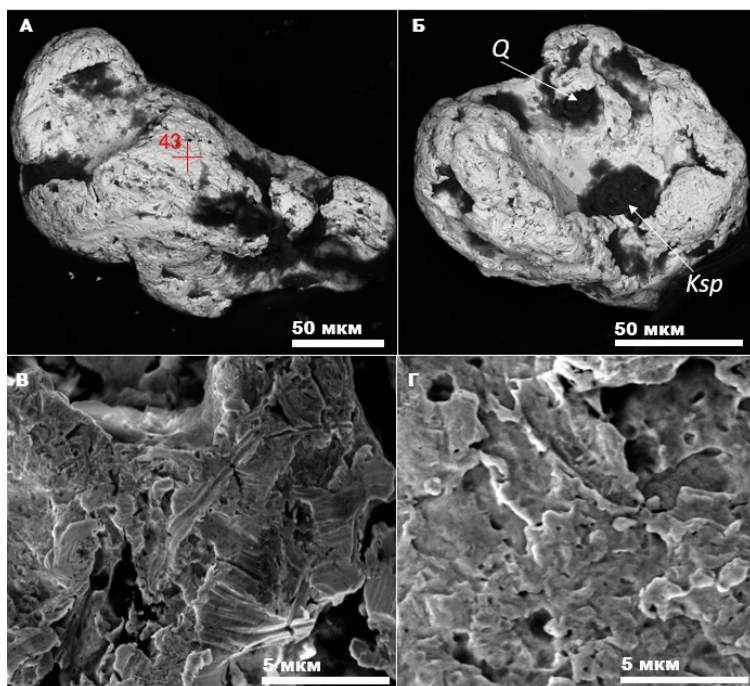


Рис. 1. Электронно-микроскопическое изображение микрочастиц золота.
Ksp – калиевый полевой шпат, Q – кварц.

и мелкое (>0.1 мм) золото. Цвет зерен разнообразен: помимо различных оттенков желтого цвета, присутствуют зерна с красноватым и зеленоватым оттенками, что связано с присутствием Ag, Cu или пленок гипергенных минералов (гидроксиды Fe, Mn, глинистые минералы и др.) на поверхности (Петровская, 1973). Наиболее распространены удлиненные частицы золота (рис. 1а), реже – комковидные изометричные (рис. 1б).

Результаты исследований позволили выделить следующие морфологические особенности золота: 1) облик большинства частиц ксеноморфный, поверхность сложена пластинчатыми фрагментами микронной толщины (рис. 1в) и микроглобулярными скоплениями (рис. 1г), отмечается пористый рельеф (рис. 1г); 2) все зерна имеют следы окатывания, смятия, царапины и борозды на поверхности, свидетельствующие о механических деформациях (рис. 1в) и указывающие на их транспортировку в водном потоке (Петровская, 1973; Хусаинова, 2020); 3) степень окатанности меняется от частично окатанных до полуокатанных (Петровская, 1973); 4) в кавернах некоторых зерен золота наблюдаются захваченные зерна кварца, калиевого полевого шпата, альбита и анортита, что подтверждается результатами ЭДС; 5) некоторые микрочастицы обладают гладкими гранями (рис. 1б). Большинство зерен содержит примеси Ag (1.0–20.5 мас. %) и/или Cu (0.4–2.7 мас. %), также зафиксированы железоксидных пленки (рис. 2а).

Согласно (Петровская, 1973; Хусаинова, 2020) можно выделить ряд характерных признаков, указывающих на преобразование золота в гипергенных условиях: наличие микроглобулярных нарастаний, «шагреновая» поверхность, которая обычно имеет пористый рельеф, возникающий при изменении состава и структуры периферических частей, наличие гладких граней, ассоциация новообразованного золота с гидроксидами Fe. Процесс образования гипергенного золота связан с наночастицами, которые сливаются друг с другом. Изменение физико-химических условий среды способствует осаждению наночастиц золота из коллоидных и минерализованных растворов во многих геологических процессах (Хусаинова, 2020).

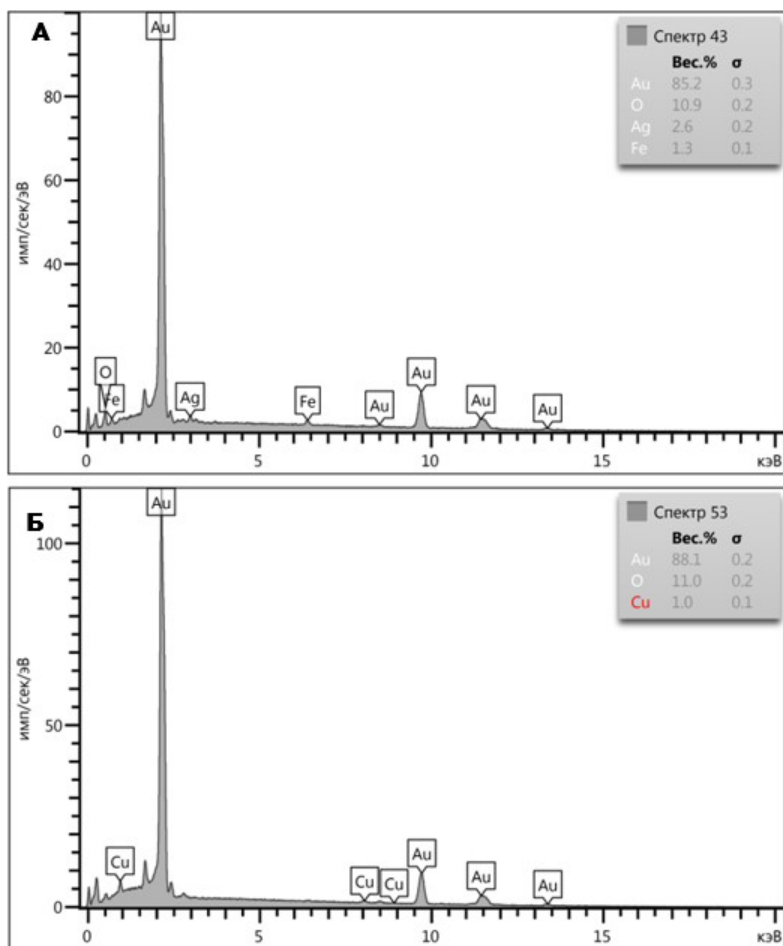


Рис. 2. Спектры ЭДС поверхности микрочастиц золота.

Таким образом, при изучении аллювиальных отложений р. Сап обнаружены пылевидные и мелкие зерна золота, на поверхности которых присутствует гипергенное новообразованное золото. Пористый рельеф, микроглобулярные текстуры, гладкие грани и наличие гидроксидов железа на поверхности золотин являются надежным диагностическим признаком гипергенного происхождения. Обнаружение этих морфологических особенностей позволяет уверенно говорить о процессах новообразования золота в аллювиальных отложениях р. Сап.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 123011800011-2 «Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах».

Литература

Владимирицева О.В., Набелкин О.А., Субботин Н.А. Вещественные особенности гипогенных и гипергенных образований золота техногенных отложений ручья Снежный (Верхоянский район, Якутия) // Разведка и охрана недр. 2019. № 10. С. 15–20.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Росляков Н.А., Белеванцев В.И., Калинин Ю.А. Гипергенное золото в марганцевоносных корах выветривания // Геохимия. 2005. № 9. С. 1015–1018.

Хусаинова А.Ш. Поведение золота в техногенно-минеральных образованиях месторождений золото-сульфидного типа. Дис... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 169 с.

Южаков И.Г., Останин С.Ю., Генералов В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-ХІХ. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.

А.К. Козин, С.Ю. Степанов

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

Структурно-вещественные признаки изменения самородного золота в россыпях, связанных с различными коренными источниками

Аннотация. В работе исследованы преобразование формы, внутреннего строения и химического состава самородного золота при его перемещении от коренных источников трех россыпных систем: Сарыбулакской (Восточный Казахстан), Миасской (Южный Урал) и Мурзинской (Средний Урал), отличающихся по типам коренных источников и условиям формирования. Методом EBSD охарактеризовано внутреннее строение самородного золота на всех этапах. Установлено изменение структур и химического состава по мере удаления от коренного источника. С увеличением дальности транспортировки и при переотложении самородного золота из промежуточных коллекторов возрастает степень перекристаллизации и повышается пробыность самородного золота.

A.K. Kozin, S.Yu. Stepanov

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

Structural and compositional features of native gold transformation in placers associated with different lode sources

Abstract. The study examines the changes in morphology, inner structure, and chemical composition of native gold during its transition from lode sources in three placer systems: Sarybulak (Eastern Kazakhstan), Miass (South Urals), and Murzinka (Central Urals), which differ in primary source types and formation conditions. The inner structure of native gold is characterized at all stages of its migration using EBSD method. The structures and chemical composition change with an increasing distance from the primary source. The degree of recrystallization and the fineness of native gold increase with an increasing distance of transportation of native gold and its redeposition from the intermediate collectors.

Введение. Необходимость детального изучения минералов россыпных отложений с целью прогноза коренных источников отмечена в первых фундаментальных работах о россыпях (Билибин, 1938). За последующие годы самородное золото стало традиционным объектом минералогических исследований, в результате которых сформировались представления о ключевых типоморфных признаках и возможности их применения для задач поиска, определения генетической и формационной принадлежности коренного оруденения, оценки его локализации. Основное внимание работ было направлено на изучение преобразования формы самородного золота в россыпях и определение коренных источников по химическому составу золота. Меньше изучены вопросы внутреннего строения самородного золота, его

трансформации в условиях гипергенеза, практически не освещена проблема связи структуры и химического состава, т. к. единственным методом исследования внутреннего строения самородного золота раньше являлось кислотное травление с изучением в отраженном свете (Петровская, Фастолович, 1955).

Отсутствие полноценных представлений о структуре самородного золота обусловило невозможность разрешения ряда важных минералогических вопросов (повышение пробы золота в россыпях или генезис крупных самородков). Зачастую невозможно реконструировать путь самородного золота от коренного источника до россыпи на основании характеристики его морфологических признаков и химического состава. Особенно актуальным становится этот вопрос на слабо обнаженных территориях со сложным геологическим строением, многостадийной историей тектоно-климатического развития и несколькими эпохами россыпеобразования. Применение современных методов изучения строения минералов на новом уровне позволяют дополнить представления о типоморфизме самородного золота, реконструировать условия формирования россыпей и повысить достоверность прогноза коренных объектов.

Объекты исследования включают россыпные системы с различными типами коренных источников. Сарыбулакская система россыпей расположена в Западно-Калбинском золоторудном поясе (Восточный Казахстан) в широкой протяженной полосе раннекаменноугольного флиша. Терригенные толщи вмещают многочисленные кварцевые жилы. Россыпная система р. Сарыбулак и ее притоков отличается простым строением, в верховье водотоков расположены два кварцевожильных рудопроявления золота Четырехлетка и Аиргизень. Исследование проследило трансформацию самородного золота по мере его миграции от коренного источника на расстоянии более 20 км. Миасская россыпная зона расположена на Южном Урале вблизи Главного Уральского разлома. Сложное геологическое строение района обусловило формирование многочисленных коренных золоторудных объектов, значительное место среди которых занимают рудопроявления и месторождения золото-лиственитовой формации. На примере зоны изучено изменение самородного золота в россыпях различных генетических типов (ложковые, аллювиальные с различной степенью транспортировки золота, переотложенные из промежуточных коллекторов) при многочисленных коренных источниках. Мурзинская группа россыпей расположена в Тагильской вулканогенной зоне на Среднем Урале. Особенностью формирования россыпей является сложная история геоморфологического развития, включающая площадное формирование кор выветривания и россыпеобразования. Группа россыпей является примером системы без явных коренных источников. Россыпи также позволили изучить изменения самородного золота при его нахождении в условиях кор выветривания.

Методика исследования включала изучение морфологических особенностей, химического состава, внутреннего строения и ассоциации минералов-включений. Морфологическая характеристика и скульптура поверхностей зерен золота изучены с помощью СЭМ JSM-6390LV (JEOL) и Tescan Mira LMS (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Н.С. Чебыкин) и Tescan Vega 3 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик М.А. Рассомахин). Состав самородного золота проанализирован на микроанализаторе Cameca SX100 с волновыми спектрометрами (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитики И.А. Готтман, В.А. Булатов). Внутреннее строение самородного золота изучено методом дифракции обратно рассеянных электронов (EBSD) на СЭМ Hitachi S-3400N с детектором Oxford NordLys Nano (РЦ «Геомодель» СПбГУ, аналитики В.В. Шиловских, Н.С. Власенко). Зерна самородного золота были протравлены направленным пучком аргоновой плазмы на установке Oxford IonFab 300 (РЦ «Нанофотоника» СПбГУ, аналитик М.С. Ложкин).

Результаты. Коренное самородное золото, а также золото из элювиальных отложений отличаются формой и внутренней структурой, которые могут быть названы первичными,

сформировавшимися при росте самородного золота из растворов при образовании кварцевых жил. Характерными являются сложные формы зерен со множеством тонких выступающих частей, скульптуры поверхностей часто имеют ступенчатое строение и индукционные штриховки совместного роста с жильными минералами, отмечаются отпечатки граней жильных минералов. Реже самородное золото имеет черты собственного кристаллографического огранения. Наиболее характерны зернистые внутренние структуры, сложенные индивидами близкого размера от 50 до 500 мкм. Индивиды имеют прямолинейные межзерновые границы и ненарушенное строение кристаллической решетки. Редко встречаются монокристаллы. По химическому составу зерна однородны, среди примесей наиболее часто встречаются Ag, Hg и Cu.

По мере транспортировки самородного золота в рыхлых склоновых отложениях и в гидродинамических потоках рек оно значительно преобразуется. В соответствии с данными (Петровская, 1973; Никифорова и др., 2020) зерна золота окатываются, что выражается в обмятии и перековке внешних частей золотин и приближении их формы к шарообразной, и уплощаются, что проявляется при длительной транспортировке. Изменение внутренних частей заключается в деформации кристаллической структуры индивидов, слагающих агрегаты самородного золота, возникновении участков локальной разориентировки кристаллической решетки и механических двойников. Количество структурных признаков механической деформации увеличивается по мере удаления от коренных источников.

Характерно образование высокопробных кайм не только в россыпях. Одной из первых работ, в которых отмечалась повышенная пробность самородного золота в россыпях, является труд саксонского горного инженера Ульриха фон Кальве (1505). Образование кайм повышенной пробности отмечалось многими исследователями (Fisher, 1935; Петровская, Фастолович, 1955; Николаева, 1978; Groen et al., 1990), однако единое мнение о механизме их образования сформировано не было. Метод EBSD позволил нам изучить строение высокопробных кайм и предложить механизм их формирования.

Каймы имеют поликристаллическое тонкозернистое строение и состоят из полигональных в сечении индивидов размером от первых до 50 мкм. Индивиды, слагающие каймы, как правило, имеют однородное строение, не деформированы, лишены участков разориентировки кристаллической решетки и двойников. Зерна в пределах кайм имеют близкие размеры, ровные и прямолинейные границы. Мощность кайм составляет 10–30 мкм; в наиболее удаленных от коренных источников участках россыпей отмечаются тонкозернистые мозаичные агрегаты во всем объеме зерен золота. Каймы с тонкозернистым мозаичным строением характеризуются пониженным относительно центральных частей золотин содержанием Ag и других примесей.

Развитие в пределах одного агрегата самородного золота участков, значительно различающихся по структуре, от крупнозернистых центральных частей и тонкозернистых кайм, свидетельствует о различном генезисе этих образований. Это подтверждается характером границы между центральной частью и каймой. Внутри обоих участков сечения индивидов по форме близки к выпуклым многоугольникам и имеют прямолинейные границы, при этом граница между этими участками имеет сложную извилистую форму с многочисленными выступами зерен каймы в индивиды центральных частей. Наиболее вероятным объяснением существования двух различных структур в пределах одного агрегата является формирование краевых участков в результате перекристаллизации.

На основании особенностей внутреннего строения сформирована модель образования высокопробных периферических оболочек в результате перекристаллизации. При транспортировке золота происходят многочисленные механические деформации, наиболее проявленные в краевых частях. Накопленные в кристаллической решетке напряжения приводят к пере-

кристаллизации самородного золота, в результате которой образуется тонкозернистый агрегат в соответствии с морфологическими законами перекристаллизации (Григорьев, Жабин, 1975; Попов, 2011). Движение межзерновых границ создает условия для выноса примесей. Модель подтверждается отсутствием структур деформаций в центральных частях золотин и их распространением в краевых перекристаллизованных зонах.

Еще один тип структур преобразования золота установлен в краевых зонах частиц самородного золота из россыпей Мурзинской группы. Он характеризуется развитием участков повышенной пробы пятнистой текстуры. В матрице высокопробного золота, представленной агрегатом индивидов размером 5–10 мкм, располагаются многочисленные зерна более низкопробного золота, по составу соответствующего центральным неизменным частям золотин. Высокопробные участки содержат многочисленные включения минерала группы рабдофана, образующего прорастания сложной формы. Совокупность структурных особенностей указывает на формирование этих участков в результате замещения первичного золота. Разное содержание примесей свидетельствует о выносе Ag и Hg при замещении. Возможный механизм замещения заключается в электрохимическом самоочищении, в ходе которого происходит растворение первичного золота, его переотложение в виде высокопробной фазы и удаление примесей растворами. В результате образуется тонкозернистый агрегат новообразованного золота с реликтовыми участками богатого примесями первичного золота, а также формируются сростания с рабдофаном. Необходимые условия соответствуют обстановкам кор выветривания, в которых самородное золото подвергается воздействию растворов, насыщенных продуктами разложения породообразующих минералов и сульфидов.

Заключение. В результате исследований впервые с применением метода EBSD охарактеризовано внутреннее строение самородного золота на всех этапах его движения от коренных источников до россыпей различных генетических типов. Установлена связь между структурными изменениями в самородном золоте и преобразованиями его химического состава. Для самородного золота ближнего сноса характерно наследование внутреннего строения и химического состава коренного источника. С увеличением дальности транспортировки и при переотложении самородного золота из промежуточных коллекторов возрастает степень перекристаллизации и повышения пробы самородного золота вплоть до полного выноса примесей и потери первичного строения. На основании структурно-вещественных исследований установлены два механизма очищения самородного золота от примесей в гипергенных условиях. Первый механизм, характерный для слабо перемещенных отложений (элювий, делювий ближнего сноса), заключается в растворении самородного золота вадозными растворами и отложении высокопробного золота за счет возникновения разности электрохимических потенциалов. Второй механизм, проявляющийся в аллювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях, реализуется за счет перекристаллизации наиболее деформированных краевых участков золотин.

Литература

- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. Л.–М.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 505 с.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов: индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
- Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. С. 1514–1534.
- Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 102 с.
- Петровская Н.В. Самородное золото: общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Петровская Н.В., Фасталович А.И. Изменение внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей // Вопросы геологии Азии, т. II. М.: АН СССР, 1955. С. 245–246.

Понов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 165 с.

Groen J.C., Craig J.R., Rimstidt J.D. Gold-rich rim formation on electrum grains in placers // The Canadian Mineralogist. 1990. Vol. 28. P. 207–228.

Fisher M.S. The origin and composition of alluvial gold, with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea // Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. 1935. Vol. 44. P. 337–420.

**Р.А. Гатауллин¹, А.В. Сначёв^{1, 2}, Д.Е. Савельев¹,
В.Э. Баширов^{1, 2}, Т.Д. Шабутдинов¹**

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия

² – Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа, Россия
rusgatln97@gmail.com

Минералы платиновой группы из золотоносных россыпей Тарлау и Муринская (Южный Урал)

Аннотация. Приведены результаты изучения минералов платиновой группы (МПП) из золотоносных россыпей Тарлау и Муринская Уразовского россыпного поля (Южный Урал). По составу МПП относятся к сплавам тугоплавких платиноидов и изоферроплатине, с преобладанием первых в соотношении примерно 10:1. Зерна изоферроплатины более окатаны. Зерна тугоплавких МПП содержат включения лаурита, эрликманита, пентландита, минералов ряда туламинит-ферроникельплатина, хонгшиита, борнита, платины. Изоферроплатина содержит самородные осмий и рутений, арсениды и сульфиды Rh, амфибол, измененные Mg-Fe силикаты и алюмосиликаты. В качестве источника тугоплавких платиноидов предполагаются хромититы из мантийного разреза офиолитовых комплексов, источником платины – хромититы переходных верлит-пироксенитовых комплексов тех же массивов.

**R.A. Gataullin¹, A.V. Snachev^{1, 2}, D.E. Saveliev¹,
V.E. Bashirov^{1, 2}, T.D. Shabutdinov¹**

¹ – Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

² – Ufa University of Science and Technology, Ufa, Russia

Platinum group minerals from the Tarlau and Murinskaya gold placers (South Urals)

Abstract. The paper describes platinum group minerals (PGMs) from the Tarlau and Murinskaya gold placers located in the Urazovo placer field (South Urals). In composition, the PGMs belong to alloys of refractory platinum group elements and isoferroplatinum at a ratio of ~10:1. The isoferroplatinum grains are rounder. The PGM grains contain inclusion of laurite, erlichmanite, pentlandite, minerals of the tulameenite–ferronickelplatinum series, hongshiite, Rh sulfides and arsenides, amphibole, olivine, and native ruthenium and osmium (in platinum grains). Chromitites from the mantle section of ophiolite complexes yielded refractory PGM grains, whereas platinum was sourced from chromitites of transitional wehrlite–pyroxenite complexes in the same massifs.

Россыпи Тарлау и Муринская входят в Уразовское россыпное поле, расположенное в пределах Миндяжской эрозионно-структурной депрессии. Для депрессии характерны плосковершинные, иногда куполовидные формы возвышенностей, представляющие собой останцовые фрагменты денудационных поверхностей, разделенные заболоченными понижениями долины. Западная граница депрессии совпадает с зоной Главного Уральского разлома (Казаков, 2019).

Муринская россыпь располагается на южном продолжении простираения россыпи Тарлау, разобщенной с последней долиной р. Тарлау. Отработка россыпи начата до 1917 г.

По свидетельству старожиллов добыча в небольших объемах производилась старателями в годы войны и послевоенное время. Россыпь прорезает плиоценовую террасу и сопряжена с эоплейстоценовой аллювиальной толщей фрагментарно сохранившейся в днище долины р. Урал (Казаков, Салихов, 2006).

В россыпях отмечены зерна минералов платиновой группы (МПП) до 1–2 % от содержания золота (Казаков, Салихов, 2006). Нами исследовано 72 зерна МПП, состав семи зерен из них соответствует изоферроплатине, среди тугоплавких платиноидов 16 зерен имеют преимущественно иридиевый состав, 29 – преимущественно осмиевый, 20 – рутениевый. Окатанность и изометричность зерен широко варьируют: для железо-платиновых твердых растворов характерно преобладание окатанных и изометричных форм, особенно – для изоферроплатины, что, по-видимому, связано с кубической сингонией изоферроплатины и гексагональной сплавов тугоплавких платиноидов.

Изоферроплатина наиболее богата включениями: их содержат почти все изученные зерна. Включения представлены самородными осмием, рутением, арсенидами и сульфидами Rh, амфиболом, алюмосиликатами переменного состава. Для хромититов переходных комплексов офиолитов известны сходные ассоциации интерметаллидов платины и железа, содержащих Ni, с минералами Rh и арсенидами PPGE (Савельев, 2024).

В зернах Os-Ir-Ru широко развиты мелкие округлые включения изоферроплатины, также в них отмечаются многочисленные включения медистой платины размером до 10 мкм, лаурита, родийсодержащего пентландита, иридной изоферроплатины, туламинита, амфибола и хлорита. Сходные ассоциации пентландита с никелистыми сульфидами наблюдаются в хромититах из мантийного разреза массивов Крака (Garuti et al., 2021). Сrostки силикатных минералов с тугоплавкими платиноидами известны для МПП из хромититов офиолитового массива Кемпирсай (Distler et al., 2008) и других мафит-ультрамафитовых массивов Урала и Сибири (Cabri et al., 2022).

Известно, что рудные хромититы в мантийном комплексе офиолитов содержат тугоплавкие платиноиды, а верлит-клинопироксенитовые комплексы и значительно реже, мантийный разрез – минералы платины ферроплатинового ряда (González-Jiménez et al., 2011), иногда непосредственно изоферроплатине (Tolstykh et al., 2009). По составу изученные тугоплавкие платиноиды соответствуют как самородным фазам из офиолитовых хромититов, так и валовым соотношениям тугоплавких ЭПП в офиолитовых хромититах (рисунок).

Таким образом, хромититы мантийного разреза можно считать наиболее вероятным источником зерен системы Ru-Os-Ir, а хромититы переходного и корового комплексов – источником минералов платины. Состав изученных зерен изоферроплатины несколько «облагорожен» по сравнению с большинством полей платиноидного состава верлит-клинопироксенитовых разрезов офиолитовых комплексов (рис. б). Это может быть связано с выщелачиванием железа в ходе перемещения зерен железистой платины в условиях водных потоков.

Для исследованных зерен тугоплавких платиноидов характерна значительная вариация содержания рутения; сходный состав тугоплавких платиноидов свойственен для географически близких к Тарлау россыпей Миасской группы (Киалимская, Малоиремельская), Байрамгуловской россыпной зоны (Байрамгуловская, Ингульская россыпи) (Зайков и др., 2016). Платиноиды наиболее близкой Малоиремельской россыпи связываются с коренными источниками из хромититов мантийного разреза массива Нурали (Зайков и др., 2017).

Таким образом, изучение МПП из золотоносных россыпей Тарлау и Мушинская показало, что по составу они относятся к двум типам: изоферроплатине и сплавам системы Os-Ir-Ru с преобладанием осмия, иридия или рутения. Сульфиды и арсениды встречены в виде включений в основных МПП. На треугольной диаграмме составов тугоплавких платиноидов расположение фигуративных точек анализов образует практически непрерывный тренд, ко-

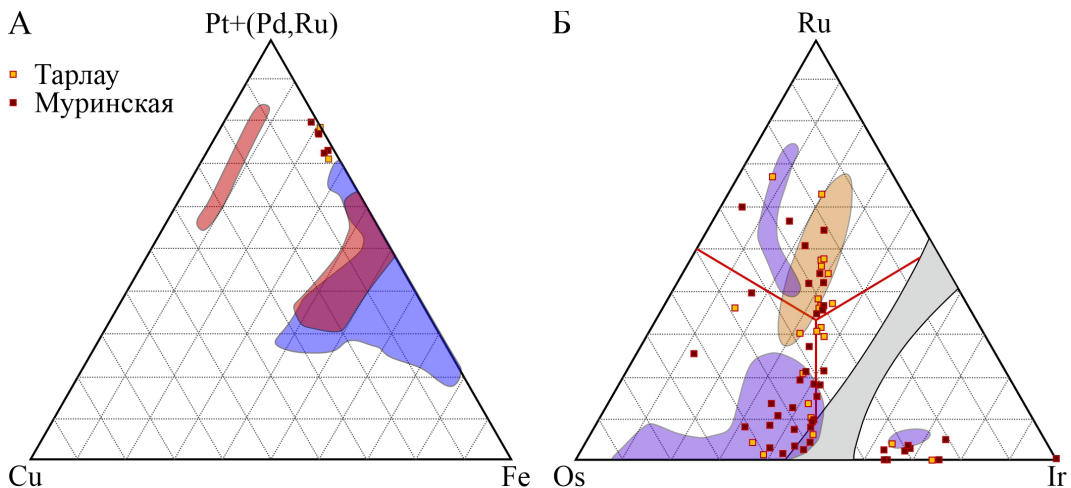


Рис. Составы зерен платиноидов из россыпей Тарлау и Муринская: А – изоферроплатина с полями составов минералов платины из хромититов верлит-клинопироксенитовых комплексов массивов Крака (синее) и Нурали (красное) по данным (Rakhimov et al., 2021); Б – сплавы тугоплавких платиноидов с осмий-рутениевым и рутениевым трендами для платиноидов Миасской группы россыпей (Зайков и др., 2016). Зона несмесимости дана по (Harris, Cabri, 1991). Поля: фиолетовые – составы природных сплавов из офиолитовых хромититов (Zaccarini et al., 2005; Melcher et al., 1997; Vatin-Perignon et al., 2000), красное – валовые соотношения Ru, Os и Ir в хромититах офиолита Bou Azzer, Морокко (El Ghorfi, 2008).

торый совпадает с таковым для большинства МПГ из россыпей Главного Уральского разлома. Морфологические особенности, химический состав и включения в МПГ указывает на их вероятный источник – массивы габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса ($v\sigma O_{1-2}S$).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>.

Литература

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

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Крайнев Ю.Д. Сrostки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31–46.

Казаков П.В. Россыпи золота в погребенном карсте Миндяжской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Серия: Геология. 2019. Т. 18. С. 267–275.

Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. Ч. 2. 287 с.

Савельев Д.Е. МПГ в хромититах массивов Крака (Южный Урал): разнообразие и происхождение // Георесурсы. 2024. Т. 26. С. 275–286.

Cabri L.J., Oberthür T., Keays R.R. Origin and depositional history of platinum-group minerals in placers – A critical review of facts and fiction // Ore Geology Reviews. 2022. Vol. 144. Article #104733.

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.

El Ghorfi M., Melcher F., Oberthür T., Boukhari A.E., Maacha L., Maddi A., Mhaili M. Platinum group minerals in podiform chromitites of the Bou Azzer ophiolite, Anti Atlas, Central Morocco // Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 92. P. 59–80.

Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. Chromite-PGM mineralization in the Iherzolite mantle tectonite of the Kraka Ophiolite Complex (Southern Urals, Russia) // Minerals. 2021. Vol. 11. Article #1287.

González-Jiménez J.M., Augé T., Gervilla F., Bailly L., Proenza J.A., Griffin W.L. Mineralogy and geochemistry of platinum-rich chromitites from the mantle–crust transition zone at Ouen Island, New Caledonia ophiolite // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. P. 1549–1569.

Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-elementalloys: review and revision // The Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 231–237.

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // Journal of Petrology. 1997. Vol. 38. P. 1419–1458.

Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Vishnevskiy A.V. Platinum metal mineralization of the South Urals magmatic complexes: geological and geodynamic characteristics of formations, problems of their genesis, and prospects // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. Vol. 12 (2). P. 409–434.

Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A. Platinum-group minerals from the Olkhovaya–1 placer related to the Karaginsky Ophiolite Complex, the Kamchatskiy Mys Peninsula, Russia // The Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47. P. 1057–1074.

Vatin-Perignon N., Amosse J., Radelli L., Keller F., Castro Leyva T. Platinum-group elements behaviour and thermochemical constraints in the ultrabasic-basic complex of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico // Lithos. 2000. Vol. 53. P. 59–80.

Zaccarini F., Proenza J.A., Ortega-Gutierrez F., Garuti G. Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlán complex, southern Mexico): implications for post-magmatic modification // Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 84. P. 147–168.

И.Д. Соболев¹, А.П. Кондрикова¹, Е.А. Гладкочуб², И.В. Викентьев¹

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

² – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

U-Pb LA-ICP-MS датирование апатита из рудовмещающих габброидов Василювского Pt-Au-Pd рудопроявления (Войкарская зона Полярного Урала)

Аннотация. Для Pt-Au-Pd Василювского проявления (Войкарская зона Полярного Урала) получены первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования апатита из рудовмещающих габброидов. Раннедевонский возраст апатита (399 ± 10 и 401 ± 27 млн лет) и надсубдукционные геохимические характеристики габброидов свидетельствуют о сходстве пород с ранне-среднедевонскими островодужными plutонитами собского комплекса и габброидами Платиноносного пояса Урала, а не с офиолитовыми габбро кэршорского комплекса.

I.D. Sobolev¹, A.P. Kondrikova¹, E.A. Gladkochub², I.V. Vikentiev¹

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

² – Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite from ore-hosting gabbroids of the Vasilinovskoe Pt-Au-Pd deposit (Voikar Zone of the Polar Urals)

Abstract. U-Pb LA-ICP-MS age of apatite is first measured for ore-bearing gabbroids of the Vasilinovskoye Pt-Au-Pd ore occurrence (Voikar Zone of the Polar Urals). The Early Devonian age of apatite (399 ± 10 and 401 ± 27 Ma) and supra-subduction geochemical characteristics of gabbroids indicate their similarity with the Early–Middle Devonian island-arc plutonic rocks of the Sob complex and gabbroids of the Urals Platinum Belt rather than with ophiolitic gabbro of the Kershore complex.

Малосульфидное Pt-Au-Pd рудопроявление Василюновское расположено в 3 км к СВ от пос. Харп (Ямало-Ненецкий автономный округ) (Викентьев и др., 2023). На современных геологических картах вмещающие его породы относятся к полосчатому кэршорскому дунит-верлит-клинопироксенит-габбровому комплексу (Прямоносов и др., 2001; Шишкин и др., 2007). Возраст пород кэршорского комплекса для разных участков Войкарской зоны Полярного Урала принимается либо позднеордовикским (446 ± 2 , 447 ± 4 , 454 ± 7 млн лет) (Ремизов и др., 2010; 2014), либо раннедевонским (410 ± 15 млн лет) (Ронкин и др., 2000; Прямоносов и др., 2001; Кузнецов и др., 2001). Представления о геодинамической обстановке формирования кэршорского комплекса также неоднозначны (Ремизов и др., 2014). По одним представлениям он объединяет мафит-ультрамафитовые породы переходной зоны между верхней мантией и океанической корой офиолитовой ассоциации (Савельев, Савельева, 1977; Пучков, Штейнберг, 1990; Куренков и др., 2002; Ремизов, 2004, Ремизов и др., 2010). Согласно другой точке зрения, в составе кэршорского комплекса ошибочно объединены два генетических типа габброидов: позднеордовикские офиолитовые (низкостронциевые, обедненные РЗЭ, $La_N/Yb_N < 0.1-0.4$) и раннедевонские пестофиолитовые – островодужные (высокостронциевые, обогащенные РЗЭ, $La_N/Yb_N > 1$) (Шмелев, Мон, 2013). По результатам наших исследований габброиды, развитые в пределах Василюновского рудопроявления, соответствуют последним (Соболев и др., 2025).

На Василюновском рудопроявлении, вскрытом в карьере Амфиболитовый, преобладают амфиболитизированные габброиды с реликтовой габбровой и наложенной лепидограноматобластовой структурами. Часто встречаются полосчатые разности, местами породы превращены в амфиболиты, а на участках проявления динамометаморфизма вблизи Главной Уральской сутуры – в бластомилониты. Присутствуют и малоизмененные слабо амфиболитизированные габбронориты. Характер перехода слабо амфиболитизированных габброноритов в сильно амфиболитизированные габброиды варьирует от резкого (мощностью 1–3 см) до постепенного (в интервалах 0.5–1 м).

Габбронориты имеют порфириовидную структуру за счет крупных выделений плагиоклаза. Их минеральный состав: плагиоклаз – An_{53-80} (25–60 об. %), клино- и ортопироксены (40–70 об. %), паргасит (до 3 об. %), ильменит-магнетитовые агрегаты (около 2 об. %) и апатит (менее 1 об. %). Паргасит обрастает и замещает пироксены, а также развивается вокруг магнетит-ильменитовых агрегатов. В сильно амфиболитизированных габброидах пироксены полностью или почти полностью замещены паргаситом. Для таких разностей часто характерны еще более поздние более низкотемпературные преобразования (актинолитизация роговой обманки, сосюритизация плагиоклаза и оталькование, вероятно, ортопироксена). Сульфиды в габброноритах и амфиболитизированных габброидах представлены халькопиритом, пиритом и борнитом. Апатит образует включения в пироксенах и в плагиоклазе, а также сростания с более поздними ильменит-магнетитовыми агрегатами и содержится в зернах роговой обманки. Апатит представлен бесцветными прозрачными субидiomорфными столбчатыми зернами шестиугольного сечения длиной до 250 мкм. В катодном свете апатит имеет однородное свечение (без зональности) в желто-оранжевых тонах.

Наименее амфиболитизированные габбронориты относятся к петрохимическому ряду нормальной и пониженной щелочности и характеризуются относительно небольшими вариациями (мас. %) SiO_2 (49.0–51.3), TiO_2 (0.6–0.8), Al_2O_3 (12.5–18.2), $FeO_{общее}$ (9.8–13.8), MgO (5.0–8.3), CaO (10.4–11.9), Na_2O (2.0–2.8), K_2O (0.1–0.2), P_2O_5 (0.1–0.3). Сильно амфиболитизированные габброиды имеют сходные с габброноритами петрохимические характеристики при несколько больших диапазонах значений (мас. %) SiO_2 (41.6–55.5), TiO_2 (0.4–0.9), Al_2O_3 (15.4–21.7), $FeO_{общее}$ (9.0–14.0), MgO (4.7–8.2), CaO (9.6–14.1), Na_2O (1.0–3.2), K_2O (0.1–0.6), P_2O_5 (0.01–0.3). Обеим разновидностям габброидов свойственны близкие содержания микроэлементов. В них отмечаются высокие содержания Sr (231–496 г/т) и низкие суммы РЗЭ (10–

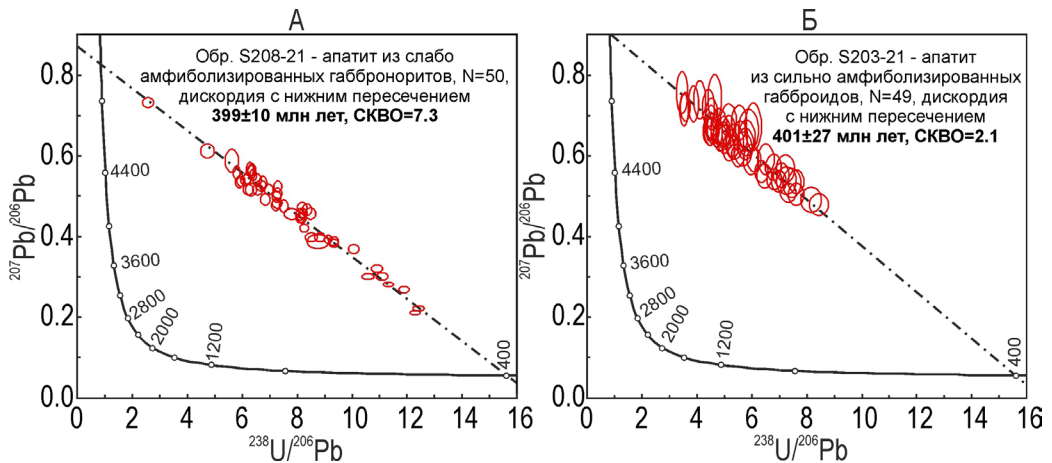


Рис. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ для апатита из рудовмещающих габброидов Pt-Au-Pd Василиновского проявления Войкарской зоны Полярного Урала. Эллипсы погрешностей на уровне 2σ .

35 г/т). Распределение РЗЭ слабо дифференцированное ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.5\text{--}2$), с незначительной положительной или отрицательной Eu аномалией (0.8–1.7). На диаграмме распределения элементов-примесей в габброидах относительно состава примитивной мантии отмечается слабое обогащение некоторыми крупноионными литофильными элементами (Cs, Ba, Pb, Sr) относительно высокозарядных (Nb, P, Zr, Hf, в некоторых случаях Ta), положительные аномалии Pb и Sr и отрицательные – Nb, Zr-Hf и Th.

По геохимическим характеристикам высокостронциевые габброиды Василиновского рудопоявления более сходны с островодужными габброидами и диоритоидами собского комплекса Полярного Урала (Соболев и др., 2018 и ссылки в этой работе) и габброноритами тагило-кытлымского комплекса Платиноносного пояса Приполярного Урала (Шмелев, 2005), чем с типичными низкостронциевыми габброидами кэршорского комплекса.

Результаты U-Pb ЛА-ИСП-МС датирования апатита из слабоамфиболизированных габброноритов (S208-21) и сильноамфиболизированных (роговообманковые) сосюритизированных габброидов с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой без следов динамометаморфизма (S203-21) на диаграмме Тера-Вассербурга ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) образуют дискордии с точками нижнего пересечения с конкордией при возрастах 399 ± 10 млн лет (СКВО = 7.3) и 401 ± 27 млн лет (СКВО = 2.1), соответственно (дискордии построены в программе Isoplot 4.15 без предварительной отбраковки анализов с большими ошибками определения изотопных отношений) (рисунок). Полученные раннедевонские датировки апатита, вероятно, близки ко времени формирования габброноритов и соотносятся с ранне-среднедевонским возрастом габбро-диорит-тоналитового Собского батолита (пород собского и конгорского комплексов). Процессы высокотемпературной амфиболизации пироксенов и обрастания роговой обманкой магнетит-ильменитовых сростков, вероятно, были несильно оторваны по времени от кристаллизации габброноритов, поскольку нет значительных отличий между возрастом апатита из слабо и сильно амфиболизированных пород. Для более точной оценки возраста амфиболизации необходимы дополнительные исследования. Возраст апатита хорошо согласуется с ранее полученной Sm-Nd изохроной (408 ± 21 млн лет) для этой же пробы габброноритов (Соболев и др., 2025). Сопоставимый раннедевонский (404 ± 2 млн лет) возраст цирконов из амфиболизированных габброидов Василиновского рудопоявления недавно опубликован другим научным коллективом (Губарев и др., 2025). Согласованность датировок, сделанных разными изотопными методами, свидетельствует об их надежности.

Таким образом, исследования показали, что на Полярном Урале распространены, наряду с офиолитовыми, раннедевонские островодужные габброиды с Pt-Au-Pd минерализацией, сопоставимые по возрасту и геохимическим характеристикам с габброидами Платиноносного пояса Урала.

Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ (№ проекта 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

Литература

Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д. и др. Платино-палладиевое рудопоявление Василиновское: новый тип благороднометальной минерализации на Урале // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 45–55.

Губарев И.А., Шайбеков Р.И., Куликова А.В., Котлер П.Д. Новые данные о возрасте габброидов Cu-Au-Pd рудопоявления Василиновское, Полярный Урал // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Тезисы международной конференции. М.: ЦНИГРИ, 2025. С. 100–102.

Кузнецов Н.Б., Руженцев С.В., Савельева Г.Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Северо-Войкарской площади. Листы Q-41-XVI, XVII, Полярный Урал. Пос. Полярный, 2001.

Куренков С.Л., Диденко А.Н., Симонов В.Л. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q41-XII. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.

Пучков В.Н., Штейнберг Д.С. Строение, эволюция и минералогия гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 229 с.

Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.

Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 2. С. 238–242.

Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе издание, цифровое). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.

Ронкин Ю.Л., Прямоносов А.П., Телегина Т.В., Лепихина О.П. Дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sr-Nd ограничения // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 302–305.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.

Соболев И.Д., Кондрикова А.П., Якушик М.А. и др. Рудовмещающие габброиды Pt-Au-Pd Василиновского рудопоявления (Войкарская зона Полярного Урала) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2025. С. 162–164.

Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.

Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41–59.

Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады академии наук. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.

А.П. Кондрикова¹, И.Д. Соболев¹, Е.А. Гладкочуб², И.В. Викентьев¹

*¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
kondra-fm@yandex.ru*

² – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

U-Pb LA-ICP-MS датирование апатита из дайки микрогабброноритов лагортаюского комплекса на Au-Pt-Pd Озерном рудопроявлении Войкарской зоны Полярного Урала

Аннотация. Представлены первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования апатита из дайки микрогабброноритов лагортаюского комплекса, породы которого секут образования полосчатого кэршорского комплекса, вмещающие Au-Pt-Pd рудопроявление Озёрное (Войкарская зона Полярного Урала). Раннедевонский (415 ± 34 млн лет) возраст апатита и близость химического состава пород к N-MORB свидетельствуют о существовании в это время на территории Полярного Урала бассейна с корой океанического типа. Установленный возраст, вероятно, является верхним ограничением для рудопроявляющих ультрамафитов кэршорского комплекса и, возможно, для благороднометалльной минерализации.

A.P. Kondrikova¹, I.D. Sobolev¹, E.A. Gladkochub², I.V. Vikentiev¹

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

² – Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite from a microgabbro dike of the Lagortayu complex at the Ozernoe Au-Pt-Pd deposit of the Voikar zone, Polar Urals

Abstract. First results of U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite from a microgabbro dike of the Lagortayu Complex are presented. The rocks of this complex intrude the ultramafic rocks of the banded Kershov complex, which hosts the Ozernoe Au-Pt-Pd occurrence (Voikar Zone, Polar Urals). The Early Devonian (415 ± 34 Ma) age of apatite and similarity of chemical composition of rocks with N-MORBs indicate the presence of a basin with oceanic crust in the Polar Urals at this time. This age likely reflects the upper limit for the ore-hosting ultramafic rocks of the Kershov complex and, possibly, for the noble metal mineralization.

Для Au-Pt-Pd рудопроявления Озёрное (Войкарская зона Полярного Урала), приуроченного к породам оливинит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского полосчатого комплекса, впервые выполнено U-Pb LA-ICP-MS датирование апатита из секущей дайки микрогабброноритов лагортаюского комплекса (рис. 1). Лагортаюский комплекс представлен двумя интрузивными фазами (Кузнецов и др., 2001). Породы первой фазы представлены оливиновыми габбро и троктолитами; породы второй фазы – изотропными и пегматоидными габбро, долеритами и микрогабброидами, слагающими параллельные дайки, реже силлы, а также габбродолеритами и базальтами со штокверками плагиогранитов. Предполагается, что дайки маркируют осевую зону медленного палеоспрединга, которая хаотично меняла свое положение (Кузнецов и др., 2001). Породы обеих фаз контактируют с породами райизско-войкарского и кэршорского комплексов. В дайковых роях лагортаюского комплекса встречаются ксенолиты и скрины пироксенитов, верлитов и габбро кэршорского и ультрабазитов райизско-войкарского комплексов (Кузнецов и др., 2001).

Возраст пород кэршорского и лагортаюского комплексов разными исследователями для различных участков Войкарской зоны Полярного Урала принимается либо позднеордо-

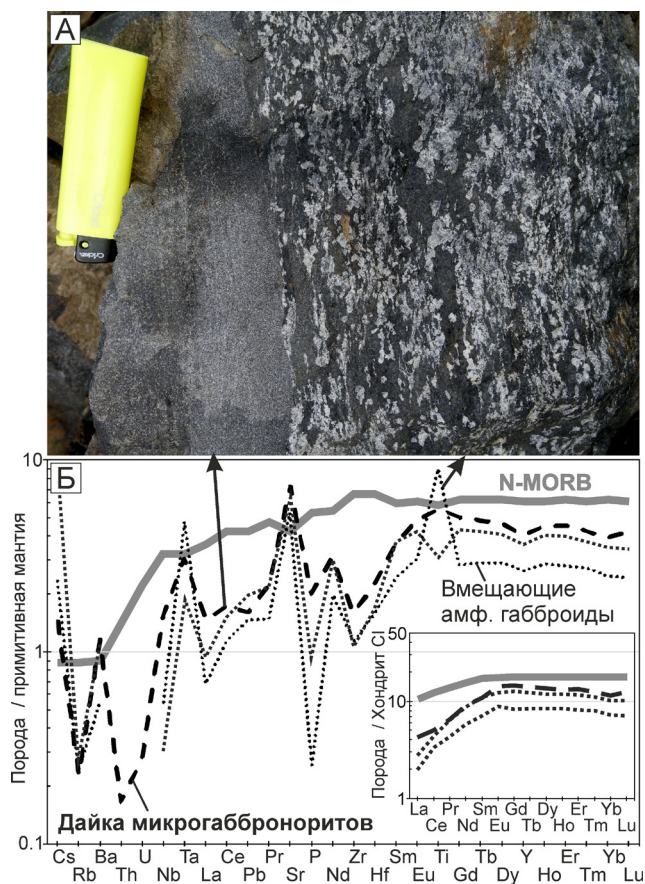


Рис. 1. Контакт дайки микрогабброноритов лагортаюского комплекса с амфиболитизированными среднезернистыми габброидами предположительно более ранней фазы лагортаюского комплекса (А); диаграммы распределения элементов-примесей в дайке микрогабброноритов и вмещающих амфиболитизированных габброидах (нормировано к составу примитивной мантии и к хондриту С1, соответственно) (Б).

викским (446–454 и 441–453 млн лет, соответственно) (Ремизов и др., 2010; 2012; 2014), либо раннедевонским (410±15 млн лет) (Ронкин и др., 2000; Прямоносков и др., 2001; Кузнецов и др., 2001). Представления о геодинамической обстановке формирования этих образований на разных участках неоднозначны (Ремизов и др., 2014). Так, например, дайки долеритов р. Лагортаю имеют надсубдукционные геохимические характеристики, близкие к таковым раннедевонских островодужных образований Собского батолита, а дайки амфиболитизированных базитов р. Правая Пайера близки к N-MORB.

В полосе выходов пород лагортаюского комплекса, находящихся к северу от рудных зон Озерного проявления, нами исследована одна из наиболее молодых даек, сложенная практически не метаморфизованными микрогабброноритами. Дайка пересекает среднезернистые такситовые амфиболитизированные габброиды, предположительно, первой фазы лагортаюского комплекса, которые, в свою очередь, прорывают рудовмещающие ультрамафиты кэршорского комплекса. Мощность дайки составляет 0.2 м, контакты с вмещающими среднезернистыми габброидами резкие, без видимых зон закалки (рис. 1А). Микрогаббронориты имеют массив-

ную текстуру и мелкозернистую гипидиоморфнозернистую с элементами пойкилоофитовой структуры. Породообразующие минералы представлены клинопироксеном (35 об. %), ортопироксеном (35 об. %) и плагиоклазом (26 об. %). Пироксены образуют ксеноморфные, реже призматические зерна размером не более 0.6 мм. Плагиоклаз (An_{55}) в виде полисинтетически сдвойникованных субидиоморфных табличек длиной до 0.3 мм входит в состав основной массы и образует хадакристаллы в более крупных выделениях пироксенов. В породах содержатся магнетит-ильменитовые сростки размером 0.03–0.4 мм, выполняющие интерстиции между зернами породообразующих минералов, и тонкие мирмекитовые вроски магнетита в породообразующих силикатах. Сульфиды представлены единичными ксеноморфными, реже глобулярными халькопирит-пирротиновыми (1/4–1/8) обособлениями. В единичных случаях в халькопирит-пирротиновых агрегатах отмечаются вроски пентландита. Размер выделений сульфидов составляет 0.03–0.09 мм. Среди аксессуарных минералов отмечается апатит (менее 1 об. %) в виде зерен длиной до 0.1 мм.

Габбронориты и вмещающие амфиболизированные габброиды соответствуют породам нормальной щелочности Na-типа. Содержания петрогенных оксидов в них соответственно составляют (мас. %): SiO_2 (49.58), TiO_2 (1.24), Al_2O_3 (16.16), FeO общее (12.45), MgO (6.65) CaO (10.58), Na_2O (3.01), K_2O (0.02), P_2O_5 (0.1) и SiO_2 (42.61–49.86), TiO_2 (0.67–1.97), Al_2O_3 (14.43–16.44), FeO общее (9.76–17.88), MgO (8.32–8.34) CaO (11.94–13.34), Na_2O (1.22–2.74), K_2O (0.03–0.04), P_2O_5 (0.02–0.04). Характерными особенностями габброноритов и амфиболизированных габброидов являются низкие содержания Sr – 154 и 112–136 г/т и суммарные содержания РЗЭ – 23.9 и 14.8–21.3 г/т, соответственно. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ характеризуется слабым обеднением легкими лантаноидами относительно тяжелых: La_N/Yb_N – 0.37 и 0.27–0.28. Микрогаббронориты и вмещающие амфиболизированные габброиды слабо обогащены средними и тяжелыми РЗЭ относительно легких РЗЭ и большинства высокозарядных и крупноионных элементов, за исключением Sr (рис. 1Б). При сходном характере распределения микроэлементов в этих породах микрогаббронориты обогащены почти всеми несовместимыми элементами. По характеру распределения микроэлементов оба типа пород сходны и наиболее близки к океаническим базальтам типа N-MORB, отличаясь от них большей деплетированностью составов. На спектрах отмечаются отдельные максимумы по Ta, Sr и Ti, а также Th-U и Zr-Hf минимумы. Такие геохимические характеристики свойственны габброидам срединно-океанических хребтов и обстановок задугового спрединга.

Результаты U-Pb LA-ИСП-МС датирования апатита из пробы габброноритов (обр. ОЯ-69) представлены на диаграмме Тера-Вассербурга (рис. 2). Получена дискордия с точкой нижнего пересечения с конкордией при возрасте 415 ± 34 млн лет (2σ , СКВО = 1.5) (дискордия построена в программе Isoplot 4.15 без предварительной отбраковки анализов с большими ошибками определения изотопных отношений). Учитывая незначительную степень вторичных преобразований микрогабброноритов и их относительно быструю кристаллизацию (мелкозернистая структура), полученный возраст апатита, вероятно, близок ко времени их кристаллизации.

Породы лагортаюского комплекса пересекают ультрамафиты кэршорского комплекса, возраст которых в этой части Полярного Урала определен Sm/Nd методом как раннедевонский (410 ± 15 млн лет) (Ронкин и др., 2001; Прямоносков и др., 2001). Полученный нами возраст апатита (415 ± 34 млн лет) из поздней дайки микрогабброноритов лагортаюского комплекса не противоречит этим геохронологическим данным и геологической ситуации. Раннедевонский возраст апатита является верхним возрастным ограничением для рудовмещающих ультрамафитов кэршорского комплекса и, возможно, для благороднометалльной минерализации Озерного проявления.

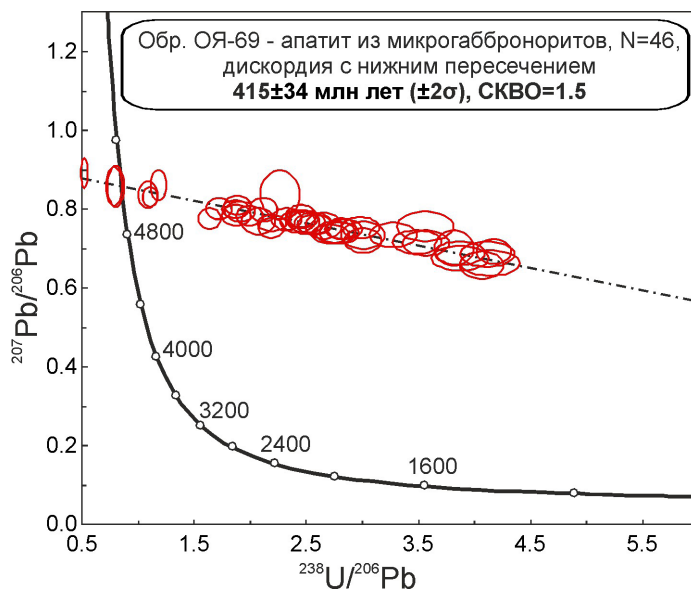


Рис. 2. Результаты U-Pb датирования апатита из дайки микрогабброноритов на диаграмме Тера-Вассербурга. Эллипсы погрешностей на уровне 2σ .

Таким образом, полученные результаты являются важным свидетельством, того, что в раннем девоне на территории Полярного Урала существовал бассейн с корой океанического типа. Наши данные подтверждают концепцию (Кузнецов, Романюк, 2014) о длительном (до раннего девона включительно) формировании Войкарского задугового бассейна. Наличие раннедевонской океанической литосферы в Войкарском бассейне только предполагалось на основании единичных изотопно-геохронологических данных, и новая датировка важна для палеотектонических реконструкций Полярноуральского региона.

Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ (№ проекта 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

Литература

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. 2014. № 5. С. 56–70.

Кузнецов Н.Б., Руженцев С.В., Савельева Г.Н. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Северо-Войкарской площади. Листы Q-41-XVI, XVII, Полярный Урал. Пос. Полярный, 2001.

Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.

Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 2. С. 238–242.

Ремизов Д.Н., Куликова К.В., Сычев С.Н. и др. U-Pb возраст цирконов из плагиигранитов лагортауского дайкового комплекса на Полярном Урале // Доклады академии наук. 2012. Т. 447. № 5. С. 538–540.

Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе издание, цифровое). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.

Ронкин Ю.Л., Прямоносков А.П., Телегина Т.В., Лепихина О.П. Дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sr-Nd ограничения // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 302–305.

Е.А. Пронякин

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, Россия
pronyakinea@igm.nsc.ru*

Минералогия, изотопный состав (S, O, C) и условия формирования золото-сульфидного оруденения Новолушниковского рудопроявления (Салаирский кряж)

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

Аннотация. Приведены результаты изучения руд Новолушниковского рудопроявления в северо-западном Салаире. Руды состоят из пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита и редких минералов Bi, Te, Co и Ni. Выделено два рудных этапа, включающих пять стадий минералообразования: ранний высоко-среднетемпературный с пирротин-молибденитовой ассоциацией и главный рудный с золото-висмут-теллуридной минерализацией. Максимальное содержание золота (6.4 г/т) зафиксировано на глубине 199.4 м в зоне наложения этапов, что типично для восстановленных связанных с интрузиями золоторудных систем.

Е.А. Pronyakin

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk, Russia*

Mineralogy, isotopic composition (S, O, C) and formation conditions of gold-sulfide mineralization at the Novolushnikovskoye occurrence (Salair Ridge)

Abstract. The results of study of ores from the Novolushnikovskoye occurrence in the Northwestern Salair are presented. The ores consist of pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, galena, and rare Bi, Te, Co and Ni minerals. Two main ore stages with five mineralization substages are identified: the early high- to medium-temperature with pyrrhotite-molybdenite assemblage and the main ore stage with gold-bismuth-telluride mineralization. The maximum Au content (6.4 g/t) is determined at a depth of 199.4 m within a zone of overprinting stage, which is typical of the reduced intrusion-related gold systems.

Северо-Западный Салаир является одним из старейших золотоносных районов России. Еще в XIX в. здесь были обнаружены золотоносные кварцевые жилы и россыпи, но многие объекты в этом районе изучены слабо, как, например, Новолушниковское рудопроявление, которое приурочено к северо-западному крылу Егорьевской брахиантиклинали. Залегание пород моноклинальное, падение на северо-восток под углами 50–80°. Широко проявлены нарушения северо-западного и северо-восточного простирания сбросо-сдвигового характера и крутого падения. Разрез рудовмещающей суенгинской свиты в верхней части (~400 м) сложен песчаниками, конгломератами, алевритами, глинистыми сланцами и реже известняками, часто и не закономерно переслаивающимися. В толще терригенных пород встречаются многочисленные межпластовые тела метадиоритов незначительной мощности (Росляков и др., 2001).

В строении рудопроявления участвуют два вещественных комплекса – метасоматически измененные терригенные отложения суенгинской свиты, прорванные кварцевыми жилами, и плагиограниты Новолушниковского массива, вскрытые скважинами на глубине 220–240 м. Практически все терригенные породы подверглись процессам контактового метаморфизма и метасоматоза. Распределение золота в жилах неравномерное, его содержание широко варьирует от следов до 540 г/т, а в ореольных метасоматитах составляет 0.1–40 г/т. Плагиограниты в приконтактной части карбонатизированы и серицитизированы. Золотоносность апогранитных метасоматитов колеблется от следов до 4 г/т и напрямую зависит от степени проработки и интенсивности окварцевания (Росляков и др., 2001). Предполагается, что рудная минерализация Новолушниковского рудопроявления связана с плагиогранитами одноименного комплекса.

Фактическим материалом для исследования послужил керн скважин 1н и 7н, пробуренных в центральной части рудопроявления. Из керна в интервале глубин от 20 до 293.5 м были отобраны образцы (108 шт.) таким образом, чтобы охарактеризовать все разновидности вмещающих пород, метасоматитов и интервалов рудной минерализации. Минеральный состав руд изучен с помощью поляризационного микроскопа (Carl Zeiss Axio Scope A1) в отраженном и проходящем свете и СЭМ JSM-6510LV (Jeol Ltd) (аналитик М.В. Хлестов; стандарты Oxford Instruments), что позволило установить доминирующий тип метасоматических изменений и выявить ассоциации рудных минералов. Изотопный состав определен в жильных кальците ($\delta^{13}\text{C}$, VPDB, и $\delta^{18}\text{O}$, VSMOW) и кварце ($\delta^{18}\text{O}$), а также в монофракции пирита ($\delta^{34}\text{S}$, VCDT). Содержание золота (г/т) в породах определено атомно-абсорбционной спектроскопией в пламени и с электротермической атомизацией на спектрометре «SOLAAR М6» (аналитик О.А. Савина). Аналитические работы выполнялись в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Нижняя часть разреза скважины 1н (240–290 м) представлена березитизированными среднезернистыми массивными гранитами с частыми кварцевыми прожилками мощностью от первых до 20 см. Породы состоят из серицита (30–40 %), кварца (20–25 %), плагиоклаза (10–15 %), сидерита и анкерита (5–10 %), рудных минералов (до 5 %) и хлорита (до 5 %). Верхняя часть разреза (30–240 м) сложена переслаивающимися метасоматизированными терригенными породами. Часто степень изменений терригенных пород очень сильная, достигает 80–90 %. В их состав входят кварц, плагиоклаз, серицит, карбонаты (анкерит, сидерит, кальцит), эпидот, цоизит, хлорит. Породы скважины 7н представляют собой хлорит-эпидот-карбонатные (пропилиты) метасоматиты с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. В отличие от скважины 1н здесь пирротин преобладает над пиритом, что свидетельствует о более восстановительных условиях образования (Hall, 1986).

Вкрапленная и прожилково-вкрапленная рудная минерализация представлена пиритом, пирротином, халькопиритом, блеклыми рудами теннантит-тетраэдритового ряда, молибденитом, сфалеритом, галенитом. Редкие рудные минералы: самородный висмут, сульфоцумоит $\text{Bi}_3\text{Te}_2\text{S}$, баксанит $\text{Bi}_6\text{Te}_2\text{S}_3$, икунолит Bi_4S_3 , козалит $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$, дантопаит $\text{Ag}_5\text{Bi}_{13}\text{S}_{22}$, викингит $\text{Ag}_5\text{Pb}_8\text{Bi}_{13}\text{S}_{30}$, галеновисмутин PbBi_2S_4 , твиннит $\text{Pb}(\text{Sb},\text{As})_2\text{S}_4$, герсдорфит NiAsS , аллоклазит $(\text{Co},\text{Fe})\text{AsS}$, пентландит $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$, люционит Cu_3AsS_4 . Содержание рудных минералов в породах рудопроявления редко превышает 5 %. На основе наблюдаемых текстурно-структурных взаимоотношений минералов выделено пять стадий минералообразования:

1. Дорудная: эпидот, вкрапленный хлорит, магнетит, гематит.
2. Ранняя сульфидная (высоко-среднетемпературная): пирротин, пентландит, арсенопирит, молибденит, пирит, халькопирит.
3. Главная рудная:

3.1. сфалерит-галенит-блекловорудная;

3.2. арсенопирит-кобальтиновая;

3.3. золото-висмут-теллуридная;

4. Поздняя гидротермальная (березит-пропилитовая): серицит, карбонаты, кварц, прожилковый хлорит, эпидот.

5. Пострудная (гипергенная): гидроокислы Fe, ковеллин, глинистые минералы.

Максимальное содержание, установленное нами, составляет 6.4 г/т на глубине 199.4 м (скв. 1н) в образце с пиритом, содержащим включения пирротина, халькопирита и редкой блеклой рудой, в ассоциации с кварц-карбонат-серицитовым прожилком. Повышенные содержания (0.3–0.97 г/т) связаны с интервалами, где развита Vi-Te минерализация (171.5 м – 0.31; 190.5 м – 0.97; 252.5 м – 0.92; 280.7 м – 0.73 г/т). Фоновые содержания (<0.2 г/т) характерны для зон с преобладанием пирита без Vi-Te минералов.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного кварца ($n = 11$) варьируют от 12.1 до 14.3 ‰. Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{вода}}$ равновесного флюида (Sharp et al., 2016) для предполагаемых температур рудообразования 300–350 °C составляют 6.6–8.8 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ жильных карбонатов ($n = 5$) варьируют от 11.9 до 13.1 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов – от –5.3 до –1.2 ‰, $\delta^{34}\text{S}$ пирита ($n = 5$) – 3.4–11.3 ‰. Изотопные характеристики жильных кварца и карбонатов свидетельствуют о магматическом источнике флюидов (Hoefs, 2009), воздействовавших на вмещающие терригенно-карбонатные породы разреза. Изотопный состав серы пирита демонстрирует смешанный источник: магматический для сульфидов в измененных плагиогранитах с существенным вкладом коровой серы для метасоматизированных терригенно-карбонатных пород выше по разрезу (Seal, 2006).

Рудообразование на Новолушниковском проявлении происходило в два этапа: (1) ранний этап характеризуется относительно высокими температурами образования минералов и восстановительным состоянием флюидов, выделившихся в постмагматическую стадию; (2) главный рудный этап – умеренно-температурный (300–250 °C), сменяющийся более окислительными условиями.

Максимальное количество золота (6.4 г/т) приурочено к зоне наложения двух этапов (реликты пирротина в пирите), где, предположительно, изменение физико-химических параметров вызвало эффективное осаждение Au (Lang, Baker, 2001), что типично для восстановленных связанных с интрузиями золоторудных систем. Наличие Vi-Te минералов также является одним из индикаторов этого типа, т. к. Vi играет роль «коллектора» и осадителя Au (Tooth, 2013).

Таким образом, впервые для Новолушниковского рудопроявления детально охарактеризован минеральный состав, включающий редкие Vi-Te-Co-Ni минералы (самородный Vi, сульфоцумоит, баксанит, кобальтин, герсдорфит и др.). Установлена двухэтапная последовательность рудообразования: ранняя высокотемпературная пирротин-молибденитовая и поздняя золото-полиметаллическая с Vi-Te минерализацией. Изотопные данные указывают на доминирование магмогенных флюидов с участием корового компонента серы.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0007).

Литература

Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В. и др. Минерагеня области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. 243 с.

Hall A.J. Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature // Mineralogical Magazine. 1986. Vol. 50. P. 223–229.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer, 2009. 285 p.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. Vol. 36. P. 477–489.

Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2006. Vol. 61. P 633–677.

Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O. et al. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO₂-H₂O system and applications to natural samples // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. Vol. 186. P. 105–119.

Tooth B. The hydrothermal chemistry of bismuth and the liquid bismuth collector model. Adelaide: University of Adelaide, 2013. 125 p.

Е.С. Кислицкая

*Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) им. М.И. Платова, г. Новочеркасск, Россия
rembelkiti@yandex.ru*

Минеральный состав и изменчивость гранулометрических фракций четвертичных золотоносных отложений в пределах Песчаной площади (Красноярский край)

(научный руководитель – к.г.-м.н. А.А. Бутенков)

Аннотация. Изучены минеральный состав и распределение гранулометрических фракций четвертичных золотосодержащих отложений Песчаной площади (Красноярский край). В пробе идентифицированы сфалерит, ильменит, рутил, циркон, кварц, гранат, пирит и халькопирит. Гранулометрический анализ показывает, что распределение фракций (0.63, 1.25 и 2.5 мм) может указывать на скопления тяжелой фракции (сульфидов с мелкими включениями золота) в юго-западной части Песчаной площади.

E.S. Kislitskaya

*Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI),
Novocherkassk, Russia*

Mineral composition and variability of granulometric fractions of Quaternary gold-bearing deposits of the Peschanaya area (Krasnoyarsk krai)

Abstract. Mineral composition and distribution of granulometric fractions of Quaternary gold-bearing deposits in the Peschanaya area (Krasnoyarsk krai) are studied. Sphalerite, ilmenite, rutile, zircon, quartz, garnet, pyrite and chalcopyrite are identified in a sample. Granulometric analysis shows that the distribution fractions (0.63, 1.25 and 2.5 mm) indicate the accumulation of heavy fraction (sulfides with fine gold inclusions) in the southwestern part of the Peschanaya area.

Песчаная золоторудная площадь расположена в северо-восточной части Енисейского кража в бассейне среднего и верхнего течения р. Енашимо и входит в структуру более крупной Олимпиадинской золоторудной площади (Хисамутдинов и др., 1991ф; Звездин, 2010ф). Район сложен метаморфизованными образованиями тейской серии нижнего протерозоя, сухопитской серии нижнего среднего рифея и рыхлыми образованиями палеогена. Отложения прорваны позднерифейскими гранитоидными интрузивами. Кайнозой включает верхнечетвертичные-современные нерасчлененные Q_{III-IV} (отложения первой надпойменной террасы и пролювиально-делювиальные образования), а также современное звено Q_{IV} (аллювиальные и техногенные отложения долин рек, делювиальные образования склонов и водоразделов).

Олимпиадинская площадь содержит рудные и россыпные месторождения и проявления золота.

Коренное оруденение представлено объектами гидротермально-метасоматического генезиса и относится к золотосульфидному формационному типу (тонковкрапленные сульфидные руды) (Звездин, 2010ф). Россыпные скопления располагаются на отдельных отрезках долин рек и ручьев, где отложения относятся к современному аллювию. Золотоносные участки террас и долин большей частью переработаны, иногда неоднократно, в процессе добычи россыпного золота. Современные образования в этих случаях представлены техногенным комплексом, сложенным галевыми (галечник) и эфельными (песчано-глинистая фракция) отвалами, иловыми линзами и полями, небольшими по площади целиками, расположенными, как правило, в прибортовых частях долин.

По результатам ранее проведенных на площади работ установлено, что коренным источником для формирования россыпей служили метатерригенные и углеродисто-карбонатные образования среднекординской подсвиты раннего протерозоя (Хисамутдинов и др., 1991ф; Звездин, 2010ф). Водотоки, эродирующие образования среднекординской свиты, характеризуются россыпями с аномальной продуктивностью, однозначно фиксирующими месторождения (россыпи руч. Олимпиадинского, Иннокентьевского, Высокого Благодарного, Рождественского и Викторовского). Аномальную продуктивность имеют как ложковые россыпи, непосредственно продолжающие ряд месторождение – элювиально-делювиальная россыпь – ложковая россыпь, так и долинные, являющиеся промежуточными коллекторами между ложковыми и транзитными россыпями.

В работе приводятся результаты изучения шлиховой пробы россыпного материала из русловых отложений с гранулометрическим анализом проб десяти скважин, пробуренных в пределах Песчаного участка. Материал отобран автором во время прохождения производственной практики в ООО «Геотехконсалтинг» (Красноярский край). Цель работы – выявление состава горных пород, послуживших исходным коренным материалом для образования россыпи, и уточнение распределения гранулометрических фракций в пределах участка. В лабораторных условиях шлиховая проба была отмыта, и получена тяжелая фракция минералов, исследованная под биноклем. В результате исследований выявлены следующие минералы: сфалерит, ильменит, рутил, циркон, кварц, пирит, гранат, халькопирит. Видимое золото не обнаружено. Высокое содержание пирита, ильменита, циркона и рутила предполагает, что присутствуют продукты разрушения коренных пород кислого состава. Ассоциация пирита, сфалерита и галенита показывает, что ее источником являются кварцевые и кварц-карбонатные сульфидсодержащие жилы.

Для уточнения условий накопления и формирования россыпи изучено распределение гранулометрических фракций проб сыпучего россыпного материала, и построены карты распределения гранулометрических фракций в программе Surfer (рисунок).

Содержания гранулометрических фракций в пробах распределены следующим образом:

- 1) 2.5 мм – 0–1.8 % (среднее 0.4 %), максимальные содержания обнаружены в юго-западной части участка (скважины 17, 18, 19) (рисунок а);
- 2) 1.25 мм – 0.18–3.84 % (среднее 1 %), повышенные содержания характерны для юго-западной части участка (скважины 17, 18, 19) (рисунок б);
- 3) 0.63 мм – 1.18–8.75 % (среднее 4.8 %), повышенные содержания наблюдаются на юге-юго-западе участка (скважины 17, 18, 19, 15), а также у скважины 12 и северо-восточнее от нее (рисунок в);
- 4) 0.315 мм – 16.32–42.35 % (среднее содержание 28.2 %), повышенные содержания установлены на большей части участка, исключая фрагмент на юго-западе (скважины 17 и 18)

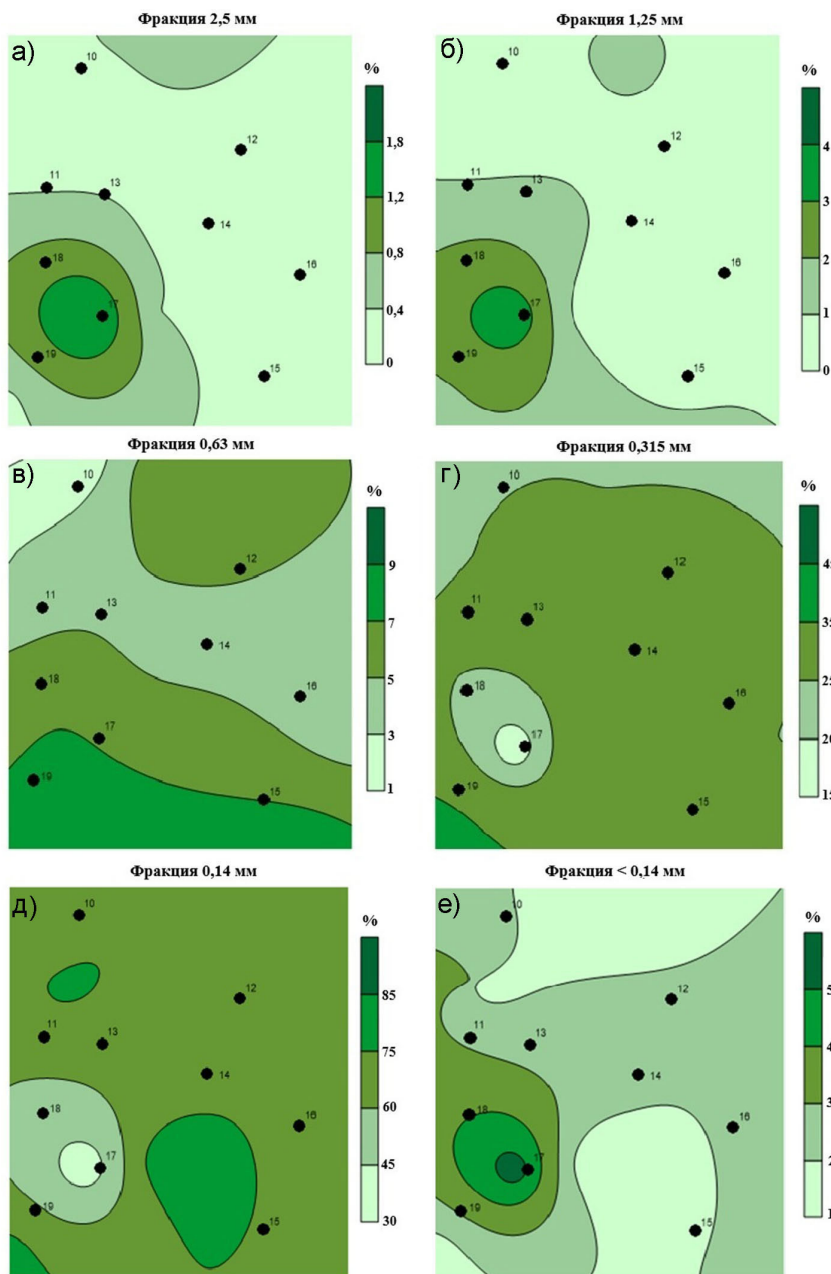


Рис. Карты распределения гранулометрических фракций четвертичных золотоносных отложений в пределах Песчаной площади (Красноярский край).

и небольшую полосу на севере – северо-западе – северо-востоке (скважина 10) (рисунок г);

5) 0.14 мм – 35.22–84.38 % (среднее 70 %), повышенные содержания наблюдаются большей части участка, за исключением фрагмента на юго-западе (скважины 7 и 18) (рисунок д);

6) <0.14 мм – 15.48–61.3 % (среднее 28.6 %), повышенные значения содержаний находятся на западе – юго-западе участка (скважины 17, 18, 19) (рисунок е).

Корреляционная матрица данных гранулометрического анализа

Фракции, мм	2.5	1.25	0.63	0.315	0.14	<0.14
2.5	1					
1.25	0.88	1				
0.63	0.32	0.47	1			
0.315	-0.52	-0.27	0.32	1		
0.14	-0.77	-0.77	-0.20	0.74	1	
<0.14	0.73	0.74	-0.16	-0.73	-0.99	1

Подавляющая часть материала относится к фракциям 0.14 мм, <0.14 мм и 0.315 мм, которые составляют 95.3 % всего изученного материала, на фракцию 0.14 мм приходится 52.6 %, 0.315 мм – 21.2 % и <0.14 мм – 21.5 %. На долю более крупных фракций (0.63 мм, 1.25 мм и 2.5 мм) суммарно приходится всего 4.3%. Для установления взаимосвязей между разными фракциями рассчитана корреляционная матрица (таблица).

Корреляционный анализ показывает, что для фракций 0.14 мм и 0.315 мм характерна значимая прямая связь ($r = 0.74$). Обе фракции в сумме составляют 73.8 % всего россыпного материала. Фракция <0.14 мм характеризуется отрицательной корреляционной связью с указанными количественно доминирующими фракциями. При этом она имеет сильную положительную связь ($r = 0.73-0.74$) с наиболее крупными фракциями – 1.25 мм и 2.5 мм. Значимые корреляционные зависимости ($r = 0.88$) характерны для наиболее крупных фракций (1.25 мм и 2.5 мм). Количественно эти фракции в составе россыпи представлены малозначительно (чуть более 1 % в сумме), но их распределение может иметь поисковое значение – места их максимального скопления могут косвенно указывать на скопления минералов тяжелой фракции (в частности, сульфидов, содержащих тонкую вкрапленность золота) в юго-западной части Песчаной площади.

Литература

Звездин И.Г. Завершение поисковых и оценочных работ на Олимпиадинской площади // Отчет геологоразведочной партии ЗАО «Полнос» за 2005–2010 гг. Красноярск, 2010ф.

Хисамутдинов А.Б., Авдеевский Ю.Ф., Горайнов С.В. Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 в районе Верхне–Енашиминского рудного узла на площади листов О-46-6-А, Б, Г и общие поиски месторождений золота (Олимпиадинская площадь), проведенные Олимпиадинской партией АГРЭ в 1987–1991 гг. Мотыгино: АГРЭ ПГО «Красноярскгеология», 1991ф.

Оптимизация рентгеноспектрального микроанализа для изучения распределения Ag в зоне окисления месторождения Кызык-Чадр (Тыва)

Аннотация. Изучено распределение Ag в зоне окисления золото-сульфидно-кварцевого месторождения Кызык-Чадр (Тыва) с использованием рентгеноспектрального микроанализа. Увеличение времени набора спектров, совместное использование энергодисперсионного и волнового спектрометров и снижение тока зонда до 0.1 нА с приближением детектора позволило снизить предел обнаружения Ag до 0.02 мас. % и проанализировать неустойчивые фазы размером до 5 мкм. Серебро присутствует в первичных халькопирите (до 0.05 мас. %) и борните (до 0.09 мас. %), а также во всех вторичных сульфидах меди с максимальными содержаниями в ковеллите (до 0.68 мас. %). Гипергенные галогениды Ag (иодаргирит, бромаргирит и майерсит) идентифицированы по атомным соотношениям Ag:(I, Br) после исключения медь-кислородной составляющей вмещающей матрицы. Предложенный подход применим для изучения поведения Ag в зонах гипергенеза сульфидных месторождений.

V.A. Danilovskaya, A.Sh. Shavekina
Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk, Russia

Optimization of electron microprobe analysis for study of Ag distribution in oxidation zone of the Kyzzyk-Chadr deposit (Tyva)

Abstract. The Ag distribution in oxidation zone of the Kyzzyk-Chadr gold-sulfide-quartz deposit (Tyva) is studied using electron microprobe. Increasing counting time, combination of energy- and wave-dispersive spectrometers, and reduction of beam current to 0.1 nA with detector repositioning allowed us to decrease the detection limit for Ag to 0.02 wt. % and to analyze unstable phases as small as 5 μm . Silver is detected in primary chalcopyrite (up to 0.05 wt. %) and bornite (up to 0.09 wt. %), as well as in all secondary copper sulfides with maximum contents in covellite (up to 0.68 wt. %). Supergene Ag halides (iodargyrite, bromargyrite and mayersite) are identified using atomic Ag:(I, Br) ratios after subtraction of the Cu–O component from the host matrix. This approach can be recommended for studying the Ag behavior in supergene zones of other sulfide deposits.

Введение. Поведение Ag в зонах гипергенеза золото-сульфидных месторождений изучено значительно слабее золота, что связано не только с его меньшей распространенностью (Gołębiowska et al., 2010; Andreu et al., 2015; Калинин и др., 2018; Кужугет и др., 2018; Блинов, 2019), но и с методическими трудностями: мелкие размеры зерен, неустойчивость под электронным пучком, низкие содержания Ag, часто находящиеся ниже предела обнаружения стандартных аналитических методов. *Цель работы* заключается в количественном определении содержаний Ag в первичных и вторично измененных сульфидах и сопутствующих минеральных фазах, а также в подборе оптимальных условий электронно-зондового микроанализа для изучения Ag-содержащих минералов в окисленных рудах месторождения Кызык-Чадр.

Объект исследования расположен в юго-восточной части Республики Тыва (Пий-Хемский район), в 50 км от г. Кызыл, в бассейне верхнего течения рек Кызык-Чадр и Мезель. Детальное описание геологии, минералого-геохимических особенностей и условий образования золото-сульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр и его зоны окисления представлено в работах (Кужугет и др., 2016, 2024; Шавекина и др., 2026).

Образцы, характеризующие окисленные руды, отобраны из коренных выходов и горных выработок жилы № 1, которая залегает на южном контакте гранитов с вмещающими сланцами нижеатчольской подсвиты раннего силура. Жила сложена молочно-белым брекчированным кварцем, который с сульфидами меди образует руды полосчатой, петельчатой и брекчиевидной текстур. В окисленных рудах вторичные сульфидные минералы (ковеллин, брошантит и гидроксиды Fe и Cu) замещают остаточные сульфиды с образованием тонких прожилков и каемок. Текстуры руд – прожилковые, натечные, структуры – аллотриоморфно-зернистые, гипидиоморфнозернистые, скрытозернистые. Малахит, хризоколла и азурит образуют примазки, игольчатые, спутанно-волоконистые, скрытозернистые агрегаты в массе кварца и хлорита. Гидроксиды железа отмечаются по пириту и халькопириту. Среди благородных металлов распространены самородное золото, галогениды и халькогениды Ag (Шавекина и др., 2026).

Методы исследований и результаты. Рентгеноспектральный микроанализ проводился на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оснащённом системой микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). На первом этапе был проведен анализ с использованием энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) при стандартных условиях: ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток зонда – 1.5 нА, время набора спектров – 20 с. Предел обнаружения Ag при данных условиях – 0.3 мас. %. Были изучены как аншлифы, так и объёмные образцы – неполированные небольшие кусочки окисленной руды. Все образцы были напылены углеродом (толщина слоя 15–25 нм). В сульфидах (рисунок а–в) зафиксирована примесь Ag (мас. %): 0.68 в ковеллине, 0.56 – ярроуте, 0.46 – халькозине, 0.44 – борните, 0.43 – спинокопите, 0.42 – джирите и 0.40 – анилите. Определение Ag носило эпизодический характер, что предполагает присутствие Ag в большем количестве минеральных фаз при содержании ниже предела обнаружения.

Для повышения чувствительности анализа было увеличено время набора спектров до 60 с., что позволило снизить предел обнаружения Ag до 0.18 мас. %. В результате установлено, что Ag присутствует во всех вторичных сульфидах и отдельных зернах борнита. Поскольку Ag в халькопирите не фиксировалось, для дальнейшего снижения предела обнаружения использовался волновой спектрометр (ВДС) при повышенном токе зонда. Совместная работа ВДС и ЭДС требует ограничить поступление сигнала на ЭДС-детектор, чтобы избежать его перегрузки, для чего использовался коллиматор. Условия съёмки были изменены: ускоряющее напряжение составило 20 кВ, ток зонда – 20 нА, время набора спектров на ЭДС – 33 с. На кристалле-анализаторе PЕТ измерялась линия $AgL\alpha$, время набора сигнала на пике составило 20 с. В качестве стандарта использовалось Ag^0 . В новых условиях предел обнаружения Ag составил 0.02 мас. %, что позволило определить Ag в некоторых зернах халькопирита с содержанием до 0.05 мас. %.

Следующей методической задачей стал подбор условий анализа для различных типов Ag-содержащих галогенидов: майерсит (Ag,Cu)I, иодаргирит AgI, бромаргирит AgBr. Наиболее крупные из зерен галогенидов не превышают 5–10 мкм, тогда как большинство имеет размер нескольких микрометров. Эти фазы демонстрируют склонность к разрушению под воздействием электронного пучка даже при стандартном токе зонда 1.5 нА, поэтому ток зонда был снижен до 0.1 нА и время набора спектра увеличено до 40 с. При низком токе зонда значительная часть сигнала не достигала детектора в его стандартном положении. Для повышения интенсивности сигнала расстояние от детектора до образца было уменьшено вдвое. Снижение тока зонда также позволило уменьшить диаметр зонда и, соответственно, объём генерации рентгеновского излучения.

Все галогениды ассоциируют с малахитом и азуритом. Поскольку в большинстве анализов присутствовали примеси Cu и O, связанные с захватом матрицы малахита, прямая диа-

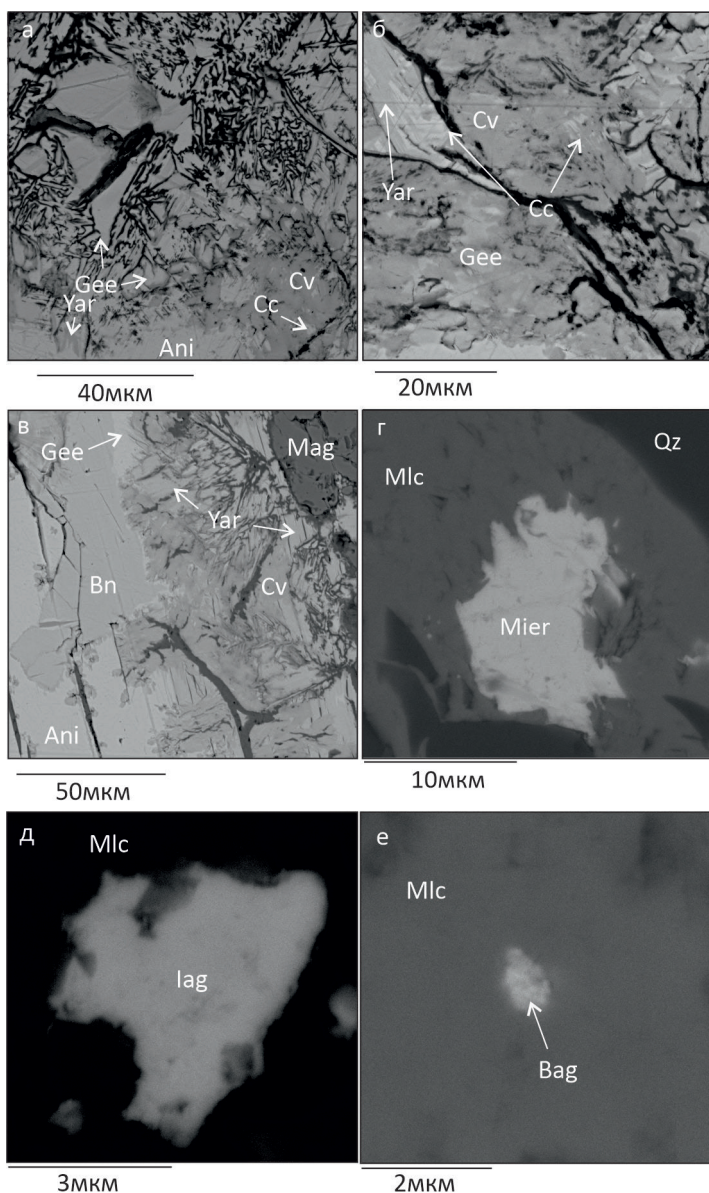


Рис. Минеральные парагенезисы окисленных руд месторождения Кызык-Чадр: а-в – вторично измененные медные сульфиды; г-е – галогениды Ag в малахите.

Qz – кварц, Bn – борнит, Ani – анилит, Yar – ярровит, Cv – ковеллин, Cc – халькозин, Gee – джигрит, Iag – иодаргирит, Bag – бромаргирит, Mier – майерсит, Mag – магнетит, Mlc – малахит. Изображения в обратно-рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding).

гностика по массовым процентам была затруднена. Для идентификации фаз использовался пересчет на атомные количества с исключением меди и кислорода. Критерием служило атомное отношение Ag:(I, Br), близкое к 1:1, что позволило надежно диагностировать иодаргирит, бромаргирит и майерсит (рисунок г, е).

Выводы. Таким образом, комплексный микроаналитический подход с оптимизацией параметров для разных фаз позволил количественно охарактеризовать распределение Ag в зоне окисления. Установлено, что Ag присутствует в первичных халькопирите (до 0.05 мас. %) и борните (до 0.09 мас. %) и активно концентрируется в сульфидах меди, образующихся при окислении. Максимальные содержания зафиксированы в ковеллине — до 0.68 мас. %, что указывает на эффективное переотложение Ag в зоне вторичного сульфидного обогащения. Наряду с количественным определением низких содержаний Ag в сульфидах, оптимизированная методика позволила диагностировать в изученных рудах гипергенные галогениды Ag: иодаргирит, бромаргирит и майерсит. Разработанный комплексный подход к анализу Ag-содержащих фаз может быть рекомендован для изучения поведения серебра в зонах гипергенеза других сульфидных месторождений.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (проекты FWZN-2026-0007 и FWZN-2026-0018).

Литература

Блинов И.А. Минералы зоны окисления Еленовского медно-порфинового месторождения, Южный Урал // *Минералогия*. 2019. Т. 5. № 2. С. 37–48.

Калинин Ю.А., Пальянова Г.А., Бортников Н.С. и др. Механизмы агрегации и дифференциации золота и серебра при формировании золотоносных кор выветривания (на примере месторождений Казахстана) // *Доклады академии наук*. 2018. Т. 482. № 2. С. 190–195.

Кужугет Р.В., Хертке А.К., Монгуш А.А., Ооржак Ш.Н. Типоморфные особенности самородного золота Кызык-Чадырского золото-молибден-меднопорфинового месторождения (Восточная Тува) // *Вестник Тувинского государственного университета. Естественные и сельскохозяйственные науки*. 2016. № 2. С. 80–90.

Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Ооржак Ш.Н., Бутанаев Ю.В. Состав золота и условия образования руд гидротермального месторождения Копто (Северо-Восточная Тува) // *Минералогия*. 2018. Т. 4. № 3. С. 61–69.

Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Калинин Ю.А. и др. Благороднометалльная минерализация и условия образования Au-Ag эпitherмальных жил на Au-Mo-Cu-порфировом месторождении Кызык-Чадр (Восточная Тува) // *Литосфера*. 2024. Т. 24. С. 1029–1045.

Шавкина А.Ш., Даниловская В.А., Гаськова О.Л. и др. Поведение Ag в зоне окисления месторождения Кызык-Чадр (республика Тыва, Россия) // *Геология и геофизика*. 2026 (в печати).

Andreu E., Torró L., Proenza J.A. et al. Weathering profile of the Cerro de Maimón VMS deposit (Dominican Republic): textures, mineralogy, gossan evolution and mobility of gold and silver // *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 65. P. 165–179.

Gołębiewska B., Pieczka A., Rzepa G. et al. Iodargyrite from Zalas (Cracow area, Poland) as an indicator of Oligocene–Miocene aridity in Central Europe // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. Vol. 296. P. 130–137.

Типоморфные характеристики шеелита Сыпчегурского рудно-россыпного узла (Восточное Забайкалье)

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

Аннотация. В работе представлены результаты комплексного изучения шеелита из россыпей Сыпчегурского рудного узла (Восточное Забайкалье). На основании внутреннего строения и примесного состава минерала выделены две группы, которые отличаются по содержанию Mo, REE, Ta, Nb и Sr и отношению Eu/Eu*, теоретически соответствующие метаморфогенным и магматогенным шеелитам. Установленные отличия соотносятся с геологической обстановкой: магматогенные шеелиты отобраны на площади распространения гранитоидов и порфиroidных гранитных интрузий, а метаморфогенные шеелиты – на площади с преобладанием терригенных пород.

А.Е. Keshikov

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk, Russia.*

Characteristics of scheelite from the Sypchegur ore placer cluster (Eastern Transbaikalia)

Abstract. The study presents the results of a comprehensive research of scheelite from the placers of the Sypchegur ore cluster (Eastern Transbaikalia). Based on internal structure and trace element composition of the mineral, it comprise two groups with different Mo, REE, Ta, Nb, and Sr content and Eu/Eu* ratio, which theoretically correspond to orogenic and intrusion-related scheelite. These differences are associated with geological setting: intrusion-related scheelite was sampled in the area of granitoid and porphyritic intrusion distribution, while orogenic scheelite was sampled in areas with dominant terrigenous rocks.

Многочисленными исследованиями (Nie et al., 2023; Sciuba et al., 2020; Poulin et al., 2018; и др.) показано, что типоморфные характеристики шеелита могут быть использованы в качестве индикаторов условий минералообразования. Шеелит CaWO_4 широко распространен, его высокая плотность и относительная химическая устойчивость способствует накоплению минерала в механических потоках рассеивания и россыпях. Типоморфизм шеелита позволяет его рассматривать как перспективный инструмент для определения генетического типа объекта минерализации в поисково-разведочных работах. Целью данной работы является установление типоморфных характеристик шеелита из Сыпчегурского рудно-россыпного узла.

Материалом для исследований послужили шлиховые пробы, отобранные в ходе проведения полевых работ 2025 г. в водотоках Сыпчегурского рудно-россыпного узла (р. Битуй-Зун, Горхон, р. Сыпчегур и Кибача и руч. Спорный). Объем проб составлял от 10 до 50 л, опробовались разведочные каналы, россыпи, техногенные отвалы россыпей и шурфы. В шеелитосодержащих пробах (восемь из 15 проб) содержится от 5 до 10 крупных (200–600 мкм) зерен. Зерна шеелита отбирались под бинокулярным микроскопом и монтировались в шашки из полимерной смолы. Внутреннее строение зерен шеелита изучалось методом катодолюминесценции (СЭМ LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus). Для наиболее представительных зерен изучен микропримесный состав методом ЛА-ИСП-МС. Использовалась система лазерной абляции UV NdYAG New Wave Research UP 213, совмещенная с

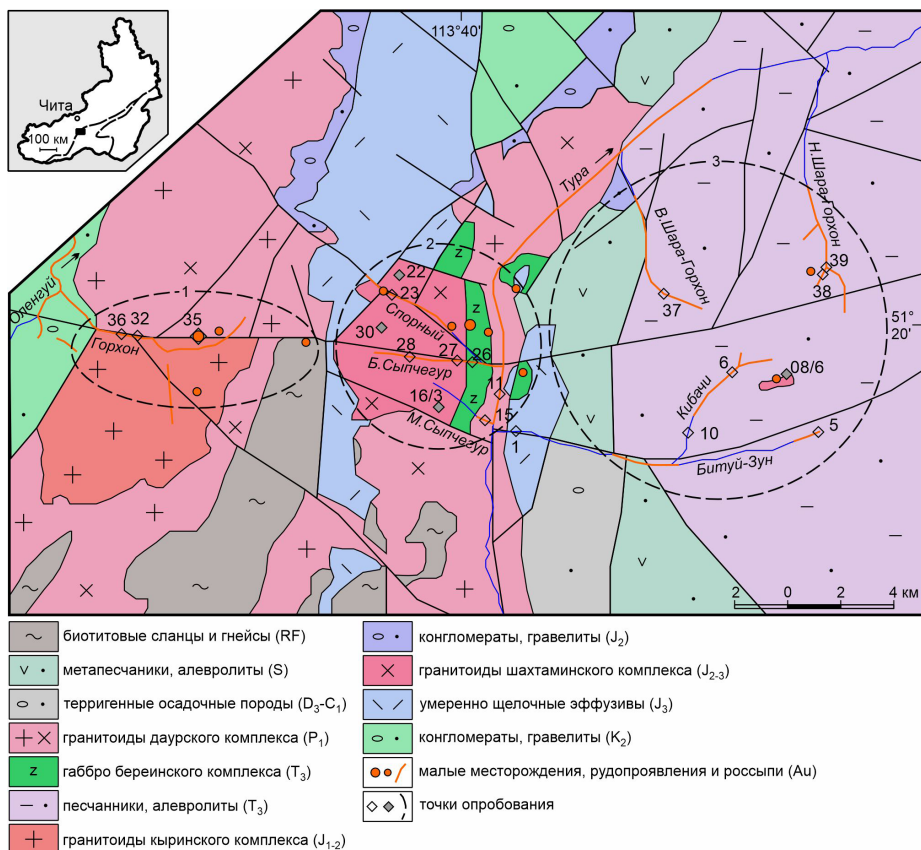


Рис. 1. Схема геологического строения Сытычевурского рудно-россыпного узла (по ГТК РФ, листы М-49-ХІІ, М-49-VI).

масс-спектрометром Element XR (Thermo Scientific). Анализ был проведен точно, размер лазерного пучка составлял от 20 до 40 мкм. Исследования проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Сытычевурский рудно-россыпной узел входит в состав Тура-Иллинского золоторудно-россыпного района (Корчагина, Агибалов, 2020) и приурочен к Монголо-Охотскому складчатому поясу. Узел расположен в зоне пересечения Онон-Туринского и Оленгуй-Битуйского региональных разломов и их оперяющих систем. В составе узла выделяются Горхонское золоторудное поле на западе, принадлежащее Хэнтей-Даурской структурно-формационной зоне (СФЗ), Кибачинское золоторудное поле на востоке, принадлежащее к Агинской СФЗ, и собственно Сытычевурское Au-Cu-Mo рудное поле, расположенное в центральной части рудного узла. По современным представлениям (Государственная..., 2019; Салихов, 2023) Сытычевурская тектоно-магматическая структура сформирована на этапе коллизионного орогенеза (J_{2,3}), в результате которого Хэнтей Даурская СФЗ надвинута на Агинский мегаблок. Граница проходит по региональному Онон-Туринскому разлому надвигового типа. Район Сытычевурского рудного узла сложен (рис. 1) метаморфическими породами рифея, осадочными комплексами от силура до мела и позднеюрскими вулканогенными породами. Магматизм района представлен верхнетриасовыми габброидами в центральной части и гранитоидами даурского (P₁), кыринского (J_{1,2}) и шахтаминского (J_{2,3}) комплексов, расположенных в центральной и западной части района.

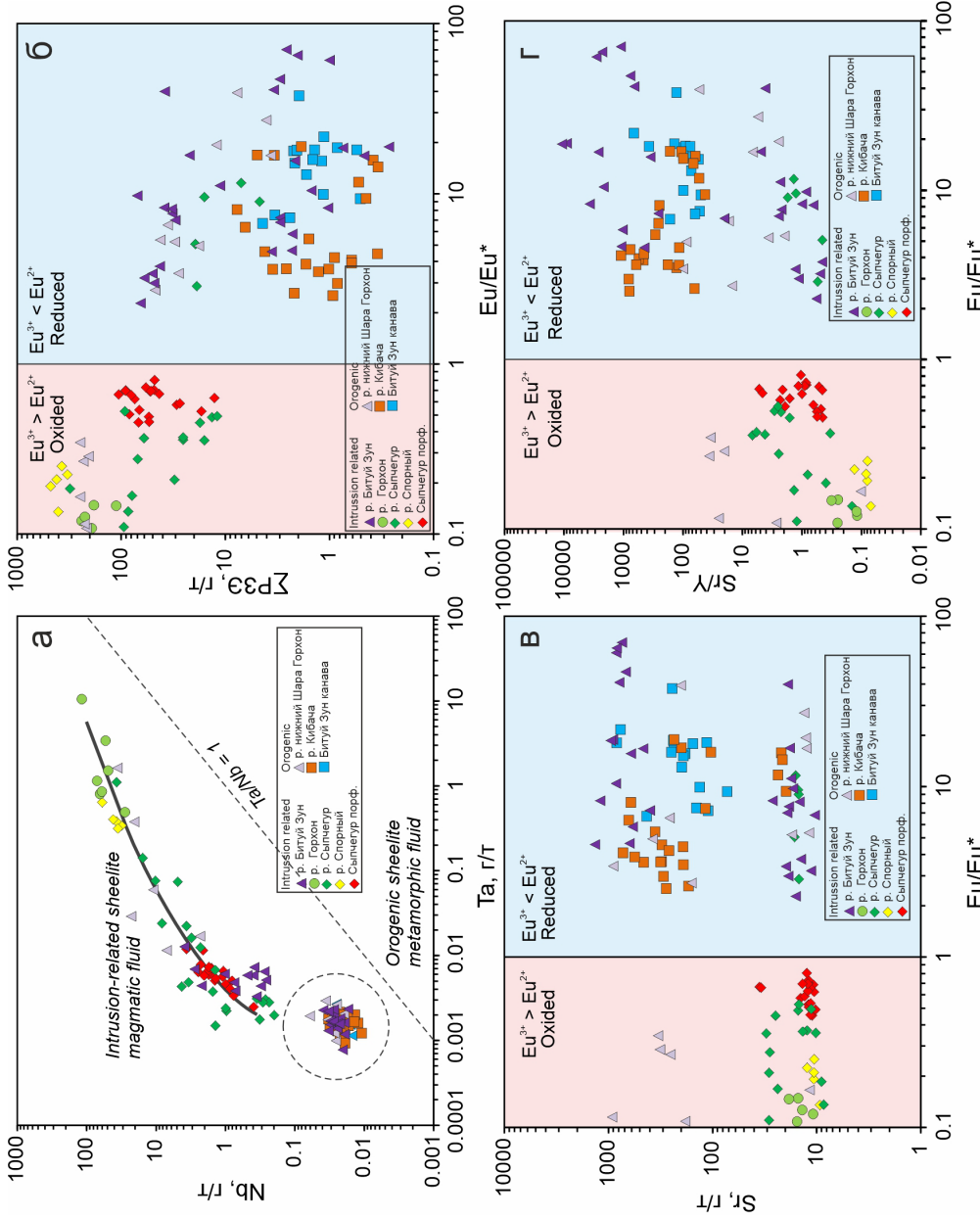


Рис. 2. Графики отношений микропримесей в шеллитах Сынчегурского рудно-россыпного узла: а – Ta/Nb; б – Eu/Eu* и ΣP_{39} ; в – Eu/Eu* и Sr; г – Eu/Eu* и Sr/Y.

К типоморфным характеристикам шеелита относятся цвет в катодоллюминесценции (КЛ), отражающий изоморфную примесь Мо, внутреннее строение и микропримесный состав. Изученный шеелит по совокупности типоморфных характеристик подразделяется на две группы: 1) шеелит из проб р. Горхон, р. Сыпчегур и руч. Спорного и проб из гранодиорит-порфировых пород шахтаминского комплекса, вскрытых разведочными канавами, 2) шеелит из проб р. Кибача и разведочной канавы вблизи порфировидного гранодиоритового штока шахтаминского комплекса.

Шеелит первой группы характеризуется зональным внутренним строением. Зональность на КЛ изображениях проявлена в виде ритмичных светлых и темных зон роста, которая редко нарушается, в некоторых зернах удается выделить ядерную часть, содержащую один или несколько кристаллов-зародышей. Шеелит содержит повышенную концентрацию Мо (10–2427 г/т) при среднем 194.8 г/т ($n = 56$), содержание $\Sigma P3Э$ варьирует от 4.7 до 475 г/т при среднем 107.5 г/т, содержание Sr понижено: при разбросе от 8.5 до 35.2 г/т среднее составляет 14.8 г/т.

Внутреннее строение шеелита второй группы гомогенно, только в одном зерне из всей выборки прослеживается слабая зональность. Содержание Мо ниже предела обнаружения (0.02 г/т) для большинства точек, в некоторых зернах составляя 0.04 г/т. Содержание $\Sigma P3Э$ значительно меньше, чем в шеелите первой группы (0.35–41 г/т) при среднем 4.8 г/т ($n = 43$). Содержание Sr повышено: от 19.5 до 827 г/т при среднем 274 г/т.

По внутреннему строению и микропримесному составу шеелит первой группы генетически связан с магматизмом, а шеелит второй группы имеет метаморфическое происхождение (Nie et al., 2023; Sciuba et al., 2020; Poulin et. al., 2018). Выделенные группы также отличаются по отношениям Ta/Nb (рис. 2а) и Eu/Eu* (рис. 2б–г).

Как видно из рис. 2а, Ta/Nb отношение в магматогенном шеелите соответствует тренду, который, по всей видимости, связан с фракционированием этих элементов в системе флюид-минерал. В целом, повышенное содержание P3Э и Мо в магматогенном шеелите объясняется тем, что эти элементы являются несовместимыми и накапливаются в процессе кристаллизации расплава во флюиде, отлагаясь на завершающих рудных стадиях (Poulin et. al., 2018). В магматических системах Sr является совместимым элементом, поэтому шеелит, связанный с гидротермально-магматической системой, обеднен Sr относительно метаморфического шеелита. Для последнего характерно повышенное содержание Sr (Sciuba et al., 2020), что может быть связано с формированием минерала из осадочных пород. Отношение Eu/Eu* <1 в магматическом шеелите совместно с повышенным содержанием Мо указывает на окислительные условия, что типично для гранитоидов шахтаминского комплекса (Nevolko et al., 2021).

Таким образом, шеелит, отобранный в Горхонском и Сыпчегурских рудных узлах, в полях развития гранитоидов даурского, кыринского и шахтаминского комплексов является магматогенным, а шеелит, отобранный в Кибачинском рудном поле, где преобладают терригенные породы, является метаморфогенным. В пробах, отобранных в рр. Битуй-Зун и Нижний Шара-Горхон присутствует шеелит обоих типов, что может быть связано с образованием части шеелита в связи с порфировидным гранодиоритовым штокверком шахтаминского комплекса.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ FWZN-2026-0007).

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Даурская. Лист М-49-ХП. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2019. 167 с. Электронное издание.

Корчагина Д.А., Агибалов О.А. Опыт прогнозирования перспективных на золотое оруденение площадей на основе проведения комплексного анализа рудной и россыпной золотоносности (Забайкальский край) // Отечественная геология. 2020. № 1. С. 29–51.

Салихов В.С. Сыпчугурский золото-руднороссыпной узел – объект особого внимания (Восточное Забайкалье) // Вестник ЗабГУ. 2023. Т. 29. № 3. С. 227–234.

Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A. et al. U-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 139. Article #104532.

Nie L., Wang F., White N.C. et al. Scheelite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration // Ore Geology Reviews. 2023. Vol. 155. Article #105338.

Poulin R.S., Kontak D.J., McDonald A.M., McLenaghan M.B. Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry geochemistry of scheelite from diverse ore-deposits // The Canadian Mineralogist. 2018. Vol. 56. P. 265–302.

Sciuba M., Beaudoin G., Grzela D., Makvandi S. Trace element composition of scheelite in orogenic gold deposits // Mineralium Deposita. 2020. Vol. 55. P. 1149–1172.

К.А. Федосеева^{1,2}, И.В. Трифонов^{2,3}

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
kristinaaa055@gmail.com

² – ООО Голд Майнинг, г. Санкт-Петербург, Россия

³ – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия

Рудные минеральные ассоциации Cu-Ag оруденения типа чилийского манто на проявлении Агынджа (Момский хребет, Северо-Восток Якутии)

(научный руководитель – к.г.-м.н. С.Н. Сычев)

Аннотация. В работе изучена рудная минерализация проявления Агынджа типа «чилийское манто» (Момский хребет, Северо-Восток Якутии). Выделено пять минеральных рудных ассоциаций, образованных в три этапа: ранняя халькопирит-пиритовая; полиметаллическая, борнит-халькопиритовая и халькозин-борнитовая главного этапа оруденения; гипергенная. Минеральные ассоциации соответствуют ассоциациям, выделяемым на эталонных месторождениях манто-типа в Чили.

К.А. Fedoseeva^{1,2}, I.V. Trifonov^{2,3}

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

² – Gold Mining LCC, St. Petersburg, Russia

³ – Karpinsky Russian Geological Research Institute,
St. Petersburg, Russia

Ore mineral assemblages of the Chilean manto-type Cu-Ag mineralization at the Agyndzha occurrence (Momsy Range, Northeastern Yakutia)

Abstract. The study examines ore mineralization of the Agyndzha occurrence classified as the Chilean manto-type (Momsy Range, Northeastern Yakutia). Five ore mineral assemblages are distinguished formed during three stages: early chalcopyrite–pyrite assemblage; polymetallic, bornite–chalcopyrite, and chalcocite–bornite of the main ore stage; and supergene. These mineral assemblages correspond to those recognized in the reference manto-type deposits in Chile.

Рудопроявление Агынджа находится на северо-западе Рассохинского островодужного террейна в междуречье Момы и Колымы и входит в состав Верхояно-Колымской складчато-надвиговой (орогенной) области (Тектоника..., 2001). Рядом исследователей рудопроявление относится к типу чилийского манто (Шпикерман и др., 1988; Петров и др., 2023), которые локализуются в вулканических породах и тектонически ослабленных зонах в северной и центральной частях Чили, образуя стратиформные рудные тела (Boric et al., 2002). Месторождения этого типа отличаются высоким содержанием Cu (1–2%) и большими запасами: до 5 млн т Cu на месторождении Мантос Бланкос (*Mantos Blancos*) (Ramírez et al., 2006).

Целью работы является характеристика рудной минерализации рудопроявления Агынджа, установление рудных ассоциаций и последовательности их образования. Исследовались прозрачно-полированные шлифы, изготовленные из керновых и штучных проб, отобранных в течение полевых сезонов 2022–2025 гг. Использовались методы оптической микроскопии и СЭМ-ЭДС на растровом электронном микроскопе Melytec SM-32 в ресурсных центрах «Микроскопия и рентгеновская микротомография» и «Рентгенодифракционные методы исследования» Института наук о Земле (СПбГУ).

Площадь рудопроявления сложена ордовикской толщей переслаивающихся трахиандезитов, трахибазальтов, песчаников и туфов. Породы ордовика прорываются интрузивным телом диоритов, экструзивными телами трахитов, дайковыми телами долеритов и трахидолеритов субмеридианального простирания (Сычев и др., 2021). Рудная минерализация изучалась предшественниками, а рудные парагенезисы в общем виде описаны в работе (Петров и др., 2023). В данной работе охарактеризован участок рудопроявления Виктория, выделяющийся интенсивной разрывной тектоникой, а также интрузивным и субвулканическим магматизмом. Участок интересен из-за развития массивных борнитовых руд, в которых содержание Cu достигают 44 мас. %.

На участке Виктория выделено пять рудных ассоциаций: халькопирит-пиритовая в интрузивных и субвулканических телах на участке; полиметаллическая, халькопирит-борнитовая и халькозин-борнитовая в вулканогенно-осадочных породах и субвулканических телах трахитов, а также гипергенная ассоциация, развитая в рудных телах, локализованных в зонах разрывных нарушений. В субвулканических телах трахитов минералы полиметаллической ассоциации накладываются на халькопирит-пиритовую, а в зонах тектонических контактов трахитов с вулканогенно-осадочной толщей ордовика на более ранние ассоциации накладывается борнит-халькопиритовая и халькозин-борнитовая минерализация.

Халькопирит-пиритовая минерализация развита в интрузии диоритов, прорывающих толщу трахиандезитов и субвулканическое тело трахитов. Минерализация имеет вкрапленный характер, представлена первой генерацией субидiomорфных зерен халькопирита и пирита, реже – борнита, гематита, магнетита, сфалерита, рутила (рисунок а). Зерна имеют размер 0.1–0.7 мм, развиты в породе равномерно.

Полиметаллическая ассоциация развита в кварц-карбонатных прожилках и основной массе брекчированных трахиандезитов, трахибазальтов и трахитов, а также в виде прожилков и представлена халькопиритом, пиритом и сфалеритом второй генерации, а также галенитом первой генерации. Меньше развиты блеклые руды (чаще теннантит) и игольчатые зерна гематита (рисунок б). Минералы полиметаллической ассоциации формируют ксеноморфные зерна и извилистые прожилки в хлорит-серицит-кальцитовых жилах. В данной ассоциации также является серебряная минерализация (рисунок в), которая представлена акантитом, аргентотеннантитом, аргентотетраэдритом. Минералы серебра встречаются в виде вкрапленности в халькопирите и пирите полиметаллической ассоциации, и реже образуют мелкую вкрапленность и тонкие прожилки в кварц-хлорит-карбонатных метасоматизированных вулканитах.

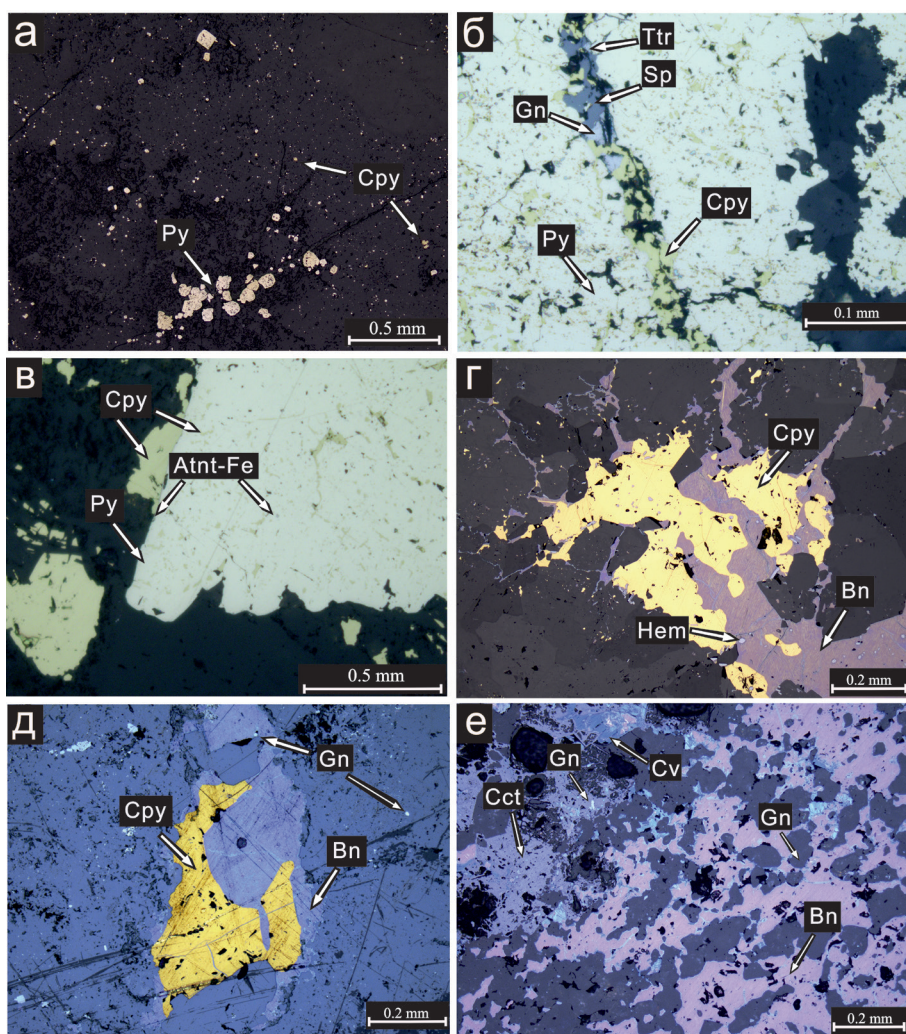


Рис. Рудные минеральные ассоциации проявления Агынджа: а – вкрапленные субидiomорфные зерна пирита (Py) и халькопирита (Cpy) ранней халькопирит-пиритовой ассоциации; б – замещение пирита первой генерации из халькопирит-пиритовой ассоциации прожилком халькопирита с галенитом (Gn), сфалеритом (Sp) и тетраэдритом (Ttr) полиметаллической ассоциации; в – халькопирит и аргентотеннантит (Atnt-Fe), замещающие пирит первой генерации; г – халькопирит-борнитовая интерстиция с гематитом (Hem); д – борнит (Bn) халькозин-борнитовой ассоциации замещает более ранний халькопирит из халькопирит-борнитовой ассоциации; е – борнит и халькозин (Cct) с вкрапленным галенитом (Gn) и вторичным ковеллином (Cv) в цементе песчаника. Отраженный свет.

Халькопирит-борнитовая ассоциация часто заполняет миндалины и межзерновые пространства в вулканических и терригенных породах. Для борнита характерно широкое развитие пластинок халькопирита (рисунок г). В борните также наблюдаются включения гематита и часто небольшие (0.01–0.1 мм) включения и прожилки галенита второй генерации и клаусталита. Гематит, халькопирит и борнит содержат примесь Co (0.1–1.0 мас. %).

Халькозин-борнитовая ассоциация развита в жилах и трещинах трахитов, а также в терригенных породах ордовикской толщи. Самые большие содержания меди на участ-

ке (до 44 мас. %) достигаются в местах широкого развития минералов данной ассоциации. Как правило, это тектонически дезинтегрированные зоны субвулканических тел трахитов, тектонические контакты между песчаниками и трахиандезитами или цемент песчаников и туфопесчаников (рис. 1е). Борнит и халькозин из данной ассоциации развивается по более раннему халькопириту (как правило, из борнит-халькопиритовой ассоциации) (рисунок д) и в нем реже встречаются структуры распада твердого раствора. Содержание Cu в борните на 2–3 мас. % больше, а Fe – на 1.5–2.0 % меньше. В борните установлены небольшие (0.01–0.2 мм), изометричные включения айкинита, киновари, галенита, игольчатого гематита. Местами борнит срастается с относительно крупными (около 50 мкм) агрегатами бетехтинита.

Гипергенная ассоциация характеризуется широким развитием вторичных минералов Cu, Pb и Fe, которые тяготеют к зонам тектонических нарушений с наиболее богатыми рудными зонами, представленными халькопирит-борнитовой и халькозин-борнитовой минерализацией. Помимо ковеллина и минералов группы халькозина, по борниту и халькопириту развиваются малахит, азурит, сульфосоли (риджерит, брошантит), водные силикаты; по галениту – церуссит и англезит; также широко проявлена лимонитизация в зонах развития халькопирит-пиритовой, полиметаллической и халькопирит-борнитовой ассоциаций.

Подобные минеральные ассоциации наблюдаются на месторождениях типа манто. В них выделяются следующие парагенезисы: первичная гидротермальная ассоциация, разделенная на раннюю (вкрапленные пирит + магнетит + халькопирит) и главную (халькозин + дигенит + борнит ± халькопирит + гематит). Также к этой стадии тяготеет серебряная минерализация. За ней следует стадия вторичного обогащения, для которой характерно замещение сульфидов халькозином и ковеллином с гематитом. Атакамит, хризоколла, куприт и другие кислородсодержащие минералы образуются на стадии окисления – третьей стадии минералообразования (Kojima и др., 2003).

Результаты наших исследований позволили установить на участке Виктория рудопроявления Агынджа пять минеральных ассоциаций, соответствующих трем основным этапам формирования рудных тел: (1) ранний (халькопирит-пиритовая ассоциация в диоритах и трахитах), (2) главный рудный, в ходе которого в дезинтегрированных зонах трахитов и вулканогенно-осадочных ордовикских породах образовались три последовательных ассоциации (полиметаллическая, халькопирит-борнитовая и халькозин-борнитовая стадию сульфидного обогащения), и (3) гипергенный этап. Выявлена пространственно-временная приуроченность серебряной минерализации к ранним стадиям главного рудного этапа — полиметаллической и халькопирит-борнитовой. В местах на участке, где минеральные ассоциации накладываются друг на друга, образуются наиболее мощные и богатые рудные тела. Установленная стадийность рудообразования и ее состав коррелируют с минеральными ассоциациями и последовательностью их образования на месторождениях типа манто, что позволяет рассматривать рудопроявление Агынджа как перспективный объект для выявления промышленно значимых рудных тел, сопоставимых по масштабам оруденения с эталонными чилийскими аналогами.

Литература

Петров С.В., Сычев С.Н., Задорожный Д.Н. и др. Проект Агынджа – первое в России месторождение типа чилийского манто // Геологический вестник АО «Полиметалл УК». 2023. Т. 14. С. 19–29.

Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Худолей А.К. и др. Валанжинский умеренно-щелочной магматизм Рассохинского и Арга-Тасского террейнов (Северо-Восток России) // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 34–42.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: Наука, 2001. 571 с.

Шпикерман В.И., Мерзляков В.М., Лычагин П.П. и др. Медное оруденение в ордовикских вулканах на востоке Якутской АССР // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 55–64.

Boric R., Holmgren C., Wilson N.S.F., Zentilli M. The geology of the El Soldado manto type Cu (Ag) deposit, Central Chile // In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. Adelaide: PGC Publications, 2002. Vol. 2. P. 185–205.

Kojima S., Astudillo J., Rojo J. et al. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile // Mineralium Deposita. 2003. Vol. 38. No. 2. P. 208–216.

Ramirez L.E., Palacios C., Townley B. et al. The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of Northern Chile // Mineralium Deposita. 2006. Vol. 41. № 3. P. 246–258.

П.Н. Лейбгам¹, А.М. Вьюкова¹, Н.Д. Иванова¹, А.Е. Смолякова²

¹ – Центральный научно-исследовательский институт
цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия
leibham@tsnigri.ru

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

Последовательность формирования руд и метасоматитов Рукоусевского золоторудно-россыпного поля (о. Сахалин)

Аннотация. В работе представлены результаты изучения вещественного состава руд и метасоматитов некоторых проявлений золота Рукоусевского поля на о-ве Сахалин. Выделены три этапа рудообразования: метаморфогенный, гидротермально-метасоматический и гипергенный. Формирование самородного золота связано с ранней пирит-арсенопиритовой и поздней киноварь-пиритовой ассоциациями.

P.N. Leibham¹, A.M. Viyukova¹, N.D. Ivanova¹, A.Ye. Smolyakova²

¹ – Central Research Institute of Geological Prospecting for
Base and Precious Metals, Moscow, Russia

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

Paragenetic sequence of alteration and mineralization at the Rukosuev gold field (Sakhalin Island)

Abstract. This study examines the mineral composition of ores and metasomatites from the some gold occurrences of the Rukosuev gold field on Sakhalin Island. Three stages of ore formation are identified: metamorphic, hydrothermal-metasomatic and supergene. The formation of native gold is associated with early pyrite-arsenopyrite and late cinnabar-pyrite assemblages.

Введение. Рукоусевское золоторудно-россыпное поле (РРП) Лангерийского рудно-го узла расположено в центральной части острова Сахалин в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор. Площадь известна своими россыпными месторождениями золота, где добыча началась в 1930-х гг. Поиски коренных источников начались в 1960-х гг. и продолжались вплоть до начала XXI в. Предшественники относили рудопроявления РРП к золото-альбитовой и золото-кварцевой субформациям золото-арсенопиритового минерального типа (Мицук, 1987). Позже одна часть объектов была отнесена к золото-кварцевой формации, другая – к золотоносной черносланцевой (Гальверсен и др., 2009). Работы 2023–2025 гг. были нацеле-

ны на выявление новых объектов этих типов золоторудной минерализации, уточнение локализации рудных зон на уже известных рудопоявлениях и определение последовательности формирования минералов. Последнее является целью данного исследования. Основное внимание уделено рудопоявлениям Незаметное, Воронье, Горбуша и Западная Горбуша, которые ранее считались эталонными для данного региона.

Материалы и методы исследования. Во время двух полевых сезонов отобраны протолочные и задииковые пробы из полотна и стенок канав, образцы керна скважин, а также образцы в геологических маршрутах. Минеральный состав руд и метасоматитов изучен с помощью минераграфического и петрографического анализа аншлифов и шлифов на микроскопе Olympus BX51, а также минералогического анализа тяжелой фракции протолочных проб. Химический состав минералов определен с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) (TESCAN MIRA с EDS-детекторами Pulse Tor 30, ЦНИГРИ, аналитик С.Г. Кряжев) и микронзондового анализа (РСМА) (JEOL JXA-8200, ИГЕМ РАН, аналитик Е.В. Ковальчук). Минеральный состав метасоматитов уточнен с помощью рентгенофазового анализа (рентгеновский дифрактометр МИРА, ЦНИГРИ, аналитик С.Г. Кряжев).

Краткая геологическая характеристика. Рукосуевское рудное поле локализовано в центральной части Вальзинского террейна аккреционной призмы (K_2-P_1), ограниченного с запада Тымь-Поронайским наложенным прогибом (P_2-Q), с северо-востока – Вальзинским взбросо-надвигом ($K-P$) и с востока – Центральным правым взбросо-сдвигом (P_1) (Гранник, 2008; Гальверсен и др., 2009). Террейн сложен верхнелангерийским метаморфическим комплексом: филлиты, ритмично-полосчатые парасланцы и реже ортосланцы сложного состава (Гальверсен и др., 2009). Толщи метаморфических пород прорваны штоками первой фазы (граниты, гранодиориты) и дайками второй фазы (порфиры кислого состава) Лангерийского комплекса ($P_{2,3}$) (Гальверсен и др., 2009; Glorie et al, 2017; Zhao et al, 2018).

Вмещающие породы. В пределах РПП метаморфический комплекс представлен преимущественно сланцами и гнейсами, содержащими кварц, альбит, мусковит, хлорит, углеродистое вещество и, в единичных случаях, биотит. В центральной части рудного поля (рудопоявления Незаметное и Воронье) метаморфические толщи рассекаются дайками аплитов и гранит-порфиров, а также дацит- и плагиодацит-порфиров. Последние сопровождаются вулканобрекчиями с обломками метаморфических пород. На северо-востоке объекта вблизи рудопоявлений Горбуша и Западная Горбуша найдены обломки плагиодацит-порфиров.

Метасоматиты. В значительной степени изменены дацит- и плагиодацит-порфиры, вулканобрекчии до появления полнопроявленных метасоматитов. Метасоматиты состоят, в основном, из каолинита и иллита и, в меньшей степени, тосудита, кварца, карбоната и халцедона. Метасоматиты или, согласно полученным результатам, аргиллизиты образуют узкие линейно вытянутые участки, которые рассекают метаморфические толщи и магматические тела. Участки развития аргиллизитов сопровождаются прожилково-жильными зонами кварц-анкеритового, анкеритового либо кальцитового состава с сульфидной минерализацией.

Рудные минералы. Сульфидная минерализация распространена ограниченно: обычно ее количество не превышает 5 об. %, чаще 1–2 об. %. Наиболее распространенными являются пирротин, пирит и арсенопирит. Реже встречаются сфалерит, халькопирит, галенит и марказит. Редкими минералами являются самородное золото, ульманнит, аргентопентландит, шеелит, касситерит и киноварь (Лейбгам и др., 2026). Вторичные минералы – гетит, гематит, лепидокрокит, ярозит, скородит, оксиды марганца, англезит и акантит.

Выделяются две морфологические разновидности арсенопирита – гипидиоморфные кристаллы и их сростки, а также скрытокристаллические агрегаты. Первый тип отличается большей степенью идиоморфизма относительно кварца прожилков и аргиллизитов, второй тип отмечен в трещинах по прожилкам кварца.

Для пирита установлены три морфологические разновидности – идиоморфные кристаллы, субизометричные и прожилковидные образования. Первый тип также отличается большей степенью идиоморфизма относительно кварца прожилков и аргиллизитов. Второй тип локализован в метаморфогенных породах. Третий тип локализован в трещинах по кварц-карбонатным прожилкам.

Пирротин отмечен в виде включения в арсенопирите-1, а также как более поздний минерал в трещинах пирита-2 в ассоциации с халькопиритом, ульманнитом и аргентопентландитом.

Сопутствующие минералы, выполняющие пустоты и трещины в пирите-1 и -2, в арсенопирите-1, и реже отмеченные в виде самостоятельных зерен, представлены сфалеритом, халькопиритом и галенитом. Перечисленные минералы связаны с просечками и прожилками карбонатного состава, которые накладываются на более раннюю пирротин-арсенопирит-пиритовую ассоциацию.

Помимо указанных выше рудных минералов, в пустотах пирита-1 отмечено самородное золото, а также его каплевидные включения. Самородное золото также локализуется во вторичных минералах, развивающихся по пириту (рудопоявления Воронье и Западная Горбуша) и встречено на контакте с хлоритом, каолинитом и серицитом (рудопоявления Незаметное и Воронье) либо оно встречается совместно с обломками альбита и кварца (рудопоявление Воронье). Пробность самородного золота варьирует от 610 до 925 ‰. Основной примесью является Ag, реже отмечается Hg, в единичных случаях – Te и Bi. Примесь Hg характерна для низкопробного золота рудопоявления Западная Горбуша, реже оно встречалось в пробах с других рудопоявлений.

Заключение. Рудообразование на территории Рукосуевского поля проходило в три этапа: метаморфический, гидротермально-метасоматический и гипергенный.

В первый этап происходило формирование вмещающей метаморфической толщи. Осадочные и в подчиненном количестве вулканогенно-осадочные породы являлись частью аккреционной призмы. Прогрессивная стадия регионального метаморфизма проходила с постепенным увеличением температуры и давления до хлоритовой субфазии зеленосланцевой фазии. Это привело к формированию сланцев и гнейсов. В этих породах также была образована первая разновидность пирита. В эоцене-олигоцене произошло внедрение первой фазы Лангерийского комплекса, после внедрения даек второй фазы этого комплекса.

Постмагматические тектонические процессы привели к формированию разрывных нарушений, в которых были образованы хлорит-кварц-альбитовые жилы и гидротермальные брекчии. Предполагается формирование пропиловых метасоматитов по магматическим породам. При последующих тектонических процессах произошло повторное открытие ранее сформированных разрывных нарушений. Под воздействием флюидов вулканобрекчии, магматические породы, ранее сформированные жилы и гидротермальные брекчии подверглись аргиллизации в ослабленных зонах.

Формирование рудных минералов начинается с халькопирит-пирротин-арсенопиритовой ассоциации и после катакластических процессов продолжается с формированием золото-арсенопирит-пиритовой ассоциации. Пирит-2 полностью заместил ранний пирротин, для него характерна примесь As (до 3.3 мас. %). Предполагается, что помимо самородного золота в пирите, здесь также было сформировано свободное золото интерстициальной формы и высокой пробности. После катаклаза образуется сфалерит-халькопирит-пирротинная ассоциация, которая постепенно сменяется галенит-халькопиритовой. Здесь также отмечены редкие ульманнит и аргентопентландит. Не исключается примесь серебра в галените либо присутствие других серебросодержащих фаз. Катакластические процессы привели к образованию новых трещин в породах. В это время образовались пирит-3, кальцит, низкопробное ртутистое самородное золото и, предположительно, киноварь.

На гипергенном этапе сформированные руды и метасоматические породы подверглись вторичным близповерхностным изменениям. Подъем территории предполагается в раннем-среднем неогене (Гальверсен и др., 2009) с последующим формированием рельефа и россыпей золота.

Литература

- Гальверсен В.Г., Евсеев С.В., Коноваленко А.А., Хайбуллина Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Сахалинская. Лист М-54-ХVIII (Пограничное). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 187 с.
- Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Лейбгам П.Н., Вьюкова А.М., Бучко И.В. Особенности золоторудной минерализации Рукосуевского рудно-россыпного поля (о. Сахалин) // Рудная школа ЦНИГРИ-2026. Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче. М.: ЦНИГРИ, 2026. (в печати)
- Мицук В.В. Поиски золота в пределах Прасоловского рудного поля (о. Кунашир) и в Лангерийском золотоносном районе (о. Сахалин). Фонды ОАО «СахГРЭ», 1987.
- Glorie S., Alexandrov I., Nixon A. et al. Thermal and exhumation history of Sakhalin Island (Russia) constrained by apatite U-Pb and fission track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. P. 326–342.
- Zhao P., Alexandrov I., Jahn B., Ivin V. Timing of Okhotsk Sea Plate collision with Eurasia Plate: Zircon U-Pb age constraints from the Sakhalin Island, Russian Far East // Journal of Geophysical Research. 2018. No. 123. P. 8279–8293.

**К.А. Сиротин¹, А.К. Козин¹, В.С. Жданова¹,
Р.С. Паламарчук¹, Э.Ш. Алиев²**

¹ – Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
sirotin.2000@list.ru

² – EA Minerals LTD, г. Астана, Казахстан

Самородное золото из коренных золото-кварцевых и связанных россыпных объектов Западно-Калбинского золоторудного пояса Восточного Казахстана

Аннотация. В работе охарактеризовано самородное золото из россыпей Сарыбулак и Сенташ Западно-Калбинского золоторудного пояса Восточного Казахстана. Состав и морфологические особенности самородного золота указывают на один тип коренного источника. Сопоставление химических составов минералов указывает на малосульфидный кварцевый тип объекта. Выдержанный химический состав самородного золота в коренных и россыпных объектах указывает на отсутствие минеральной зональности в коренных источниках, что типично для орогенного типа золоторудных месторождений.

**К.А. Sirotin¹, A.K. Kozin¹, V.S. Zhdanova¹,
R.S. Palamarchuk¹, E.Sh. Aliev²**

¹ – South Urals Federal Research Center of Mineralogy and
Geoecology UB RAS, Miass, Russia

² – EA Minerals LTD, Astana, Kazakhstan

Native gold from primary gold-quartz and related placer objects of the West Kalba gold-bearing belt of Eastern Kazakhstan

Abstract. The work characterizes native gold from the Sarybulak and Sentas placers of the Western Kalba gold-bearing belt of Eastern Kazakhstan. The composition and morphological features of native gold

indicate one primary source. The comparison of chemical composition of minerals suggests its low-sulfide quartz type. The consistent chemical composition of native gold both from primary and placer objects indicates the absence of mineral zonality in primary sources, which is typical of orogenic gold deposits.

В Восточном Казахстане расположено множество крупных месторождений, являющихся коренными источниками для формирования россыпей (Третьяков и др., 2020; Мизерная и др., 2021; Калинин и др., 2021). Полевые работы на территории Калбинского района позволили получить фактический материал для изучения вопросов формирования золотых месторождений в пределах Западно-Калбинского золоторудного пояса (рис. 1). Самородное золото изучено в рудных объектах, вскрытых на современном уровне эрозионного среза, и в россыпях. Задачей исследования стало выявление закономерностей изменения морфологических особенностей самородного золота в системе коренной источник–россыпь, и оценка минеральной зональности коренных руд на основании сравнительного анализа химического состава минералов. Полученные результаты могут найти применение в обосновании геолого-генетической модели рудных объектов.

При отработке россыпного месторождения Сарыбулак отобраны укрупненные бороздовые (40 л) и крупнообъемные (250–300 л) пробы с последующим получением концентратов тяжелых минералов. Зерна самородного золота из коренных руд выделены при дроблении проб массой ~20 кг до крупности менее 1 мм с последующим гравитационным обогащением. Для изучения анатомии индивидов и агрегатов самородного золота и их морфологических особенностей использовались оптическая (бинокулярный микроскоп) и сканирующая электронная микроскопия (режим BSE). Зерна изучены в объеме и плоских срезах после подготовки аншлифов на сканирующих электронных микроскопах TESCAN Vega 3 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик М.А. Рассомахин) и TESCAN Mira LMS (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Н.С. Чебыкин).

Породы фундамента региона относятся к глубокоководному флишу, образованному в палеозое до закрытия Палеоказахского океана и сложенному переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками и туффитами, реже глинистыми и углистыми алевролитами (рис. 1). В районе известна серия кварцевых жил с самородным золотом, которое благодаря своим морфологическим особенностям в ходе процессов эрозии и перетложения накапливалось в россыпях (Koporelko et al., 2025). В ходе поисковых работ обнаружены три крупные жилы, из которых удалось извлечь самородное золото: Новая, Вертолетка и Четырехлетка. Четвертичные отложения долин рек на участках Сенташ и Сарыбулак с россыпным золотом, истоки которых дренируют золотоносные кварцевые жилы, представлены средне- и маломощными толщами суглинисто-супесчаного аллювия с крупнощебнисто-мелковалунными обломками нижележащих пород плотика. Эти отложения характеризуются незначительной (до 1.5–2.0 м) глубиной залегания, струйчатым распределением золота в плане при ширине россыпей до 10–20 м и мощности пласта около 0.5 м. Продуктивный пласт залегает на коренном плотике.

Размер зерен россыпного золота составляет 0.25–1.0 мм (рис. 2а), в редких случаях – до 25 мм. По морфологии выделены две группы зерен: наиболее распространены уплощенные и немного удлиненные зерна, реже – комковатые, местами, с реликтами дендритовых форм. Степень окатанности меняется от средней до сильной с преобладанием последней (рис. 2б). Размер индивидов коренного золота чаще всего составляет 0.3–1.2 мм. Периодически наблюдаются минеральные включения или их отпечатки, а в исключительных случаях – индукционные грани на поверхностях индивидов минералов (рис. 2в).

Самородное золото рудопроявления Жила Новая характеризуется средним размером 400–600 мкм, единичные зерна достигают размера 2 мм в поперечнике. Наиболее распространены сильно уплощенные агрегаты трещинного типа (Петровская, 1973) со сложными



Рис. 1. Геологическая схема изученного фрагмента Западно-Калбинского золоторудного пояса.

Аркалыкская свита: 1 – нижняя толща, туфопесчаники, туффиты ($C_1V_3naz^a$); 2 – верхняя толща, терригенно-осадочные породы с подчиненным количеством известняков ($C_1V_3naz^b$); 3 – туфопесчаники, туффиты и терригенно-осадочные отложения намюрского яруса (C_1n^a); 4 – верхнепалеозойские полимиктовые песчаники ($C_1n_2-C_2$); 5 – четвертичные отложения; 6 – крупные разрывные нарушения; 7 – золотоносные кварцевые жилы.

скульптурами поверхности, образованными многочисленными ответвлениями и выступами, реже встречаются комковидные выделения самородного золота.

Самородное золото рудопроявления Вертолетка крупное: наиболее распространены агрегаты 0.5–2.0 мм, единичные – до 4 мм. Преобладают комковидные зерна, которые могут быть отнесены к интерстициальному типу. Многочисленные выступы и ответвления формируют сложную форму агрегатов, зачастую вмещающих многочисленные включения кварца. Поверхности ровные, нередко несут отпечатки жильных минералов.

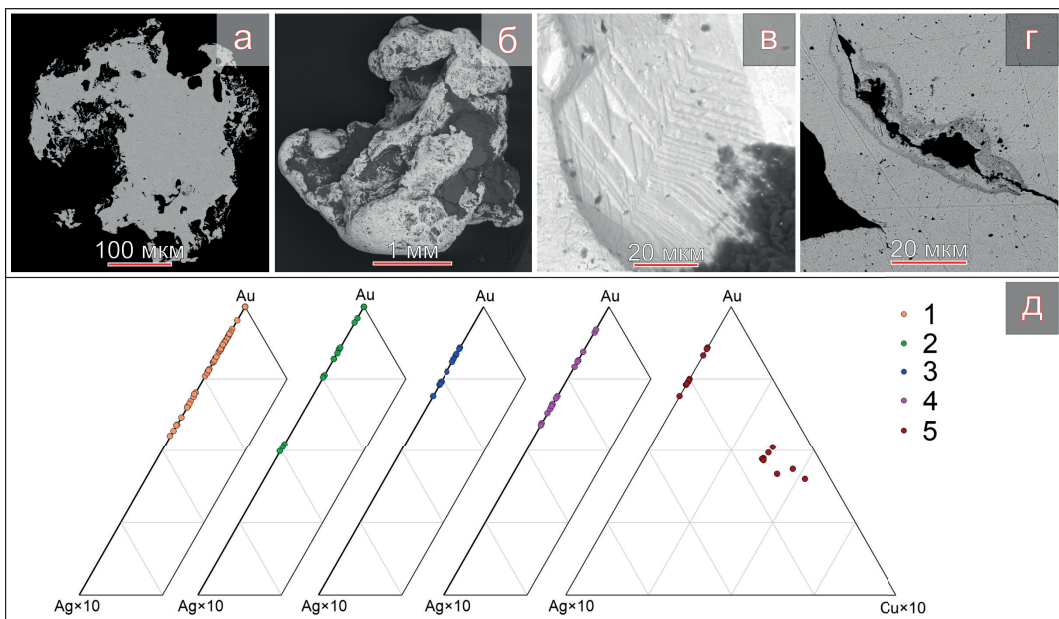


Рис. 2. а–г – BSE фотографии зерен золота из коренных и россыпных источников: а – коренное золото (жила Новая); б – россыпное золото (р. Сарыбулак); в – индукционная поверхность на кристалле золота (рудопоявление Сенташ); г – высокомедистая кайма по трещине золотого зерна (жила Вертолетка); д – состав золота из разных источников: россыпные объекты: 1 – р. Сарыбулак; 2 – водотоки участка Сенташ; коренные объекты: 3 – жила Новая; 4 – жила Четырехлетка; 5 – жила Вертолетка.

Размер зерен золота рудопоявления Четырехлетка составляет 0.5–2.0 мм. Форма выделений разнообразна с распространенными ветвистыми комковидными агрегатами, характеризующимися множеством удлиненных ответвлений сложной морфологии, реже встречаются пластинки и чешуйки. Отличительной чертой рудопоявления Четырехлетка являются зерна с элементами кристаллографической огранки по октаэдру.

Самородное золото исследованных россыпей имеет выдержанный химический состав и низкое содержание примесных элементов (рис. 2д), среди которых в подавляющем большинстве присутствует только Ag в количестве до 8 мас. % (среднее 3 мас. %). Пробность зерен варьирует от 920 до 999 ‰. Состав коренного золота жил Новая и Четырехлетка аналогичен таковому россыпных объектов. Подобный химический состав установлен для агрегатов и индивидов золота из жилы Вертолетка, однако по краям зерен и трещинам в них имеются каймы с примесью Cu (рис. 2г), S и O.

Минеральные включения в золоте как россыпных, так и коренных источников представлены наиболее часто встречающимися кварцем и олигоклазом, иногда мусковитом. Также обнаружены пирит, арсенипирит, галенит, сфалерит; присутствуют редкие зерна апатита.

Таким образом, состав и морфологические особенности самородного золота в россыпях указывают на один тип коренного источника. Сопоставление химического состава минералов указывает на то, что это малосульфидный кварцевый тип (Вольфсон, Дружинин, 1967). Выдержанный химический состав самородного золота как в коренных, так и россыпных объектах указывает на отсутствие минеральной зональности в коренных источниках, что типично для орогенного типа золоторудных месторождений (Goldfarb et al., 2005).

Развитие высокомедистой каймы на зернах золота из жилы Вертолетка можно объяснить результатом реакционных процессов в гипергенных условиях. Исходя из химического

состава каемок, обогащенных медью, можно предположить, что в первичной ассоциации с самородным золотом находились сульфиды меди (халькозин или халькопирит), растворенные в условиях образования коры выветривания. Возникновение растворов, насыщенных медью, привело к локальному реакционному изменению химического состава самородного золота в краевых частях зерен и трещинах.

Изменение формы золота является следствием деформаций при транспортировке в делювиально-аллювиальных отложениях и водотоках. Уплотненные зерна золота с высокой степенью окатанности перенесены на расстояния первых десятков километров (Knight et al., 1999). Комковатые зерна со средней степенью окатанности указывают на транспортировку на расстояние от сотен метров до первых километров, при которых окатанность начинает преобладать, но без уплощения.

Литература

- Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Наука, 1967. 216 с.
- Мизерная М.А., Дьячков Б.А., Мирошникова А.П. и др. Особенности геологического строения, магматизма и рудообразования месторождений Бакырчикского рудного поля // Труды Карагандинского технического университета им. Абылкаса Сагинова. 2021. № 3(84). С. 94–99.
- Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Сердюков А.Н. и др. Возрастные рубежи и металлогеническое прогнозирование золоторудных месторождений Акжал-Боко-Ашалинской рудной зоны (Алтайская аккреционно-коллизонная система) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 392–408.
- Петровская Н.В. Самородное золото: общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Третьяков А.В., Нигматова С.А., Габитова У.Б. Типы, размещение и перспективы палеогеновых и неогеновых россыпей золота в Западно-Калбинском золотоносном районе (Восточный Казахстан) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 4. С. 156–169.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // 100th Anniversary Volume of Economic Geology. 2005. P. 407–450.
- Konopelko D.L., Zhdanova V.S., Stepanov S.Y. et al. Mineralization styles in the orogenic (quartz vein) gold deposits of the Eastern Kazakhstan Gold Belt: implications for regional prospecting // Minerals. 2025. Vol. 15. Article #885.
- Knight J.B., Morison S.R., Mortensen J.K. The relationship between placer gold particle shape, rimming, and distance of fluvial transport as exemplified by gold from the Klondike District, Yukon Territory, Canada // Economic Geology. 1999. Vol. 94. P. 635–648.

ЧАСТЬ 6. НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

П.Я. Азимов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
г. Санкт-Петербург, Россия
pavel.azimov@mail.ru*

Методы изучения метаморфических пород

Аннотация. В работе рассмотрены основные подходы, используемые при геолого-структурном, петрологическом, геохимическом и изотопно-геохронологическом изучении метаморфических пород и отличия этих подходов от таковых, используемых для осадочных и магматических пород.

Р.Ya. Azimov

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

Analytical methods for metamorphic rocks

Abstract. The study discusses basic approaches to structural, petrological, geochemical and geochronological study of metamorphic rocks and their differences from those applied for sedimentary and igneous rocks.

Высоко- и низкоградные метаморфические породы широко распространены на щитах, в фундаментах платформ, подвижных поясах и океанической коре, тогда как низкоградные метаморфические породы находятся также в нижней части чехла платформ. Они отражают эндогенные тектонические процессы, происходящие в глубинных сечениях земной коры и в верхней мантии (Метаморфизм..., 2001; Kornprobst, 2003). С метаморфическими породами связаны многие полезные ископаемые. Изучение метаморфических пород имеет свою специфику, и далеко не все методы и подходы, применяемые к магматическим и осадочным породам, подходят для метаморфических пород. Существуют методы, применяемые только для метаморфических пород. В работе приводится обзор методов, используемых для их изучения.

Геолого-структурные методы изучения и картирование. Обычно метаморфические породы, как и осадочные, образуют крупные картируемые тела размером от метров и первых километров до тысяч километров. Однако методы картирования средне- и высокометаморфизованных пород отличаются от методов, используемых для осадочных пород (Passchier et al., 1990). Это связано с неприменимостью в большинстве случаев стратиграфических методов, другим характером деформаций (Hopgood, 1999; Passchier, Trouw, 2005; Hobbs, Ord, 2015), преимущественно тектоническими границами между геологическими телами и внутри них, одновременным присутствием пара- и ортопород (метаосадочных и метаинтрузивных пород, соответственно). Широко распространены сдвиговые зоны (Passchier et al., 1990; Passchier, Trouw, 2005). По этим причинам в областях среднего и высокого метаморфизма вместо стратиграфических подразделений должны выделяться структурно-вещественные комплексы.

Метаморфизм обычно сопровождается деформациями. Структурное изучение метаморфических комплексов подразумевает выявление последовательности деформаций и сопоставление таких последовательностей в разных комплексах. Однако следует помнить, что характер деформации зависит от реологии пород, а она – от вещественного состава, поэтому комплексы разного состава с общей тектонической историей могут сильно отличаться по характеру деформаций (Passchier et al., 1990; Hoggood, 1999; Hobbs, Ord, 2015).

При картировании зональных метаморфических комплексов, образованных при региональном или контактовом метаморфизме, кроме структурно-вещественного подхода, используется подход, не применимый для осадочных и магматических комплексов – картирование уровня метаморфизма (Метаморфизм..., 2001; Kornprobst, 2003; Bucher, 2023). Для него обычно используют границы распространения индекс-минералов или индикаторных минеральных парагенезисов.

Методы изучения вещественного состава метаморфических пород. Изучение метаморфических пород направлено на решение двух задач: 1) определение протолита (первичной природы) метаморфических пород (Неелов, 1980; Предовский, 1970; Bucher, 2023) и 2) изучение собственно метаморфической истории пород, т. е. истории эволюции термодинамических условий метаморфизма (Spear, Peacock, 1989; Bucher, 2023). Для реконструкции протолита используются, преимущественно, геохимические и изотопно-геохимические методы, иногда возможно выявить реликтовые структуры или текстуры. Текстуры могут сохраняться в ортопородах, а также в метаосадках и метавулканитах (например, турбидитовые последовательности, знаки ряби, лавовые подушки, вулканические потоки и т. д.). В парапородах низкого уровня метаморфизма изредка сохраняются реликтовые минералы. В ортопородах реликтовые магматические минералы сохраняются иногда даже при высокоградном метаморфизме. Чаще сохраняется валовый состав породы (изохимический метаморфизм), но при аллохимических процессах (метасоматоз, ультраметаморфизм, некоторые ретроградные изменения) он меняется. Как правило, при аллохимическом метаморфизме наиболее устойчивы РЗЭ и высокозарядные элементы, но при мигматизации они могут стать подвижными. В этом случае задача реконструкции протолита становится практически нерешаемой.

Для определения термодинамических параметров метаморфизма (P–T–X: давление – температура – состав) используются термобарометрические методы (Essene, 1989; Perchuk et al., 1991; Will, 1998; Метаморфизм..., 2001; Ревердатто и др., 2017; Bucher, 2023): минеральная термобарометрия, термобарогеохимия (термобарометрия по флюидным и расплавленным включениям), в некоторых случаях – изотопная термобарометрия, основанная на распределении стабильных изотопов между минералами. Последняя применяется редко из-за низких температур закрытия основных изотопных систем и значительного воздействия флюидов при ретроградном метаморфизме.

Минеральная термобарометрия разработана в большой степени именно для изучения условий метаморфизма и наиболее эффективна для метаморфических пород. Ее основные методы: классическая, мультиравновесная и анализ псевдосечений (изохимических фазовых диаграмм). Классическая минеральная термобарометрия решает прямую задачу – расчет PТХ параметров по составам минералов – и основана на распределении компонентов между минералами, находящимися в равновесии. На основе экспериментов и анализа эмпирических данных создано множество калибровок термометров, барометров и оксометров. Мультиравновесная термобарометрия является развитием классической: для расчета используется совокупность всех возможных в системе минеральных реакций. Это позволяет выявить равновесные составы минералов и повысить достоверность термобарометрии в системах с локальными равновесиями или с наложенными минеральными парагенезисами. Псевдосечения рассчитываются в системах с минералами переменного состава для заданного валового

химического состава породы. Они позволяют определить поля устойчивости парагенезисов и зависимость равновесных составов минералов от РТ условий (обратная термобарометрическая задача).

У всех методов есть свои ограничения. Относительно новый метод – рамановская термобарометрия, основанная на зависимости рамановского спектра от напряжений, возникающих в минералах при изменении РТ условий за счет сжимаемости и термического расширения (Kohn et al., 2023). Термобарогеохимия основана на изучении флюидных или расплавных включений (ФВ и РВ) и позволяет определить как РТ условия метаморфизма, так и состав флюидов (Tourret, 1987, 2001, 2003). Однако изучение включений в метаморфических породах труднее, чем в магматических, из-за более долгой и сложной эволюции. Неполное протекание реакций приводит к неполному уравниванию минералов в породе, а ограниченность массопереноса в твердой среде – к большой степени локальности равновесий. Кроме трудностей изучения, это приводит к сохранению реликтов ранних минералов и парагенезисов, что позволяет реконструировать историю пород. Однако для корректности исследований любым термобарометрическим и термодинамическим расчетам должно предшествовать тщательное и методичное исследование метаморфических пород, их структур и текстур, составов минералов, выделение минеральных парагенезисов разных стадий метаморфизма и выяснение их соотношений. Эффективность и качество всех термобарометрических исследований зависит от предшествующего петрографического изучения. Результаты термобарометрических расчетов должны быть сопоставлены с результатами изучения самих пород. Большая степень достоверности результатов может быть достигнута, если термобарометрические исследования проводятся для пород разных, желательно, контрастных составов (например, метапелитов и метабазитов) и сопоставляются между собой.

На основании результатов термобарометрических исследований реконструируются РТ тренды эволюции. Ретроградные тренды реконструировать легче. Проградные тренды сохраняются гораздо хуже из-за особенностей кинетики минеральных реакций. Реакционные минеральные структуры позволяют восстановить направление реакций, порядок смены минеральных парагенезисов и определить направление РТ тренда. Реакционные структуры могут быть использованы и при аллохимическом метаморфизме для определения тренда изменения химического состава породы.

Изотопно-геохронологические методы. Геохронология – один из важных методов изучения метаморфических пород (Kohn, 2016), однако понятие «возраст метаморфической породы» отсутствует, а, вернее, не имеет смысла. У любой метаморфической породы есть, по крайней мере, два возраста – возраст протолита и возраст метаморфического преобразования (в случае полиметаморфизма – несколько возрастов). Основные метаморфические минералы-геохронометры – циркон, монацит, титанит, ксенотим, апатит, рутил (Petrochronology, 2017).

Возраст протолита легче всего определить для ортопород: если сохраняются реликты магматических минералов-хронометров (чаще всего, циркон, иногда бадделейт). Определение возраста протолита парапород – сложная и не всегда решаемая задача. Возраст метаморфизма определяется по U-Pb изотопным системам минералов-хронометров, изохронными (Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf) методами по сосуществующим минералам и т. д. Изохронные методы в большой степени потеряли свое значение: при регрессивном метаморфизме или поздних наложенных процессах изотопные системы нарушаются. В настоящее время для определения возраста метаморфизма преимущественно используется U-Pb метод. Наиболее значимый и устойчивый минерал-геохронометр – циркон (Kohn, Kelly, 2018), широко распространенный в породах разных составов. Цирконы в метаморфических породах часто имеют сложное строение: они содержат унаследованные ядра и новообразованные каймы (одну или несколько). Для таких цирконов классический метод геохронологии (ID-TIMS) не пригоден, требуют-

ся локальные методы (SIMS, LA-ICP-MS, SHIME). Эти методы менее точны, но позволяют определить возраст отдельных зон циркона. Другие минералы-хронометры в метаморфических породах (монацит, титанит, ксенотим) часто однородны, но могут быть зональными, поэтому определению изотопного возраста минералов-геохронометров должно предшествовать детальное изучение их состава и структуры. Сочетание различных минералов-хронометров и изохронных методов с разными температурами закрытия изотопных систем может позволить восстановить термическую историю метаморфического комплекса. Однако разный возраст минералов-хронометров может быть связан не с постепенным остыванием породы, а с серией тепловых импульсов, приводящих к раскрытию изотопных систем (Reiners, 2009), или с нарушением изотопных систем в ходе ретроградных изменений.

Самая сложная задача метаморфической геологии в настоящее время – *восстановление метаморфической эволюции* в целом на основе сопоставления результатов, полученных разными комплексами методов. Можно определить последовательность деформаций при метаморфизме, РТ историю метаморфических пород и возраст метаморфизма. Однако для определения общей эволюции метаморфического комплекса требуется сопоставить эти данные и определить: какие минеральные парагенезисы формировались в ходе разных этапов деформаций, и какие РТ условия им соответствовали? Каким РТ условиям и этапам деформации отвечают установленные значения изотопного возраста? Этот этап исследований – наиболее трудный. Он требует взаимодействия и взаимопонимания специалистов в разных областях, и обычно это наиболее слабое место. Для получения достоверных результатов нужно не просто взаимопонимание специалистов, а совместные исследования на всех стадиях: отбор образцов для петрологии одновременно с исследованием деформаций в этих породах, а затем – совместные петрологические и геохронологические исследования. Согласование петрологических и геохронологических результатов это, вероятно, самый сложный этап. Геохронометрами являются, как правило, акцессорные минералы, а для термобарометрии используются, преимущественно, породообразующие минералы. Термобарометрия по акцессорным минералам имеет множество ограничений (Essene, 2009), поэтому очень сложно увязать найденные значения U-Pb возраста и РТ условий. Еще более сложной эта задача становится при полиметаморфизме. Большое значение может иметь локальное датирование *in situ* и детальное изучение поведения и состава минералов-хронометров, а также использование тех хронометров, которые могут быть вовлечены в термобарометрические расчеты.

Работа выполнена в рамках темы НИР FMUW-2026-0006 (ИГГД РАН).

Литература

- Метаморфизм и тектоника. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: КФАН СССР, 1970. 115 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: СО РАН, 2017. 331 с.
- Bucher K. Petrogenesis of metamorphic rocks. 9th Edition. Springer Cham, 2023. 467 p.
- Essene E.J. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks // Geological Society London Special Publication. 1989. Vol. 43. P. 1–44.
- Essene E.J. Thermobarometry gone astray // Physics and Chemistry of the Earth's Interior. New Delhi: Indian National Science Academy, 2009. P. 101–133.
- Hobbs B., Ord A. Structural geology. The mechanics of deforming metamorphic rocks. Amsterdam: Elsevier, 2015. 665 p.
- Hopgood A.M. Determination of structural successions in migmatites and gneisses. Springer, 1999. 346 p.

- Kohn M.J.* Metamorphic chronology – a tool for all ages: Past achievements and future prospects // *American Mineralogist*. 2016. Vol. 101. P. 25–42.
- Kohn M.J., Kelly N.M.* Petrology and geochronology of metamorphic zircon // *Microstructural Geochronology: Planetary Records Down to Atom Scale*. John Wiley & Sons, 2018. P. 35–61.
- Kohn M.J., Mazzucchelli M.L., Alvaro M.* Elastic thermobarometry // *Annual Review Earth and Planetary Sciences*. 2023. Vol. 51. P. 331–366.
- Kornprobst J.* Metamorphic rocks and their geodynamic significance: a petrological handbook. New York: Kluwer, Academic Publishers, 2003. 208 p.
- Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A.* Field geology of high-grade gneiss terrains. Berlin, Heidelberg: Springer, 1990. 150 p.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. 2nd Edition. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2005. 366 p.
- Perchuk L.L.* Chapter 1: Mineral thermodynamics and equilibria for geothermobarometry: An introduction // *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology*. Cambridge University Press, 1991. P. 3–18.
- Petrochronology: Methods and Applications / *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2017. Vol. 83. 575 p.
- Reiners P.W.* Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. Vol. 73. P. 3612–3629.
- Spear F.S., Peacock S.M.* Metamorphic pressure–temperature–time paths. Short course in geology, volume 7. Washington: American Geophysical Union, 1989. 102 p.
- Touret J.L.R.* Fluid inclusions and pressure–temperature estimates in deep-seated rocks // *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. Dordrecht: Springer, 1987. P. 91–121.
- Touret J.L.R.* Fluids in metamorphic rocks // *Lithos*. 2001. Vol. 55. P. 1–25.
- Touret J.L.R.* Fluids in the deep earth // *Journal of Geochemical Exploration*. 2003. Vol. 78–79. P. 659–663.
- Will T.M.* Phase equilibria in metamorphic rocks: thermodynamic background and petrological applications. Berlin, Heidelberg: Springer, 1998. 315 p.

М.Т. Крупенин¹, М.О. Ким², Л.В. Леонова¹, Е.А. Рожкова³, Е.В. Белогуб³

¹ – *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
krupenin@igg.uran.ru*

² – *ООО «РГХО», г. Москва, Россия*

³ – *Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия*

Вещественный состав литотипов магнезитов и вмещающих доломитов провинции Малого Хингана

Аннотация. Магнезиты провинции Малого Хингана приурочены к линейным зонам в доломитовой свите. Изучение литотипов магнезитов и вмещающих доломитов показало отличия их текстур. В магнезитах отсутствуют минералы терригенных пород, содержащиеся в доломитах. В магнезитах установлены повышенные концентрации Zn, Ag, Cd и Pb и положительная аномалия Eu, имеющая прямую корреляцию с содержанием Mn. Пятнистые «брекчиевидные» доломит-магнезитовые породы из контактов рудных тел рассматриваются как зоны метасоматического замещения доломита. Биоморфные структуры в пятнистых доломитах позволяют предполагать диагенетическое биохомогенное формирование магнезита по рифтогенной седиментационно-эксталяционной модели.

Composition of magnesite and host dolomite lithotypes of the Lesser Khingan province

Abstract. Magnesites of the Lesser Khingan province are confined to linear zones in the dolomite formation. The study of the lithotypes of magnesites and host dolomites show their textural differences. The magnesites lack terrigenous minerals, which are present in dolomites. The magnesites exhibit the higher Zn, Ag, Cd, and Pb content, as well as positive Eu anomaly, which is positively correlated with Mn content. Spotted “brecciated” dolomite-magnesite rocks from the contacts of the ore bodies are interpreted as zones of metasomatic dolomite replacement. Biomorphic structures in spotted dolomites suggest diagenetic biochemical origin for the magnesite following a rift-related sedimentation-exhalation model.

Высокомагнезиальное сырье востребовано различными отраслями промышленности: около половины добываемой продукции идет на периклазовые огнеупоры (основы металлургии), около 10 % – на производство металлического магния, остальное – на нужды химической, пищевой промышленности, фармацевтики, кормовых добавок для сельскохозяйственных животных, удобрений и др. Основным источником высокомагнезиального сырья является магнезит, содержащий 47 мас. % MgO; его ежегодная добыча в мире составляет более 30 млн т. Основными геолого-промышленными типами месторождений являются гидротермально-метасоматические залежи кристаллического магнезита в карбонатных толщах и остаточные криптокристаллические магнезиты в коре выветривания гипербазитов и продуктах ее переотложения. Россия располагает несколькими провинциями кристаллических магнезитов, из которых две (Южно-Уральская и Енисейского кряжа) пока обеспечивают потребности страны.

Самым высококачественным сырьем является брусит $Mg(OH)_2$, содержащий 69 мас. % MgO – это вещество с максимально возможной в естественном состоянии концентрацией магния. В природе брусит широко распространен и содержится в разных типах горных пород в виде включений или небольших непромышленных залежей. Месторождения мономинеральных бруситов в мире очень редки: известно только несколько объектов с промышленными запасами в России, Китае, США и КНДР. Он является продуктом высокотемпературного контактового метаморфизма магнезитовых залежей, и, очевидно, выяснение закономерностей образования магнезита будет способствовать нахождению высоковостребованных промышленностью бруситовых залежей.

В России в провинции Малого Хингана (ПМХ) в Еврейской автономной области находятся как крупнейшие в мире бруситовые (Кульдур и Савкинское) месторождения, так и проявления и месторождения магнезита. В отличие от других провинций кристаллического магнезита, магнезиты ПМХ являются криптокристаллическими, их генезис считается седиментогенным (Степанов, Усанов, 1991). Магнезиты ПМХ приурочены к крупной тектонической структуре в зоне сочленения Сибирской и Северо-Китайской платформ, называемой Малохинганским террейном, входящим в состав Буреинско-Цзямусинского супертеррейна в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Сорокин и др., 2016).

Магнезитовые тела залегают субсогласно в доломитах нижней подсвиты мурандавской свиты венда (мощность 480–900 м) и подстилаются глинистыми сланцами с прослоями песчаников игинчинской свиты. В верхнемурандавской подсвите (мощность до 550 м) пестрого

состава (карбонатно-терригенно-кремнистый с фосфорит-карбонатными брекчиями) магнетитовое оруденение сменяется железо-марганцевым (пласты гидротермально-осадочных (Добкин, 2016; Атрашенко и др., 2016) магнетит-гематитовых руд, гематитовые кварциты). Выше залегают известняки лондоковской свиты и кимканской толщи кембрия. Вся осадочная последовательность слагает венд-кембрийскую хинганскую серию, которая формировалась в Кимканском перикратонном прогибе на сланцево-гнейсовом протерозойском основании (амурская серия) (Добкин, 2016; Атрашенко и др., 2016). Осадочные породы изменены на уровне глубинного катагенеза: в доломитах наблюдается локальная перекристаллизация с реликтами пелитоморфной структуры, в магнетитах преобладает криптокристаллическая структура, образование чешуек талька по окварцованным магнетитам, в терригенно-глинистых прослоях слюдястые слои имеют ориентированное погасание, перекристаллизованы до упорядоченного политипа 2M₁.

Отложения хинганской серии прорваны интрузивными массивами габбро-гранитных комплексов: биробиджанским (ордовик) и тырмо-буреинским (карбон), образующими крупные батолиты, а также субвулканическими телами гранитоидов мелового возраста. Отложения хинганской серии смяты в узкие меридиональные складки и разбиты на тектонические блоки. На экзоконтактах интрузивов в доломитах локально развиты скарноиды характерного темно-серого цвета с пироксеном, оливином и светло-серые кальцифиры из крупнокристаллического кальцита и доломита с гнездами серпентина.

Анализ строения разреза мурандавской свиты во всей ПМХ показал, что магнетитовые залежи развиты только в доломитах нижнемурандавской подсвиты, преимущественно в ее нижних горизонтах (0–200 м от основания подсвиты). Магнетитовые залежи в отложениях верхнемурандавской подсвиты в литературе не описаны.

В распределении магнетитовых месторождений по площади выделяется два блока: северный и южный, в пределах которых находятся субмеридиональные зоны размещения магнетитовых тел в виде цепочек проявлений и месторождений. В северной группе на листе М-52-XXX выделяется две таких цепи: западная, в районе 131°30' в.д. (с севера на юг Первомайское и Кульдур; на южном контакте листов М-52-XXX и М-52-XXXV группа Снежное, Сафониha 1-3 и Кайлан) и восточная, в районе 131°45' в.д. (Биракан, Тарагай, Сарынак, Старосмолокуровское, Бурунбава и Молодежное). В южной группе лист М-52-XXXV вдоль 131° в.д. протягивается Самарская группа, начиная с крупнейшего бруситового месторождения Савкинское в центре листа и заканчивая месторождением Луковское на юге (Добкин, 2016; Атрашенко и др., 2016).

Форма рудных тел – меридионально вытянутые линзы длиной от сотен метров до 2 км с изометричным почти треугольным сечением в широтном направлении (соотношение мощности к ширине 1:2–3). В рудном поле Сафониha пять линзообразных залежей протягиваются последовательно в меридиональном направлении на 4.5 км. Мощность тел варьирует от десятков до 140 м (Стренаков, 2002ф). Контакты магнетитовых тел слабо изучены, согласные контакты не обнаружены, границы рудных тел выделяются по химическому составу и часто представлены магнетит-доломитовыми породами. Последние около магнетитовых тел представлены литотипами с пятнистой («брекчиевидной», обломочной?) текстурой, на удалении от контакта количество пятен и их размер уменьшается, в доломите остается тонкодисперсная примесь магнетита, кварца, иногда талька.

Литотипы пород ПМХ (50 проб) изучены с применением оптической и сканирующей электронной микроскопии, рентгенофазового, рентгенофлуоресцентного и ИСП-МС анализов. Текстуры литотипов доломитов и магнетитов отличаются, что определяется разными условиями их образования. В доломитах наблюдается разнообразная мелкая слоистость, указывающая на отложение в относительно мелководном доломитовом бассейне. В них проявле-

ны вторичные нарушения слоистости с развитием метасоматических доломитовых инъекций (иногда с кварцем, пиритом). Для магнезитов характерны массивные и гнездово-прожилковые брекчиевидные, прожилково-кокардовые текстуры с включениями в криптокристаллической массе магнезита, перекристаллизованного магнезита, доломита и кварца, развитие микрочешуек талька по магнезиту; слоистые текстуры отсутствуют.

Минеральный состав вмещающих доломитов и магнезитов рудных тел также отличается. В доломитах, кроме переменного количества магнезита, небольшого количества кварца как в виде диагенетических желваков, так и секущих прожилков, чешуек талька, появляются хлорит, слюды (флогопит), плагиоклаз и микроклин, т. е. терригенные минералы, слагающие прослои алевролитов и карбонатно-тальково-глинистых сланцев мурандавской и игинчинской свит. В магнезитах присутствует доломит, кварц в виде тонкой вкрапленности, слойков и биоморфных кольцевых структур (Рожкова и др., 2025), гнезд и прожилков, редко наложенные чешуйки талька.

«Брекчиевидные» околорудные слоистые доломиты содержат пятна магнезита сложной формы размером от долей миллиметра до 10–30 см, редко более, границы с доломитом как резкие, так и расплывчатые. Имеются признаки метасоматического замещения доломита. В пятнах криптокристаллического магнезита также обнаружены биоморфные структуры, что предполагает возможность диагенетического биохемогенного (конкреционного) формирования магнезита.

Химический состав доломитов отличается от магнезитов повышенным содержанием породообразующих элементов (R_2O_3 , суммарное содержание оксидов железа и алюминия по данным обобщения состава сортов магнезита) (Атрашенко и др., 2016)). Химический состав магнезитов очень чистый, содержание Fe_2O_3 и глинозема часто менее 0.25 мас. %. В магнезитах установлены аномально высокие содержания Zn, Ag, Cd и Pb, накопление которых связано с появлением сульфидов в восстановительных условиях, а, возможно, и с гидротермальной эксгальацией. На это же указывает положительная аномалия Eu, которая фиксируется в магнезитах и имеет положительную корреляцию с содержанием Mn.

Комплекс дискриминационных диаграмм состава терригенных пород игинчинской свиты указывает на средний и кислый состав слагающих алевролиты обломочных частиц (андезиты, фельзиты) и геодинамическую обстановку зон островных дуг на континентальном фундаменте для отложений Кимканского прогиба. Продукты выветривания гипербазитов как возможного источника магния в составе областей сноса не характерны.

Предполагается возможная рифтогенная модель образования магнезитовых рудных тел с периодическим формированием новых зон проницаемости (разломы, сипы, эксгальации) и субмеридионально вытянутых залежей в соответствии с простираем общей разломной структуры в Кимканском прогибе. Процесс рудоотложения мог быть комбинированным: эксгальационное просачивание флюидов и биохемогенное осаждение Mg гидрокарбонатов в придонном слое карбонатных пород, а также диффузно-инфильтрационное распространение магнезиальных растворов в толще синхронно накапливающихся доломитов вокруг зоны разгрузки флюидов с мозаичным метасоматозом, приводящим к формированию такситовых доломит-магнезитовых пород в экзоконтактах магнезитовых тел (диагенетический метасоматоз?).

Область максимальной мощности отложений нижнемурандавской подсвиты является возможным гипоцентром Кимканского прогиба, местом максимальной скорости погружения и компенсированного карбоната накопления. С этой же областью ассоциируют наиболее мощные линзовидные залежи магнезита (рудопоявления Снежное и Сафониha 1–3, месторождение Молодежное). Субмеридиональное расположение залежей может быть связано с зоной максимального растяжения и опускания в сочетании с эксгальационной деятельностью (наличие зон высачивания, сипов) по типу рифтогенных грабен.

Рифтогенная гидротермально-осадочная модель образования магнетитов ПМХ не имеет аналогов среди геолого-промышленных типов месторождений мира. Есть признаки сходства с месторождениями криптокристаллического магнетита, связанными с корой выветривания гипербазитов, имеющими, кроме гипергенного, и гипогенный источник магния. Последний связан с подъемом гидротерм и выносом на поверхность магния и кремнезема в результате разложения гипербазитов в зонах активного вулканизма (Крупенин, 2025). Однако можно только предполагать скрытый ультраосновной источник магния, обусловленный общей геодинамической позицией Кимканского прогиба, приуроченного к активной континентальной окраине, с вовлечением гипербазитов из нижней континентальной коры в процессы субдукции. Предположительный механизм формирования магнетита связан с зоной смешения гидротермальных флюидов с водой эвапоритового (по наличию изотопно тяжелого кислорода в магнетите) карбонатного бассейна.

Для прогноза проявлений бруситов имеет значение наличие зон развития магнетитов и возраст и тип контактовых интрузивов. Предпочтение отдается наиболее древним крупным массивам габброидов. К последним относятся ордовикские габбро-гранитные интрузии биробиджанского комплекса, охватывающие периферию крупнейших бруситовых месторождений Кульдур и Савкинское. Для них установлен набор признаков скарнирования и образования околобруситовых кальцифиров во вмещающих мурандавских доломитах.

Исследования выполнены при частичной поддержке темы государственного задания ИГГ УрО РАН (№ государственной регистрации 123011800013-6).

Литература

Атрашенко А.Ф., Жевержеева М.К., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2. Серия Буреинская, листы М-52-(XXXV), М-52-XXXVI. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. 226 с.

Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Буреинская, лист М-52-XXX. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. 122 стр.

Крупенин М.Т. О классификации геолого-промышленных типов магнетитовых месторождений // Литосфера. 2025. Т. 25. С. 794–818.

Рожкова Е.А., Ким М.О., Блинов И.А. Минералы Zn в магнетитовых породах мурандавской свиты, Дальний Восток России // Минералогия. 2025. Т. 11. № 4. С. 78–95.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Смирнова Ю.Н. и др. О возрасте терригенных отложений хинганской серии Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2016. Т. 471. № 2. С. 191–195.

Степанов О.А., Усанов Г.Е. Малохинганская магнетит-бруситовая провинция и потенциальные ресурсы высокомагнезиального сырья / Высокомагнезиальное сырье. М.: Наука, 1991. С. 157–171.

Стренаков А.П. Информационный отчет о геологическом изучении и попутной добыче блочно-го камня (доломитов и магнетитов) в междуречье Сафониха-1 и Сафониха-2 в Облученском районе ЕАО в 2000-2001 гг. Хабаровск, МПР РФ, КИП по ЕАО, ЗАО «Артель старателей «Амур», 2002, 53 с.

Нефрит Оспинского месторождения, Восточный Саян

Аннотация. Нефрит Оспинского месторождения (Восточный Саян) по качественным характеристикам разделен на нефритоид и сине-зеленый массивный, однородный зеленовато-серый, переливающийся, параллельно-волокнистый и рассланцованный нефрит. Выделены три генерации тремолита-актинолита: ранний изометричный, скрытокристаллический спутанно-волокнистый и волокнистый. Зеленовато-серый и переливающийся нефрит наилучшего качества (результат перекристаллизации раннего нефрита) состоит из актинолита и практически лишен акцессорных минералов. Метаморфизм привел к рассланцеванию при сохранении исходного состава и развитию хлорита, что снижает качество. Яркая голубовато-зеленая окраска объясняется вхождением хрома в структуру тремолита-актинолита.

Е. V. Kislov

Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Nephrite of the Ospa deposit, East Sayan

Abstract. According to qualitative characteristics, nephrite of the Ospa deposit (East Sayan) is subdivided on nephritoid and blue-green massive, homogeneous greenish gray, iridescent, parallel-fibrous and foliated nephrite. Three types of tremolite-actinolite are identified: early isometric, cryptocrystalline tangled fibrous, and fibrous. The best quality greenish gray and iridescent nephrite (a result of recrystallization of early nephrite) consists mainly of actinolite and is almost free of accessory minerals. Metamorphism led to foliation maintaining the original composition and formation of chlorite, which decreases quality. The bright bluish green color is explained by the presence of Cr in tremolite-actinolite structure.

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, плотный агрегат амфибола тремолит-ферроактинолитового ряда, преимущественно, тремолита со спутанно-волокнистой микроструктурой. Месторождения нефрита подразделяются на два эндогенных геолого-промышленных типа: апосерпентинитовый в офиолитах и аподоломитовый в тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнах. Экзогенный геолого-промышленный тип представлен россыпями, в основном, аллювиальными.

По состоянию на 01.01.2025 Государственным балансом запасов РФ учитываются 28 месторождений. Основные запасы нефрита сосредоточены в Бурятии – 90.11 % сортового нефрита запасов России. В 2024 г. разрабатывались восемь месторождений: в Бурятии аподоломитовые Голубинское и Нижне-Олломинское в Муйском районе, Кавоктинское и Хайтинское в Баунтовском эвенкийском районе; апосерпентинитовые Оспинское и Саган-Сайр в Окинском районе, Хамархудинское в Закаменском районе, а также Кантегирское в Красноярском крае (Государственный..., 2025).

Находки нефрита в Восточных Саянах известны с середины XIX в. Оспинское месторождение открыто в 1967 г. Нефритовой партией Саянской экспедиции Иркутского геологического управления. Оно расположено в Восточных Саянах в Окинском районе Бурятии. Месторождение находится в восточной зоне соединения северной и южной пластин Оспинско-Китойского офиолитового серпентинитового массива. Площадь месторождения 9 км² в эндоконтактах обеих пластин. На месторождении выделены три нефритоносные зоны рассланцованных серпентинитов с дайками метагабброидов боксонского комплекса и апоплагиогранитных (?) альбититов огнитского комплекса. Нефрит образует жилы длиной 5–10 м, редко до 20 м и более при мощности до 0.5 м, примыкающие к интрузивным телам. Наиболее

качественный нефрит связан с родингитизированными будинированными габбро и габбро-долеритами, включая наиболее продуктивные жилы: отработанные №№ 6 и 32 и эксплуатируемую № 7 (Сутурин и др., 2015).

Оспинское месторождение – крупнейшее в России: запасы сортового нефрита 3320.71 т – 36.64 % запасов сортового нефрита России. В 2024 г. добыто 146.34 т сортового нефрита – 50.11 % добычи сортового нефрита России. В 2024 г. ООО «Байкалкварцсамоцветы» вело отработку жил №№ 7 и 34, к добыче подготавливались жилы Есевская и Костюковская. АО «Минерал» вело опытно-промышленную эксплуатацию жилы № 41. ООО «Окинский-2» подготавливало к отработке жилы №№ 6, 8, 11а и 21 (Государственный..., 2025).

Жила № 7 на Ильчирском участке содержит высококачественный нефрит ярко-зеленого цвета и нефрит с эффектом кошачьего глаза. Жила залегает в лежачем боку полностью метасоматически измененной дайки габбродолеритов, внедрившейся между известняково-сланцевой толщей и оталькованными серпентинитами. Снизу вверх выделяются следующие зоны: серпентинит – талькит – тремолитит – нефрит – тремолитит – родингит – амфибол-цоизитовая порода – углистый сланец с прослоями известняка. Длина жилы по поверхности составляет 47.5 м, мощность 0.3–1.8 м, в раздувах более 2 м. По падению жила прослежена на 54 м.

Изучено 16 образцов нефрита, два образца родингитизированных интрузивных пород и четыре образца серпентинита. Нефрит по качественным характеристикам разделен на группы: нефритоид OS-1, сине-зеленый массивный нефрит OS-2, 3, 5, однородный зеленовато-серый («дымчатый») OS-4 и 15, переливающийся («кошачий глаз») OS-8, 10, 11, 14, 16, параллельно-волоконистый OS-13 и рассланцованный OS-6, 7, 9, 12.

Неоднородный серовато-зеленый до светло-зеленого нефритоид просвечивает на 2 мм. Отличается повышенным содержанием Fe_2O_3 (0.78 мас. %), Cr (>500 г/т) и Ni (1550 г/т), пониженной концентрацией FeO 3.48 мас. %. Сложен тремолит-актинолитом с широкими вариациями состава: содержание FeO варьирует от 3.05 до 9.61 мас. % даже в соседних зернах. Встречаются раздробленный хромит, содержащий 1.55–1.63 мас. % MnO и до 1.01 мас. % ZnO, сцементированный тремолитом и эпидотом, и единичные пятна хлорита. Широко развиты сульфиды с преобладанием миллерита и пентландита. Встречаются халькопирит, борнит, галенит, никелин, пирротин. Пентландит окаймляется миллеритом, который обрастают халькопирит и галенит, на халькопирит нарастает борнит.

Массивный сине-зеленый от светлого до темного нефрит просвечивает на 1.5 см. Отличается пониженным содержанием Fe_2O_3 (0.24–0.39 мас. %), повышенным содержанием FeO (2.96–5.08 мас.), Cr (>500 г/т) и Ni (960–1550 г/т). Состав амфибола в разных образцах варьирует от тремолита с содержанием FeO 2.74–4.19 мас. % до актинолита с содержанием FeO 5.20–10.37 мас. %. Встречается раздробленный хромит с тонкими оторочками и прожилками, содержащими до 5.51 мас. % MnO и 9.70 мас. % ZnO. Встречены зерна хромита с оторочками и включениями клинохлора и стабильным составом с содержанием MnO 1.23–2.05 мас. % и ZnO 5.31–6.78 мас. %. Отмечены идиоморфные лейсты диопсида вокруг хромита в тремолите; мелкие угловатые зерна и их сростки борнита, никелина, халькопирита, пентландита, пирротина, миллерита и герсдорфита.

Зеленовато-серый (дымчатый) однородный нефрит, просвечивающий на 1.5 см, сложен разными по размеру волокнами актинолита, однородными по составу: 4.89–6.30 мас. % FeO. Дымчатый нефрит характеризуется более низким содержанием Fe_2O_3 (0.20–0.31 мас. %), Cr (93–>500 г/т) и Ni (550–750 г/т), высоким – FeO (4.72–5.80 мас. %).

Переливающийся голубоватый светло-зеленый до темно-зеленого нефрит, места с желтоватым оттенком, просвечивает на 2 см, состоит преимущественно из актинолита, реже тремолита струйчатого, призматического облика с содержанием FeO 3.56–5.25 мас. %. Присутствуют редкие идиоморфные зерна сульфидов: галенита, кобальтина, сфалерита,

брейтгауптита. Характеризуется еще более низким содержанием Fe_2O_3 (<0.10–0.57 мас. %), Cr (103–>500 г/т) и Ni (805–1220 г/т), высоким содержанием FeO (3.28–4.96 мас. %).

Параллельно-волоконистый зеленый нефрит, просвечивающий на 1 см, сложен неоднородным по структуре и составу актинолитом с содержанием FeO 4.98–6.34 мас. %. Отличается повышенным содержанием Fe_2O_3 0.59 мас. %, и содержит FeO 4.84 мас. %, Cr 155 г/т, Ni 1350 г/т.

Рассланцованный синевато-зеленый, серовато-зеленый, светло-зеленый, местами желтовато-зеленый нефрит просвечивает на 1.5 см. Рассланцованный нефрит в целом мало отличается от массивного сине-зеленого: Fe_2O_3 0.23–0.57 мас. %, FeO 3.52–3.80 мас. %, Cr >500 г/т и Ni 1050–1440 г/т. Сложен актинолитом с содержанием FeO 3.68–6.82 мас. %. В половине образцов обнаружен раздробленный хромит с содержанием до 2.69 мас. % MnO и 6.77 мас. % ZnO, особенно в светлых участках зерен хромита, чаще по их периферии. В хромите отмечены включения хлорита и галенита. Характерны многочисленные мелкие пятнообразные агрегаты хлорита, зачастую с реликтами актинолита и хромита. Актинолит содержит зерна миллерита, пентландита, образующего сростания с миллеритом, сугакиитом и халькопиритом, кобальтина в сростании с осарситом, кобальтина с оторочкой галенита, прожилки галенита со сфалеритом. В агрегате хлорита встречено зерно маухерита.

Основные минералы серпентинитов – серпентин и магнетит, не встречающиеся в нефрите, а также андрадит, зигенит, кальцит, непуит. В хромите серпентинитов выше содержание MnO (до 7.48 мас. %) и ниже – ZnO (до 3.75 мас. %). Встречено единственное зерно хлорита с содержанием FeO 4.28 мас. %, в то время как хлорит из нефрита содержит 7.45–10.9 мас. % FeO. Сходством является широкое развитие миллерита.

Родингитизированные дайковые породы отличаются по минеральному составу. Образец Z-12-22 (апогаббровый?) сложен хлоритом с редкими зернами хромита и удлиненно-го пентландита. Образец Z-4-21 (апогранитный?) сложен агрегатами актинолита и эпидота, в подчиненном количестве встречаются кварц, титанит, циркон, апатит, халькопирит, троилит, галенит.

Таким образом, в нефрите не обнаруживаются реликты минералов серпентинитов, что оставляет открытым вопрос о субстрате: возможно, нефрит образован по свежим ультраосновным породам. Отчетливо выделяются три генерации актинолита – ранний изометричный, замещаемый скрытокристаллическим спутанно-волоконистым, который замещается волоконистым актинолитом. Зеленовато-серый «дымчатый» нефрит и переливающийся (с эффектом кошачьего глаза) нефрит наилучшего качества – результат перекристаллизации раннего нефрита, состоит преимущественно из актинолита, не имеет аксессуарных минералов, за редким исключением низкотемпературных рудных минералов. Перекристаллизация нефрита ведет к снижению содержания трехвалентного железа, хрома и никеля, содержание двухвалентного железа увеличивается. Метаморфизм приводит к рассланцеванию нефрита при сохранении исходного состава с развитием хлорита, что снижает качество нефрита. Рассланцевание не ведет к изменению химического состава нефрита. Не подтверждается развитие по реликтовым хромитам граната андрадит-гроссулярового состава, придающего яркую голубовато-зеленую окраску нефриту Восточно-Саянской провинции (Сутурин и др., 2015). Такая окраска объясняется вхождением хрома в структуру тремолита.

Серпентиниты как исходная порода для формирования нефрита обладают более легким изотопным составом кислорода: 5.5–6.9 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW. У нефрита однородный и более тяжелый состав – 7.9–9.2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW. Более тяжелый изотопный состав у дымчатого нефрита (8.7–9.2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW), а более легкий – у рассланцованного нефрита – 7.9–8.8 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW. Еще более тяжелый изотопный состав у родингитизированных интрузивных пород, с которыми связывается формирование нефрита, 8.5–9.5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW. В серпен-

тинитах отмечается утяжеление мантийного состава из-за взаимодействия с коровым веществом. У нефрита, сформированного в результате взаимодействия дунита и/или серпентинита с коровым материалом, еще более тяжелый состав кислорода. Нефрит обладает промежуточными метками изотопного состава кислорода по отношению к материнским породам – у родингитизированных даек он еще более тяжелый. Перекристаллизация ведет к утяжелению изотопного состава кислорода под влиянием коровых флюидов, а расщепление – к облегчению под влиянием серпентинитов.

Автор признателен за предоставление образцов АО «Байкалкварцсамоцветы», сотрудникам правоохранительных органов, Б.Б. Дамдинову и Ю.П. Плечову, за выполнение анализов М.Г. Егоровой, О.В. Корсун, Б.Б. Лыгденовой, В.Ф. Посохову, Е.Д. Утиной, Е.А. Хромовой, Е.В. Ходыревой, Т.Г. Хумаевой, за помощь в исследованиях Д.М. Вурмсу, А.В. Трофимову.

Тезисы и доклад подготовлены за счет гранта РНФ № 25-27-00579 с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2025 года. Вып. 79. Цветные камни. М.: ФГБУ «Росгеолфонд», 2025. 298 с.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск: ИГУ, 2015. 377 с.

*Р.О. Антонов, О.П. Шиловский, О.Н. Лопатин
Казанский (Приволжский) федеральный университет,
г. Казань, Россия
romchik2004cool@gmail.com*

Кристаллохимические особенности аметиста Республики Татарстан по данным оптической спектроскопии

Аннотация. Методом абсорбционной оптической спектроскопии проведен кристаллохимический анализ аметиста из пласта карбонатных пород пермского периода в окрестностях г. Бавлы, Республика Татарстан. Анализ оптических спектров поглощения позволил охарактеризовать окраску аметиста по международной колориметрической системе цветowych координат. Показано, что изученный аметист отвечает лучшим мировым стандартам данного ювелирного минерального сырья.

*R.O. Antonov, O.P. Shilovsky, O.N. Lopatin
Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia*

Crystal chemical properties of amethyst from the Republic of Tatarstan according to optical spectroscopy data

Abstract. Amethyst from the Permian amethyst-bearing carbonate rock near the town of Bavly in the Republic of Tatarstan is studied using absorption optical spectroscopy. The analysis of the optical absorption spectra characterized the color of amethyst using the International Colorimetric Color Coordinate System. It is shown that amethyst from the Republic of Tatarstan meets the highest international standards for this type of gem-quality mineral.

Введение. Аметист представляет собой ювелирную разновидность кварца фиолетового цвета различных оттенков. На территории Бавлинского района Республики Татарстан (РТ)

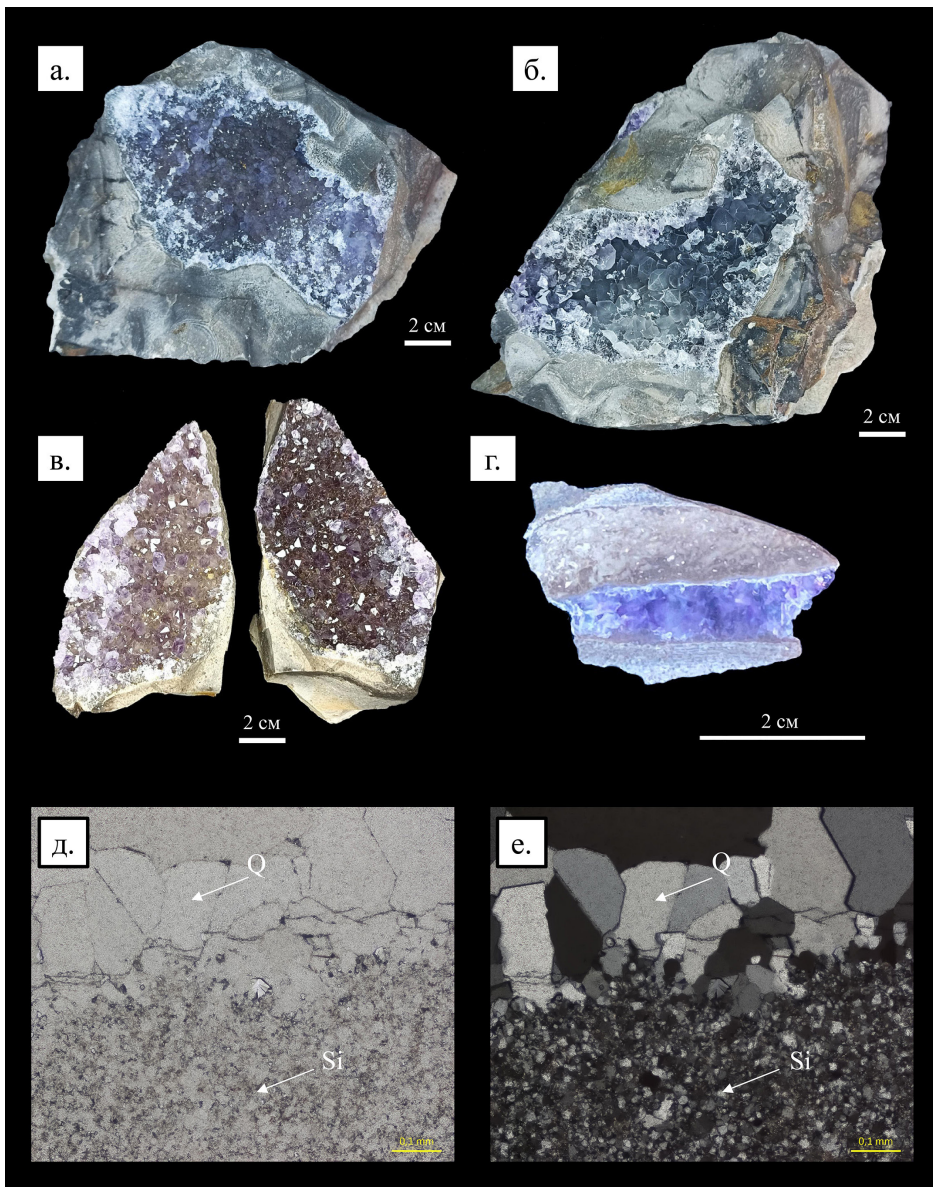


Рис. 1. Аметистовые щетки и друзы различных размеров и окраски: а – аметист фиолетового цвета; б – аметист «бархатный» серо-зеленого оттенка; в – два противоположных отпечатка аметистовой щетки, заполнивших полость трещины; г – полированный шлиф аметиста, полностью заполнившего трещину; д – контакт кристаллов аметиста и вмещающей породы, прослеживается несколько стадий роста аметиста в проходящем свете (Si – кварц, Q – аметист); е – контакт кристаллов аметиста и вмещающей породы, прослеживается несколько стадий роста аметиста в скрещенных николях.

недавно открыто проявление аметиста. Ранее на площади РТ и сопредельных районов Поволжья наблюдались находки, как аметиста, так и аметистовидного кварца, парагенетически приуроченные к карбонатно-силикатным секреторным образованиям (Чурбанов и др., 2008). Цель работы – изучение кристаллохимических особенностей и оптических спектров

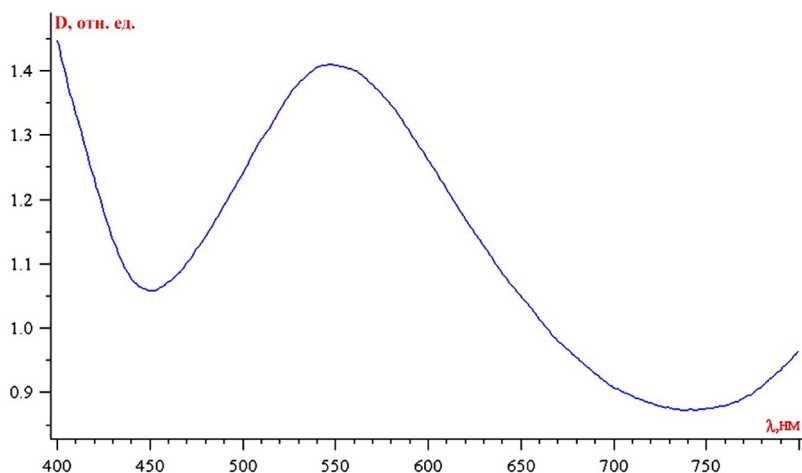


Рис. 2. Оптический спектр поглощения аметиста из пласта известняка верхнеказанского подъяруса.

поглощения аметиста из отложений казанского яруса Бавлинского района (Республика Татарстан) с позиций международной колориметрической системы цветовых координат.

Материал и методы. Структура образцов исследовалась методом оптической микроскопии (микроскопы Axio imager vario a2m, Полам РП-1), для чего были изготовлены шлифы и аншлифы. Основным методом изучения в кристаллохимическом анализе является абсорбционная оптическая спектроскопия. Оптические спектры поглощения кристаллов аметиста записывались на стандартной аппаратуре: спектрофотометрах Ломо и Shimadzu, а также микронзондовой оптико-спектроскопической установке на базе монохроматора МДР-2 и микроскопа МИН-8 в высокочувствительном режиме «счета фотонов». Анализ производился в видимом диапазоне длин волн: 360–850 нм. Исследования производились в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ (г. Казань).

Результаты. Находки аметиста приурочены к пласту известняков верхнеказанского подъяруса (P_2kz_2) среднего отдела пермских отложений, разрез которых представлен чередованием карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей, алевролитов и др.). Пласт аметистосодержащих карбонатных пород мощностью до 1 м окварцован со стороны кровли и подошвы, имеет вкрапления темных органогенных включений. Аметист встречается в виде друз и щеток кристаллов размером 0.3–1.5 см насыщенного фиолетового цвета, нередко имеющих зонально-секториальное распределение окраски (рис. 1).

Оптическое исследование прозрачных шлифов аметиста в проходящем свете показало, что образцы состоят преимущественно из кварца (40–45 %) и полнокристаллического (15–25 %) и органогенного (20–30 %) кремня. Хорошо видна стадийность роста кристаллов аметиста. Процентные содержания определены визуально при изучении шлифов (рис. 1).

Типичный оптический спектр поглощения изученного аметиста в видимом диапазоне длин волн представлен на рисунке 2. В спектре наиболее отчетливо проявляется широкая и интенсивная полоса поглощения при 550 нм. Появление в спектрах данной полосы поглощения связано с электронными переходами между уровнями энергии сильно возмущенного парамагнитного центра O. Формирование данного оптически-активного центра в структуре кварца определяется гетеровалентным изоморфизмом $Fe^{3+} \rightarrow Si^{4+}$. В ближнем коротковолновом диапазоне длин волн проявляются менее интенсивные полосы поглощения при 280 и 340 нм (на рисунке не показано). Также и в ИК диапазоне длин волн (на рисунке не показано) наблюдается поглощение в районе 900–950 нм. Таким образом, природа окраски изученного аметиста РТ определяется ионами трехвалентного железа.

Результаты данных измерений представлены в таблице, где приведены цветовые координаты x , y и z , длина волны (λ) и насыщенность (P) основного цветового тона. Колориметрическая система координат является гипотетической моделью, аналогичной декартовой системе координат, и является обязательной практикой при характеристике самоцветного сырья. Анализ таблицы показывает, что изученный аметист РТ отвечает лучшим представителям данного ювелирного минерального сырья.

Таблица

Колориметрические параметры (международные цветовые координаты) аметиста РТ

Спектр	x	y	z	λ	P
1	0.3007	0.2599	0.4394	559.1	-55.64
1-1	0.3068	0.2734	0.4198	556.6	-41.33
2	0.3081	0.302	0.3898	559.2	-18.69
2-1	0.3179	0.3276	0.3545	494.9	-2.11

Таким образом, анализ оптических спектров поглощения изученных аметистов Татарстана позволил охарактеризовать их окраску с позиций международной колориметрической системы цветовых координат.

За проведение колориметрических измерений авторы выражают благодарность аналитику А.Г. Николаеву.

Литература

Чурбанов А.А., Сунгагуллин Р.Х., Хазиев М.Н. Цветные камни правобережья Волги // Георесурсы. 2008. № 1(24). С. 23–24.

Р.А. Яшинов, Е.В. Пушкарёв

*Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
Yashnov05@mail.ru*

Минеральный состав пляжного песка бухты Харюзовая на Байкале как индикатор вероятных источников сноса

Аннотация. Изучен минеральный состав серого шлиха, отмытого из пляжного песка бухты Харюзовая, расположенной на западном берегу оз. Байкал. Цель работы состояла в определении вероятных источников сноса детритового материала. Описаны морфология зерен и определен химический состав главных минералов шлиха: титаномагнетита, ильменита, шпинели, граната, титанита, клинопироксена, ортопироксена, полевых шпатов и др. Полученные данные сравнивались с составом минералов из горных пород, слагающих борта бухты. Сделано предположение, что значительная доля детритового материала снесена в результате размыва горных пород, слагающих борта бухты Харюзовая, но некоторые минералы связаны с породами, которые в этой бухте не известны.

R.A. Yashnov, E.V. Pushkarev

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,
Yekaterinburg, Russia*

Mineral composition of the beach sand in Kharyuzovaya Bay on Lake Baikal as an provenance indicator

Abstract. Mineral composition of heavy concentrate washed from the beach sand of Kharyuzovaya Bay, western coast of Lake Baikal. The aim was to identify the provenance of detrital material. The grain morphology and composition of titanomagnetite, ilmenite, spinel, garnet, titanite, clinopyroxene, orthopyroxene, feldspars

and other minerals are described. These data are compared with the compositions of minerals from different rocks of the Kharyuzovaya Bay. It was concluded that most detrital material was sourced from the rocks of the bay, but some minerals have a different source unrelated to the rocks of the bay.

Бухта Харюзовая расположена на западном берегу оз. Байкал в 14 км на юго-восток от пос. Еланцы. Протяженность бухты составляет около 1 км, ширина устья не превышает 0.5 км, перепад высот от уровня озера до наивысшей точки окружающего хребта составляет более 200 м. В геологическом отношении бухта приурочена к Крестовской зоне Ольхонского композитного террейна, который сформировался вдоль южной границы Сибирского кратона в результате закрытия Палеоазиатского океана в его северной части за счет приращения различных по возрасту и геодинамической природе террейнов к окраине кратона (Федоровский, Скляр, 2010; Donskaya et al., 2017). Долина бухты пересекает карбонатные породы, метаморфизованные метавулканиты цаган-забинского комплекса, выходы гранитоидов и южную эндоконтактовую зону Бирхинского габбрового массива, контактирующего с тонкопослабными пироксеновыми роговиками основного состава (Пушкарев и др., 2023).

Авторами изучен минеральный состав серого шлиха, отмытого в лотке из пляжного песка бухты Харюзовая. В этой части Байкала у самого берега фиксируется резкое, ступенчатое увеличение глубины дна, что затрудняет перенос материала из смежных участков побережья. По этой причине в узкой пляжной зоне могут накапливаться только продукты размыва геологических комплексов и горных пород, непосредственно формирующих борта и дно конкретных долин. Цель работы – определение источников сноса детритового материала и состава размываемых пород. В задачи входило разделение шлиха на фракции по крупности и магнитным свойствам, диагностика минералов под бинокулярным микроскопом, анализ состава минералов, интерпретация результатов для определения источников сноса.

Для исследования минерального состава использована 50-г навеска серого шлиха. В шлихе наблюдается преобладание фемических минералов черного, серого, бурого и зеленого цвета. Большая часть зерен имеет слабую степень окатанности, однако отмечаются неокатанные и сильноокатанные зерна. На первом этапе шлих был разделен по крупности на четыре фракции на ситах с размерами ячеек 0.5, 0.25 и 0.1 мм, фракции взвешивались. Далее для каждой фракции проведена магнитная сепарация ручным магнитом (РМЧ) и магнитом Сочнева с использованием его среднемагнитной и сильномагнитной сторон. В результате выделены следующие фракции: 1) сильномагнитная (РМЧ); 2) магнитная (Н/М РМЧ, магн. С-2); 3) слабомагнитная (Н/М РМЧ, Н/М С-2, магн. С-3); 4) немагнитная (Н/М РМЧ, Н/М С-2, Н/М С-3). После минералы визуально диагностировались под бинокулярным микроскопом и приближенно оценивалось их количество. Далее минералы были отобраны для определения их состава на микроанализаторе Cameca SX-100.

Оксидные минералы резко преобладают в сильномагнитной и магнитной фракциях и представлены магнетитом, титаномagnetитом и ильменитом. Ильменит содержит 0.5–2.7 мас. % MnO и до 0.6 мас. % MgO. В титаномagnetите отмечаются до 1 мас. % V_2O_3 и до 7 мас. % Cr_2O_3 . Содержание TiO_2 варьирует от 0.0 до 2.4 мас. %, но в отдельных зернах зафиксированы содержания 14 и 20 мас. %, что свидетельствует об их высокотемпературном происхождении (Deer et al., 2013). В слабомагнитной и немагнитной фракциях обнаружены единичные зерна фиолетовой шпинели и большое количество зерен рутила.

Клино- и ортопироксен являются типичными минералами магнитной и слабомагнитной фракций. Преимущественно, это обломки призматического габитуса. Клинопироксен – темно-зеленый и серовато-зеленый, ортопироксен – разных оттенков коричневого цвета. Всего изучено 21 зерно клинопироксена и 14 зерен ортопироксена. Клинопироксен характеризуется широкими вариациями железистости от 0.10 до 0.35, TiO_2 0.1–0.5 мас. %, Al_2O_3 1–3.5 мас. % и Cr_2O_3 0.05–1 мас. %. Выделяются магнезиальные хромдиопсиды, аналогичные

по составу минералам из клинопироксенитов и клинопироксен-порфировых габбро бухты. Ортопироксены имеют железистость 0.42–0.50, невысокие содержания Al_2O_3 и TiO_2 и сопоставимы по составу с ортопироксеном из габброноритов Бирхинского массива (Пушкарев и др., 2023). Установлены два зерна пижонита. Одно зерно высокоглиноземистого клинопироксена (фассаита) может быть связано с ксенолитами карбонатных пород, известных среди габброидов.

Оливин встречается в магнитной и слабомагнитной фракциях в виде обломков зерен желтоватого цвета. Железистость оливина широко варьирует от 0.2 до 0.5 и соответствует вариациям состава оливина в ультраосновных и основных магматических породах бухты (Пушкарев и др., 2023).

Гранат распространенный минерал магнитной и слабомагнитной фракций. Минерал представлен зернами разного цвета: светло-розовый, сиреневый, оранжевый, оранжево-красный, красный, бурый и др. Проанализировано 13 зерен уграндитовой и 18 зерен пиральспитовой подгруппы гранатов. Большая часть зерен уграндитовой группы соответствует андрадит-гроссулярам с содержаниями TiO_2 0.4–2.0 мас. %, характерными для известково-силикатных метаморфических пород (Соболев, 1964; Добрецов и др., 1970). Встречаются более редкие темно-бурые зерна граната гроссуляр-андрадитового состава, скарнового типа (Соболев, 1964). Среди пиральспитовых гранатов преобладают альмандины с переменной долей пиропового, спессартинового и гроссулярового компонентов. По составу они могут соответствовать метаморфическим породам основного состава амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации.

Плагиоклаз и калиевый полевой шпат составляют основу немагнитной фракции. По составу плагиоклаз укладывается в узкий интервал An_{45-55} и соответствует андезину и лабрадору, вместе с калиевым полевым шпатом они широко развиты в габброноритах Бирхинского массива (Пушкарев и др., 2023).

В слабомагнитной и немагнитной фракциях постоянно присутствуют титанит и циркон, представленные слабо- или неокатанными кристаллами.

Набор и состав минералов из серого шлиха пляжных песков бухты Харюзовая, показывает, что главным источником детритового материала могли быть магматические породы, залегающие в бортах бухты. Преимущественно, это габбронориты, клинопироксен-порфировые габбро и клинопироксениты, входящие в структуру Бирхинского массива. Среди гранатов встречаются разновидности, источником которых могли быть амфиболиты и амфиболовые роговики по цаган-забинским вулканогенным породам. Это же подтверждает и большое количество рутила в слабомагнитной и немагнитной фракциях.

В изученном шлихе не зафиксирован типичный для гранитов спессартин, однако в немагнитной фракции в большом количестве встречается неокатанный циркон, источником которого могли быть граниты. Присутствие скарнового андрадитового граната может быть связано с размывом роговиков основного состава в экзоконтакте с габброидами Бирхинского массива, среди которых встречаются скарнированные линзы, по-видимому, изначально обогащенные карбонатным веществом. В этих линзах отмечается бурый гранат, состав которого пока не определен.

В изученном шлихе обнаружены минералы, состав которых не имеет аналогов среди известных магматических или метаморфических пород бухты. Это пироп-альмандиновые гранаты из пород гранулитовой фации метаморфизма, альмандин с повышенным содержанием Са компонента, предположительно, кристаллизующийся в мусковитовых или серицитовых сланцах. Интересной находкой является фиолетовая шпинель октаэдрического габитуса. Такая шпинель типична для известково-силикатных скарнов и кальцифиров в Тажеранском сиенитовом массиве (Федоровский, Складов, 2010), однако в бухте Харюзовая такие скарны

не описаны, несмотря на присутствие карбонатных скринов-ксенолитов среди габброноритов. Фассаит также подтверждает вероятность обнаружения известковых скарнов в этом районе. Источником пижонита могли быть бирхинские габбронориты, для которых ранее предполагалось наличие первичного пижонита (Пушкарев и др., 2023). Возможно долина, которая в настоящий момент более чем наполовину перекрытая делювиально-коллювиальным материалом, дренирует нескрытые на поверхности проявления горных пород, не зафиксированных при картировании.

Состав пород и минералов изучен в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Работа выполнена по государственной бюджетной теме № 123011800009-9.

Литература

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. Т. 1. Гранаты. М.: Недра, 1970. 432 с.

Пушкарев Е.В., Лавренчук А.В., Готтман И.А., Скляр Е.В. Кальциевые ультрамафиты, анкармиты и клинопироксен-порфиновые габбро Бирхинского массива в Приольхонье: решение проблемы первичного расплава и формирования интрузии // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1279–1302.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 219 с.

Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An introduction to the rock-forming minerals. British Library Cataloguing in Publication Data, 2013. 405 p.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al. Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (Southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 42. P. 243–263.

Ф.Д. Сандалов^{1,2}, В.В. Козлов^{3,4}

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

² – *Университет науки и технологий МИСИС, г. Москва, Россия*

³ – *ООО Инскан, г. Москва, Россия*

⁴ – *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

Стронциевая минерализация в контактовом ореоле Тукаландинского интрузива (Норильский рудный район)

Аннотация. Впервые изучена редкая стронциевая минерализация в метасоматитах контактового ореола Тукаландинского габбродолеритового интрузива (Норильский рудный район). Минералы Sr описаны в фассаит-форстеритовых и везувиан-гранатовых породах нижнего контакта: стронцианит, целестин, стрональсит, слаусонит, минералы ряда перовскит-таусонит, минералы надгруппы апатита, которые содержат Sr (например, фторкафит), и Sr-содержащий цельзиан. Концентрация Sr в породах достигает 2907 г/т. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фторапатите составляет 0.709–0.712, что соответствует отношению в морских осадочных породах изученного региона. Предположительно, обогащенные стронцием ассоциации минералов образовались в ходе постмагматических процессов при температурах ниже 400 °С. Источником Sr и Ba служили нижнеордовикские осадочные породы.

Strontium mineralization in the contact aureole of the Tukulanda intrusion (Norilsk ore region)

Abstract. Sr mineralization in metasomatites of the contact aureole of the Tukulanda gabbrodolerite intrusion (the Norilsk ore region) is studied for the first time. Sr minerals are described in fassaite-forsterite and vesuvianite-garnet rocks of the lower contact zone: strontianite, celestine, stronsalsite, slawsonite, minerals of the perovskite-tausonite series, minerals of the apatite supergroup (e.g., fluorocaphite) and Sr-bearing celsian. The Sr content of these rocks is relatively high (up to 2907 ppm). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of fluorapatite is 0.709–0.712 corresponding to that of marine sediments of the studied region. The assemblages of Sr-bearing minerals probably formed during postmagmatic processes at temperatures <400 °C. Strontium and Ba were sourced from the Lower Ordovician sedimentary rocks.

Тукаландинский габбродолеритовый интрузив обнажается в правом берегу одноименной реки на восточном борту Норильской мульды. В разрезе скважины ЮК-40 он представлен тремя сближенными маломощными апофизами, которые внедрились в нижнеордовикские осадочные толщи (Туровцев, 2002; Служеникин, 2023). Тукаландинский интрузив относится к безрудным или слабоминерализованным, однако его полифациальный контактовый ореол характеризуется высокотемпературными фациями контактовых мраморов и роговиков. Ассоциации этих фаций крайне редко сохраняются в контактовых ореолах рудоносных интрузивов, где широко развиты регрессивные преобразования и наложенное оруденение. Полифациальность контактовых ореолов является индикаторной характеристикой контактовых зон рудоносных интрузивов норильского типа (Туровцев, 2002). Более низкотемпературные метасоматические образования Тукаланды представлены как магнезиальными, так и известковыми скарнами, по которым на регрессивной стадии образуется гидрогранат-серпентиновая ассоциация с пектолитом, кальцитом, цеолитами и вторичными силикатами и гидросиликатами кальция (Туровцев, 2002; Служеникин и др., 2023; наши данные).

В ходе исследований прозрачно-полированных шлифов (51 шт.) скв. ЮК-40 выявлена необычная стронциевая минерализация в метасоматитах нижнего контакта Тукаландинского интрузива. Химический состав минералов (более 1400 анализов) и их взаимоотношения изучены на СЭМ Jeol-5610 в ИГЕМ РАН (г. Москва) и Tescan Mira с катодом Шоттки, система микроанализа AztecSEM с детектором UltimMax100. Валовый состав проб исследован методом РФА (спектрометр Axios Advanced) в ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Изотопные отношения Rb-Sr изотопной системы во фторапатите измерены при помощи мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором МК-ИСП-МС (Nu Plasma II) в университете Йоханнесбурга (ЮАР). Отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ пересчитано на возраст контактового метаморфизма, связанного с внедрением интрузивов Сибирской трапповой провинции (252 млн лет), а также на возраст осадочного протолита, условно принятого как нижняя граница ордовика (487 млн лет).

Аномальное обогащение Sr при разбросе содержаний ~200–400 г/т по разрезу наблюдается в нижней приконтактной области гидротермально измененных фассаит-форстеритовых метасоматитов (до 2907 г/т) и везувиан-гранатовых скарнов (880 г/т). Наряду со Sr в отдельных зонах экзоконтакта повышены содержания (до, г/т) Cu (1155), Ni (441) и Ba (437).

В обогащенных Sr метасоматитах установлены стронцианит SrCO_3 , целестин SrSO_4 , слаусонит $\text{Sr}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$, стрональсит $\text{Na}_2\text{SrAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, цельзиан $\text{Ba}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ с содержанием SrO до 5 мас. %, минералы ряда перовскит CaTiO_3 -таусонит SrTiO_3 . Стронцианит – самый распространенный минерал Sr – встречается в виде ксеноморфных агрегатов и гнезд (до 300 мкм), заполняющих пространство между серпентином и фассаитом. Целестин образует агрегаты и ксеноморфные зерна, а также обособления (<50 мкм) в авгите. Стрональсит (до, мас. %: 16.0 SrO, 6.0 BaO, 1.0 CaO и 1.0 K_2O) и слаусонит (30 SrO, 2.0 BaO) находятся в тонких сростаниях с пектолитом и между собой. Такая матрица цементирует длиннопризматические кристаллы волластонита, массивного гидрограната и идиоморфные кристаллы клинопироксена. Стрональсит характерен для метаморфитов высокотемпературных фаций и измененных ультраосновных ксенолитов, структура минерала не подвержена изменениям при нагреве до 1000 °C (Gorelova et al., 2021).

Таусонит образует зерна неправильной формы размером до 15 мкм и тесно сростается с кристаллами перовскита (до 50 мкм), а также более поздними ксеноморфными шорломитом, андрадитом и волластонитом. Химический состав минералов ряда таусонит-перовскит представлен в табл. 1. Этот редкий минерал, характерный для высокощелочных пород, контактовых роговиков и ороговикованных ксенолитов вулканогенно-осадочных пород (Михайлова и др., 2004), формируется при высоких температурах (>900 °C), повышенном содержании K_2O и CO_2 в минералообразующей среде и высокой фугитивности кислорода (Павлушин, Олейников, 2012). В исследованных образцах таусонит, вероятно, образовался в ходе эпитактического роста на перовските при более низких температурах.

Таблица 1

Химический состав минералов ряда перовскит-таусонит (мас. %)

№ п/п	Na ₂ O	CaO	FeO	SrO	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	TiO ₂	ThO ₂	Nb ₂ O ₅	Сумма
1	1.3	15.9	1.0	27.1	0.5	1.7	2.7	1.0	48.5	0.8	0.8	101.2
2	1.1	16.4	0.9	27.3	–	1.4	2.3	0.7	48.9	0.5	0.8	100.4
3	1.2	15.6	1.0	28.2	0.5	1.3	2.3	0.8	48.1	0.6	0.9	100.5
4	1.1	16.2	0.9	28.3	0.5	1.2	2.1	0.8	48.3	0.5	0.9	100.8
5	1.2	14.4	1.0	29.1	0.3	1.4	2.6	1.0	47.6	0.8	0.9	100.3
6	1.2	14.1	1.1	29.6	0.4	1.6	2.8	0.8	47.3	0.7	0.9	100.5
7	1.1	14.0	1.0	29.8	0.4	1.6	2.5	1.0	47.2	0.8	0.7	100.1
8	1.0	13.2	0.6	32.3	0.3	1.0	1.6	0.8	47.5	0.6	0.9	99.7
9	0.9	13.8	0.4	32.7	0.5	0.9	1.3	0.7	48.7	0.4	0.8	101.1
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 3 атома кислорода												
	Na	Ca	Fe ²⁺	Sr	Ba	La	Ce	Nd	Ti	Th	Nb	
1	0.07	0.46	0.02	0.42	0.01	0.02	0.03	0.01	0.98	0.01	0.01	
2	0.06	0.47	0.02	0.42	–	0.01	0.02	0.01	0.98	<0.01	0.01	
3	0.06	0.45	0.02	0.44	0.01	0.01	0.02	0.01	0.98	<0.01	0.01	
4	0.06	0.46	0.02	0.44	0.01	0.01	0.02	0.01	0.97	<0.01	0.01	
5	0.06	0.42	0.02	0.46	<0.01	0.01	0.03	0.01	0.98	0.01	0.01	
6	0.06	0.41	0.03	0.47	<0.01	0.02	0.03	0.01	0.97	<0.01	0.01	
7	0.06	0.41	0.02	0.47	<0.01	0.02	0.03	0.01	0.98	0.01	0.01	
8	0.05	0.39	0.02	0.52	<0.01	0.01	0.02	0.01	0.98	<0.01	0.01	
9	0.05	0.40	0.01	0.51	0.01	0.01	0.01	0.01	0.99	<0.01	0.01	

Примечание. Здесь и далее, прочерк – ниже предела обнаружения.

Химический состав стронциевых минералов из надгруппы апатита (мас. %)

№ п/п	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	SrO	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Nd ₂ O ₃	F	Cl	O= F ₂ +Cl ₂	Сумма
1	0.1	0.1	5.2	61.0	–	–	0.2	29.9	–	0.0	4.7	–2.0	99.0
2	0.1	–	5.2	60.0	–	–	0.1	28.9	0.1	0.0	4.5	–1.9	97.1
3	–	–	13.3	49.6	–	0.2	0.4	31.3	–	0.2	2.8	–1.3	96.7
4	0.1	–	15.1	47.1	–	0.2	0.4	33.1	0.2	0.4	2.5	–1.2	97.9
5	0.1	–	29.4	32.8	0.1	0.7	1.2	35.8	0.5	1.9	0.0	–0.8	101.6
6	0.2	–	29.1	32.6	–	0.6	1.2	35.2	0.3	1.8	0.0	–0.8	100.2
7	0.1	0.2	36.6	22.7	–	0.2	0.4	37.2	0.2	1.9	0.0	–0.8	97.6
8	0.1	0.1	40.1	19.3	0.3	0.1	0.3	38.8	–	3.6	0.2	–1.6	101.2
9	–	0.1	40.9	19.0	0.3	0.2	0.3	39.0	–	3.1	0.2	–1.4	99.8
10	0.1	0.0	41.5	17.2	0.3	–	0.2	38.5	0.1	3.6	0.2	–1.6	97.9
11	–	–	43.0	13.9	0.1	0.2	0.3	39.2	0.1	1.4	0.0	–0.6	97.8
12	–	–	43.4	13.0	–	0.2	0.5	39.1	0.2	1.8	0.0	–0.7	97.6
13	0.1	–	47.0	8.0	–	0.4	0.8	39.4	0.2	1.8	0.0	–0.8	96.9
Формулы рассчитаны на сумму катионов, равную 8, а.ф.													
№/А.ф.	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	SrO	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Nd ₂ O ₃	F	Cl	OH [*]	
1	0.02	0.01	0.67	4.25	–	–	0.01	3.04	–	–	0.96	0.04	
2	0.02	–	0.69	4.27	–	–	0.01	3.01	0.01	–	0.95	0.05	
3	–	–	1.63	3.30	–	0.01	0.02	3.04	–	0.08	0.55	0.37	
4	0.03	–	1.80	3.03	–	0.01	0.02	3.11	0.01	0.13	0.47	0.40	
5	0.02	–	3.07	1.86	–	0.02	0.04	2.96	0.02	0.57	–	0.43	
6	0.03	–	3.08	1.87	–	0.02	0.04	2.94	0.01	0.57	–	0.43	
7	0.01	0.02	3.71	1.25	–	0.01	0.01	2.98	0.01	0.57	–	0.43	
8	0.01	0.01	3.93	1.02	0.01	–	0.01	3.00	–	1.05	0.03	–	
9	–	0.01	3.97	1.00	0.01	0.01	0.01	2.99	–	0.89	0.03	0.08	
10	0.01	–	4.07	0.91	0.01	–	0.01	2.98	–	1.04	0.03	–	
11	–	–	4.21	0.74	–	0.01	0.01	3.03	–	0.40	–	0.60	
12	–	–	4.25	0.69	–	0.01	0.02	3.03	0.01	0.51	–	0.49	
13	0.01	–	4.53	0.42	–	0.01	0.03	3.00	0.01	0.52	–	0.48	

Примечание. *Рассчитано из стехиометрии как $(OH)^- = 1 - F - Cl$.

Акцессорный фторапатит содержит примесь SrO, в среднем, 3–4 мас. %, и встречен в виде субидиоморфных зерен до 60 мкм. По кристаллам первичного фторапатита развиваются более поздний фторкафит $SrCaCa_3(PO_4)_3F$ (краевые зоны размером до 25 мкм) и другие неидентифицируемые минералы из надгруппы апатита (Pasero et al., 2010) с широким изоморфизмом между $Ca \leftrightarrow Sr$ и $F \leftrightarrow Cl \leftrightarrow OH$ (табл. 2). Предварительно установлен Cl-содержащий аналог стронадельфита $Sr_4Ca(PO_4)_3Cl$ (табл. 2, ан. 1, 2).

Рассчитанные на возраст 252 млн лет начальные соотношения Sr^{87}/Sr^{86} ($n = 11$) во фторапатите составляют 0.7087–0.7119 (± 0.0003), что попадает в широкий диапазон изотопных составов вмещающего разреза Норильского района, хотя для него известны, в основном, данные по девону (Pang et al., 2013). Изотопный состав Sr карбонатных пород может рассматриваться как прокси состава современной морской воды. Изотопный состав Sr морской воды Сибирской платформы в ордовике варьирует с общей тенденцией обеднения радиогенным изотопом ^{87}Sr от 0.7090 до 0.7080 от нижнего ордовика к верхнему (Покровский и др., 2022). При пересчете на ордовикский возраст 487 млн лет первичное Sr изотопное отношение в

тукаландинском апатите составит 0.7087–0.7116, что близко составу Sr морской воды нижнего ордовика. Это указывает на незначительный обмен с магматическим Sr, для которого первичное изотопное Sr отношение существенно ниже и варьирует в диапазоне 0.704–0.707 (Изоотопная..., 2017).

Ранее разнообразная стронциевая минерализация, включающая слаусонит, фторкафит и стрональсит, установлена в так называемых тешенитах или анальцимовом габбро (Le Maitre, 2002) из Внешних западных Карпат, Чехия (Matýsek, Jirásek, 2016; Kropáč et al. 2017, 2025). Предположительно, в этих породах стронциевая минерализация сформировалась на постмагматической стадии при $T = 150\text{--}320\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P < 100\text{ МПа}$, а источником Sr послужил преимущественно магматический плагиоклаз.

Таким образом, в метасоматитах контактового ореола Тукаландинского интрузива установлена разнообразная, в том числе редкая стронциевая минерализация, наложенная на уже измененные скарновые ассоциации. Минералы Sr сформировались, предположительно, при температурах $< 400\text{ }^{\circ}\text{C}$, а источником Sr и сопутствующего Ba послужили морские осадки нижнего ордовика.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 25-47-00051 (<https://rscf.ru/project/25-47-00051>).

Литература

- Изоотопная геология норильских месторождений. СПб: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Таусонит, бадделлит и вуорелайненит из роговиков г. Каскашнорчорр (Хибинский массив) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2004. Т. 1. С. 28–29.
- Павлушин А.Д., Олейников О.Б. О первой находке таусонита в ассоциации с алмазом // Современные проблемы геохимии. 2012. С. 151–153.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Буякайте М.И., Дронов А.В. СО-Sr-S изотопная геохимия и хемотратиграфическая корреляция ордовикских отложений Вилуйской структурно-фациальной зоны, Сибирская платформа // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 6. С. 1–27.
- Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М., Анциферова Т.Н. Высокотемпературные известковые скарны норильского района // Геодинамика и минерагения Северной Евразии. Улан-Удэ, 2023. С. 480–481.
- Туровцев Д.М. Высокотемпературный контактовый метаморфизм карбонатных пород в ореолах Норильских гипербазит-базитовых интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.
- Gorelova L., Vereshchagin O., Kasatkin A. Thermal expansion and polymorphism of slawsonite $\text{SrAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ // Minerals. 2021. Vol. 11. Paper 1150.
- Kropáč K., Dolníček Z., Ulmanová J. Paragenesis, composition and origin of Ba- and Ca-rich stronalsite, a rare strontium tectosilicate, in rocks of the teschenite association, Silesian Unit, Western Carpathians, Czech Republic // Mineralogical Magazine. 2025. Vol. 89. 357–369.
- Kropáč K., Dolníček Z., Uher P., Urubek T. Fluorocaphite from hydrothermally altered teschenite at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic: compositional variations and origin // Mineralogical Magazine. 2017. Vol. 81. P. 1485–1501.
- Le Maitre R.W. (ed.) Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- Matýsek D., Jirásek J. Occurrences of slawsonite in rocks of the teschenite association in the Podbeskydí Piedmont area (Czech Republic) and their petrological significance // The Canadian Mineralogist. 2016. Vol. 54. P. 1129–1146.
- Pang K.N., Arndt N., Svensen H. et al. A petrologic, geochemical and Sr–Nd isotopic study on contact metamorphism and degassing of Devonian evaporites in the Norilsk aureoles, Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 165. P. 683–704.
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C. et al. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // European Journal of Mineralogy. 2010. Vol. 22. P. 163–179.

И.А. Овчинников¹, Ф.Д. Сандалов^{2,3}, В.И. Таскаев², Д.А. Ханин⁴, Ю.Д. Гриценко¹

¹ – Московский государственный университет, г. Москва, Россия
ivashka2004@list.ru

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

³ – Университет науки и технологий МИСИС, г. Москва, Россия

⁴ – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Россия

Обогащенный скандием гранат из медистых руд южной части Талнахского интрузива (Норильский рудный район)

Аннотация. В работе описана первая находка обогащенного скандием граната в контактных метасоматитах южной части Талнахской интрузии, Норильской рудный район. Гранат относится к серии шорломит-кимзеит, ассоциирует с массивным гранатом-II серии гроссуляр-андрадит, диопсидом, ангидритом, кальцитом и сульфидами и содержит включения циркона и перовскита. Содержание Sc_2O_3 в ядрах достигает 1.2 мас. %, в то время как содержание TiO_2 и ZrO_2 достигает 11–12 мас. %. Обогащенная скандием разновидность шорломита образовалась на ранней стадии скарнообразования, а Sc, Ti и Zr накапливались при разложении аксессуарных перовскита и циркона.

I.A. Ovchinnikov¹, F.D. Sandalov^{2,3}, V.I. Taskaev², D.A. Khanin⁴, Yu.D. Gritsenko¹

¹ – Moscow State University, Moscow, Russia

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

³ – National University of Science and Technology MISIS, Moscow, Russia

⁴ – Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

Scandium-enriched garnet from copper-rich ores of the southern part of the Talnakh intrusion (Norilsk ore region)

Abstract. This study describes the first finding of Sc-enriched garnet in contact metasomatites of the southern part of the Talnakh intrusion, Norilsk ore region. Sc-bearing garnet belongs to the schorlomite-kimzeyite series, is associated with massive garnet-II of the grossular-andradite series, diopside, anhydrite, calcite, and sulfides and contains zircon and perovskite inclusions. The Sc_2O_3 content in the garnet core reaches 1.2 wt. %, whereas the TiO_2 and ZrO_2 content is up to 11–12 wt. %. The Sc-enriched schorlomite formed at the early stage of skarn formation and Sc, Ti and Zr accumulated during decomposition of accessory perovskite and zircon.

Введение. Скандий является рассеянным металлом, который относится к критическому сырью для экономики Российской Федерации (Викентьев, 2023). Кларк Sc в земной коре – 6 г/т (Виноградов, 1956), этот элемент крайне редко образует собственные минералы (всего их известно 27). В основном, Sc рассеивается среди минералов Fe, Ti, Zr, REE.

Аномально обогащенные Sc гранаты впервые обнаружены в родингитоподобных апоскарновых породах в бассейне р. Вилюй, Якутия (Galuskina et al., 2005, 2010). В этих породах открыт скандиевый гранат – эрингаит $Ca_3Sc_2(SiO_4)_3$ (Galuskina et al., 2010), содержащий до 11.2 мас. % Sc_2O_3 . Эрингаит (до 12 мас. % Sc_2O_3) известен в хлоритолитах, приуроченных к ультраосновным породам, из рудопроявления меди близ д. Мулдакаево (Учалинский район, Башкортостан) в 35 км юго-восточнее г. Миасса (Varlamov, Murzin, 2021). За исключением этих случаев содержание Sc в минералах надгруппы граната не превышает 0.3 мас. % (Galuskina et al., 2005; Мираков и др., 2018). Такой гранат может являться маркером высокотемпературных процессов (>800 °C) (Galuskina et al., 2005, 2010).

В ходе исследования минералогии медистых руд южной части Талнахского интрузива обнаружен аномально обогащенный скандием гранат. Цель работы – исследование обогащенного скандием граната для выявления типохимических свойств минералов данной группы в медистых рудах Талнаха.

Материал и методы. В 2025 г. отобрано 45 образцов метасоматитов из скважин ЮТ-61, ЮТ-62, ЮТ-47 для детальных минералогических исследований. По результатам первичной документации керна составлена колонка фрагмента скважины ЮТ-62 (интервал 841–874.1 м). Для изучения минеральных ассоциаций и химического состава минералов изготовлены прозрачно-полированные шлифы в ИГЕМ РАН (г. Москва). Образцы исследованы методами оптической микроскопии (Nikon), сканирующей электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа. Большая часть анализов и РЭМ-изображений получена при помощи Tescan VEGA-II XMU (ИЭМ РАН, г. Черноголовка). Химические составы и РЭМ-изображения также получены на приборе Jeol JSM-6480LV, оснащенный ЭДС (МГУ, г. Москва, аналитик Н.Н. Коротаева). Представительные анализы минералов метасоматитов (более 70 анализов) получены при помощи Jeol JXA-8200, оснащенного волновыми спектрометрами (ВДС) в ИГЕМ РАН.

Результаты и выводы. Образцы представляют собой разнообразные по составу метасоматические породы, которые сформировались на контакте Талнахского интрузива по вмещающим девонским ангидритовым и карбонатным породам каларгонской свиты (D_3kl). Их можно разделить на скарны более высокотемпературного этапа и метасоматиты, развивающиеся как по скарнам, так и по нескарнированным породам. Метасоматиты нижнего контакта интрузива представлены существенно пироксеновыми (роговикоподобными), гранат-серпентин-хлоритовыми, гранат-карбонатными и эпидот-карбонатными, гранат-везувиановыми и гранат-полевошпат-ангидритовыми разновидностями. В пироксен-полевошпатовом метасоматите залегают массивные сульфидные руды. Среди скарнов выделяются пироксеновые, форстеритовые, пироксен-плагноклазовые, пироксен-гранатовые и мелилитовые разновидности.

Обогащенные скандием гранаты обнаружены в гранат-везувиановых и гранат-полевошпат-ангидритовых метасоматитах. Размер зерен минералов надгруппы граната составляет, в среднем, 0.5–1.0 см, общее содержание граната в породе – 15–25 об. %.

Гранат-везувиановые метасоматиты представлены крупнозернистыми полосчатыми породами с крупнокристаллическим маложелезистым желтым везувианом, диопсидом и среднекристаллическим гранатом в бежево-белой матрице кальцита, ангидрита и гипса. Среди аксессуарных минералов установлены сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит – от 3 до 5 об. % в породе), а также циркон и перовскит.

Гранат-полевошпат-ангидритовые метасоматиты представлены средне-мелкозернистыми слабополосчатыми породами, состоящими из мелкозернистого граната и среднезернистого бежевого полевого шпата, сростаний ангидрита и гипса.

В исследованных метасоматитах выделены три генерации граната. Гранат-I образует реликтовые зерна со сложной зональностью (содержание <1 %), часто идиоморфные, которые нередко содержат включения халькопирита, перовскита и циркона (рис. а, б). Гранат-II является породообразующим минералом, слагает массивные агрегаты, зональность не выявлена. Гранат-III обнаружен в виде зерен размером до 40 мкм и, судя по взаимоотношениям с гранатом-II, является продуктом изменения последнего.

По химическому составу гранат-I весьма неоднороден. Ядра идиоморфного граната-I по составу отвечают ряду шорломит-кимцеит, при этом кайма сложена минералами андрадит-гроссулярового ряда. В кристаллах граната-I содержания Sc, Zr, Ti, Al уменьшаются от центра к краю (таблица). Также в ядрах кристаллов зафиксированы аномально высокие содержания

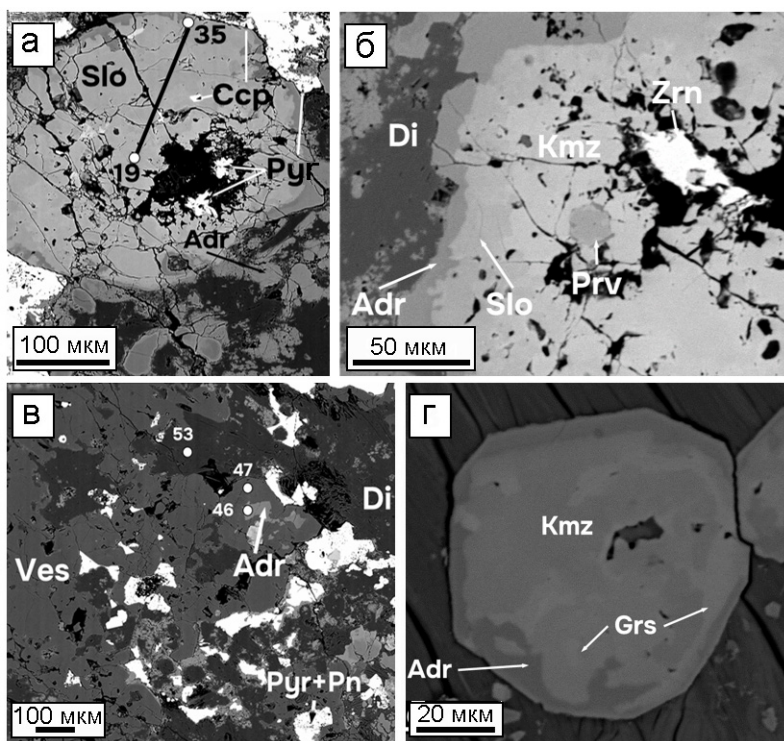


Рис. Гранаты в метасоматитах южной части Талнахского интрузива: а – идиоморфный зональный кристалл граната-I (шорломита) с микровключениями ксеноморфных зерен халькопирита, в ассоциации ксеноморфный гранат-II (андрадит) и сульфиды; б – зональный гранат-I с включениями циркона и перовскита и каймой граната-II; в – ксеноморфный гранат-II в ассоциации с везувианом, диопсидом, пирротином, пентландитом; г – идиоморфный неоднородный кристалл граната-III (по составу от кимцеита в ядре до андрадит-гроссулярового ряда ближе к кайме).

РЭМ-изображения в отраженных электронах. Slo – шорломит, Aдр – андрадит, Kмz – кимцеит, Grs – гроссуляр, Ccp – халькопирит, Pyh – пирротин, Pn – пентландит, Prv – перовскит, Zrn – циркон, Ves – везувиан, Di – диопсид. Химический состав граната-I, представленный в таблице, соответствуют профилю 19–35 на рис. а.

Sc_2O_3 – до 1.2 мас. %, что соответствует 0.09 а.ф. Sc и формуле $\text{Ca}_{3.00}(\text{Ti}_{0.74}\text{Fe}^{3+}_{0.27}\text{Mg}_{0.21}\text{Zr}_{0.50}\text{Al}_{0.17}\text{Sc}^{3+}_{0.09})_{\Sigma 2.02}(\text{Si}_{1.99}\text{Fe}^{3+}_{0.62}\text{Al}_{0.39})_{\Sigma 3}\text{O}_{12}$. Концентрация Sc_2O_3 варьирует от содержаний ниже порога обнаружения до 1.21 мас. %.

Гранат-II представлен ксеноморфными агрегатами (рис. в). По сравнению с гранатом-I в гранате-II содержания Ti и Zr существенно ниже, или эти элементы совсем отсутствуют, а концентрация Sc ниже предела обнаружения. Количественно оценить состав граната-III трудно из-за малого размера агрегатов. Преимущественно гранат-III наследует состав граната-II, однако присутствуют кимцеитовые зоны с повышенными Ti и Zr (рис. г).

Таким образом, в медистых рудах скв. ЮТ-62 обнаружены три генерации граната, при этом гранат-I, отвечающий по составу шорломиту, обогащен скандием (до 1.2 мас. % Sc_2O_3). Это первая находка скандийсодержащего граната для Норильского рудного поля. Мы полагаем, что образование такого граната происходило на ранней стадии скарнового процесса при температурах 400–800 °С, источником Sc и высокочargedных Ti и Zr послужили акцессорные циркон и перовскит.

Химический состав (мас. %, а.ф.) граната-I из метасоматитов южной части Галнахского интрузива

№	Формульные коэфф. в кристаллограф. позициях											
	MgO	CaO	AlO ₂₋₃	ScO ₂₋₃	FeO ₂₋₃	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Сумма	A	B	X
19 ¹	1.59	31.87	5.38	1.21	13.46	22.47	11.05	11.59	98.68	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,74} Zr ^{0,50} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,99} Fe ^{0,62} Al ^{0,39})
20 ²	1.81	31.84	5.39	1.29	11.91	23.04	10.12	13.05	98.92	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,67} Zr ^{0,56} Mg ³⁺ Fe ³⁺ Al Sc)	(Si ^{2,04} Fe ^{0,56} Al ^{0,40})
21	1.52	31.96	5.65	0.92	15.49	21.01	12.37	11.43	98.69	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,82} Zr ^{0,49} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,85} Fe ^{0,73} Al ^{0,42})
22	1.51	32.04	5.30	0.68	16.17	21.74	13.32	8.90	98.15	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,88} Zr ^{0,38} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,91} Fe ^{0,72} Al ^{0,37})
23	1.44	31.97	5.44	0.68	15.49	21.51	13.35	9.92	98.80	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,88} Zr ^{0,42} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,88} Fe ^{0,72} Al ^{0,40})
24	1.47	32.15	5.22	0.73	15.69	21.79	12.98	10.15	98.93	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,85} Zr ^{0,43} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,90} Fe ^{0,72} Al ^{0,38})
25	1.49	32.00	5.36	0.68	16.36	21.75	12.88	9.33	98.04	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,85} Zr ^{0,40} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,91} Fe ^{0,72} Al ^{0,37})
26	1.41	31.93	5.06	0.74	16.75	22.79	12.30	8.24	97.90	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,81} Zr ^{0,35} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{2,00} Fe ^{0,68} Al ^{0,32})
27	1.47	32.17	5.12	0.66	16.32	23.04	12.84	8.26	99.08	Ca ^{2,99}	(Ti ^{0,84} Zr ^{0,39} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{2,00} Fe ^{0,67} Al ^{0,33})
28	1.48	32.02	4.99	0.73	16.29	22.95	12.67	8.13	98.25	Ca ^{2,99}	(Ti ^{0,83} Zr ^{0,40} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{2,00} Fe ^{0,67} Al ^{0,32})
29	1.47	32.18	5.08	0.77	16.51	22.50	12.45	9.20	98.83	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,82} Zr ^{0,39} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,96} Fe ^{0,70} Al ^{0,34})
30	1.47	32.32	5.20	0.77	16.19	22.35	12.62	9.23	98.63	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,83} Zr ^{0,39} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,95} Fe ^{0,70} Al ^{0,35})
31	1.48	32.26	5.21	0.79	16.37	22.33	12.87	9.06	99.05	Ca ^{3,00}	(Ti ^{0,84} Zr ^{0,38} Fe ³⁺ Mg ³⁺ Al Sc)	(Si ^{1,94} Fe ^{0,71} Al ^{0,35})
32	1.57	32.22	5.32	0.73	16.32	22.97	12.84	8.14	98.95	Ca ^{2,99}	(Ti ^{0,84} Mg ³⁺ Fe ³⁺ Zr Al Sc)	(Si ^{1,99} Fe ^{0,67} Al ^{0,34})
33	1.48	32.14	5.22	0.81	15.96	23.10	12.24	8.89	99.03	Ca ^{2,99}	(Ti ^{0,80} Mg ³⁺ Fe ³⁺ Zr Al Sc)	(Si ^{2,01} Fe ^{0,66} Al ^{0,34})
34	1.09	34.17	8.22	—	15.67	32.89	7.27	0.11	98.31	Ca ^{2,98}	(Fe ^{0,78} Al ^{0,64} Ti ^{0,13} Mg ^{0,13})	(Si ^{2,68} Fe ^{0,18} Al ^{0,15})
35	1.37	33.22	4.36	0.59	18.02	27.13	9.15	6.44	98.70	Ca ^{3,00}	(Fe ^{0,67} Ti ^{0,59} Zr ^{0,27} Mg ^{0,17} Al Sc)	(Si ^{2,32} Fe ^{0,49} Al ^{0,19})

Примечание. Анализы рассчитаны на сумму катионов, равную 8; прочерк – ниже предела обнаружения; ¹ – ан. 19–32 – шорломит, ан. 34–35 – андрадит; ² – ан. 20, 27, 34 содержат 0.2, 0.1 и 0.2 мас. % FeO, соответственно (рассчитано по стехиометрии).

Авторы благодарны главному геологу «Норильск Никель Технические Сервисы» Т.И. Тараскиной за предоставленные геологические материалы и помощь в организации работ на керноскладе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 25-47-00051 «Ключевые факторы магматического платинометального рудообразования», а также при содействии ГМК «Норильский Никель».

Литература

Викентьев И.В. Критическое и стратегическое минеральное сырье в Российской Федерации // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 463–475.

Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия. 1956. Т. 1. № 6. С. 6–52.

Мираков М.А., Паутов Л.А., Шодибеков М.А. и др. Скандийсодержащий спессартин из пегматитов Кукуртского пегматитового поля (Восточный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2018. Т. 61. № 5. С. 491–495.

Galuskina I.O., Galuskin E.V., Dzierzanowski P. et al. A natural scandian garnet // American Mineralogist. 2005. Vol. 90. P. 1688–1692.

Galuskina I.O., Galuskin E.V., Lazic B. et al. Eringaite, $\text{Ca}_3\text{Sc}_2(\text{SiO}_4)_3$, a new mineral of the garnet group // Mineralogical Magazine. 2010. Vol. 74. P. 365–373.

Varlamov D.A., Murzin V.V. Scandium garnets from chloritoliths, South Ural // The General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session “Mineralogy in the entire space of this word”. Cham: Springer International Publishing, 2021. P. 117–122.

С.В. Берзин¹, Б. Шафии Бафти², В.С. Червяковский¹

¹ – Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
berzin@jgg.uran.ru

² – Университет Кермана Шахида Бахонара, г. Керман, Иран

Вариации содержания F, Cl и SO₃ во включениях апатита в цирконах Восточного Макрана, Иран

Аннотация. Изучены включения апатита в цирконе из западной части вулканической дуги Макран, Иран. Установлены вариации концентраций F, Cl и SO₃ во включениях апатита в пределах одного кристалла циркона. По составу апатита из включений в цирконах показано, что гранитоидные магмы испытали сложную эволюцию составов флюидов. Ранее подобные вариации содержания летучих во включениях апатита наблюдались в пределах одного зерна циркона в гранитоидах северо-восточной части п-ва Таймыр (Россия).

S.V. Berzin¹, B. Shafiei Bafti², V.S. Chervyakovsky¹

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

² – Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Variation in F, Cl, and SO₃ content of the apatite inclusions in zircon from Western Makran, Iran

Abstract. Apatite inclusions in zircon are studied in the western part of the Makran volcanic arc, Iran. Variation in F, Cl, and SO₃ concentrations in the apatite inclusions in accessory zircon crystal are determined. According to the composition of apatite, it is shown that granitoid magmas have experienced a complex

evolution of fluid compositions. Similar variations in the volatile content of apatite inclusions within a single zircon grain were observed in granitoids of the northeastern part of the Taimyr Peninsula (Russia).

Апатит в магматических горных породах является минералом-концентратором нескольких летучих компонентов (F, Cl, SO₃), что позволяет использовать его как индикатор насыщения магмы летучими компонентами (Mao et al., 2016; Sun et al., 2019), играющими важную роль в формировании порфирово-эпитермальных рудообразующих систем, с которыми связаны основные ресурсы меди в мире (Sillitoe, 2010). Целью работы является изучение геохимических особенностей включений апатита, захваченных при кристаллизации одного кристалла циркона, с целью проследить эволюцию состава летучих компонентов в гранитоидных магмах. Объектом изучения стали детритовые цирконы из современного водотока, отобранные в западной части современной Макранской вулканической дуги (юго-восточный Иран), перспективной на обнаружение новых Cu-Au-порфировых и Au-Ag-эпитермальных месторождений.

Изучен состав 67 включений апатита в 26 кристаллах циркона (от двух до шести включений апатита в одном цирконе) методом электронно-зондового микроанализа на микронзонде Cameca SX100 в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Состав циркона изучен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляции на приборе NexION 300S с лазерным пробоотборником NWR 213 в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН по методике (Червяковская и др., 2022) с размером кратера 25 мкм.

Кристаллы циркона размером 200–500 мкм и характеризуются тонкой «осциляторной» зональностью. Низкое однородное содержание Р и Са во всех анализах указывает на отсутствие включений апатита в абляционных кратерах. Низкое содержание La (<5 г/т) и высокое соотношение Sm/La указывают на то, что циркон имеет магматическое происхождение без гидротермальных изменений по (Hoskin, 2005). По содержанию Ti в цирконе рассчитана температура кристаллизации по термометру (Watson et al., 2006). Фугитивность кислорода ΔFMQ была рассчитана по геофугометру (Loucks et al., 2020). На диаграммах 10000 × Eu/Eu* / Y – (Ce/Nd)N/Y и Eu/Eu* – Ce/Nd для циркона с полями составов по (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020) точки анализов циркона располагаются в поле составов фертильных интрузивов.

Размер включений апатита в цирконе составляет 4–30 мкм. Форма включений в срезе варьирует от коротко- до длинно-призматической, чаще всего условно «идиоморфная», иногда с заметными границами совместного роста с кристаллом-хозяином. В шести из 26 цирконов (по 2–3 включения апатита в цирконе) в составе включений апатита не отмечена разница, превышающая погрешность измерения (σ). В большинстве кристаллов циркона наблюдаются широкие вариации содержания F, Cl, SO₃ в различных включениях апатита. Последовательность изменений состава включений апатита определена относительно зон роста вмещающего кристалла циркона на CL изображениях. Большая часть включений апатита имеет повышенные содержания SO₃ >0.1 мас. % и Cl >1 мас. %, что согласно данным (Pan et al., 2016, 2020) указывает на перспективы обнаружения порфирового оруденения, связанного с изучаемыми интрузивами.

Таким образом по данным изучения состава апатита из включений в цирконе показано, что кислые магмы испытали сложную эволюцию составов флюидов. Ранее подобные вариации содержания летучих во включениях апатита в пределах одного зерна циркона наблюдались в гранитоидах северо-восточной части п-ва Таймыр (Берзин и др., 2025). Это может быть связано с потерей летучих компонентов в ходе кристаллизации гранитных расплавов и формированием метасоматических ореолов, что является важной дополнительной информацией при оценке перспектив обнаружения порфирово-эпитермальных рудоносных систем, связанных с интрузивами и дайковыми сериями гранитоидов.

Литература

- Берзин С.В., Конопелько Д.Л., Петров С.В. и др. Включения апатита в цирконе в гранитоидах Северо-Восточной части п-ва Таймыр // Металлогения древних и современных океанов-2025. От гипотез рудогенеза к критериям прогнозирования. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2025. С. 199–201.
- Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л. Локальный анализ микроэлементного состава силикатных минералов на масс-спектрометре NEXION 300s с ЛА приставкой NWR 213: методические аспекты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. Статья № 0605.
- Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69. P. 637–648.
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon // *Journal of Petrology*. 2020. Vol. 61, No. 3. Paper #egaa034.
- Lu Y.-J., Loucks R.R., Fiorentini M. et al. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits // *Society of Economic Geologists Special Publication*. 2016. Vol. 19. P. 329–347.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M. et al. Apatite trace element compositions: a robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology*. 2016. Vol. 111. P. 1187–1222.
- Pan L.C., Hu R.Z., Bi X.W. et al. Evaluating magmatic fertility of Paleo-Tethyan granitoids in eastern Tibet using apatite chemical composition and Nd isotope // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 127. Paper #103757.
- Pan L.C., Hu R.Z., Wang X.S. et al. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic–metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China // *Lithos*. 2016. Vol. 254. P. 118–130.
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F. et al. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 126. P. 1–18.
- Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 3–41.
- Sun S.J., Yang X.Y., Wang G.J. et al. In situ elemental and Sr-O isotopic studies on apatite from the Xu-Huai intrusion at the southern margin of the North China Craton: implications for petrogenesis and metallogeny // *Chemical Geology*. 2019. Vol. 510. P. 200–214.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Е.А. Александрович, А.В. Дубко

Республиканское унитарное предприятие «Научно-производственный центр по геологии», «Институт геологии», г. Минск, Беларусь
fundament@geologiya.by

Геохимические особенности метасоматитов участка Шнипки кристаллического фундамента запада Беларуси (научный руководитель – к.г.-м.н. М.П. Гуринович)

Аннотация. Основные типы пород участка Шнипки (запад Беларуси) представлены скарнондами, олигоклазитами и альбититами. Породы относятся к основным кальциевым метасоматитам (базификатам) и щелочным натриевым метасоматитам. Метасоматиты специализированы на цветные и редкие металлы (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Be), РЗЭ (Ce, La, Y, Yb) и в меньшей степени на Fe, Co, V, W и Tb.

Geochemical features of metasomatites of the Shnipki area of the crystalline basement of western Belarus

Abstract. Main rock types of the Shnipki area (western Belarus) include skarnoids, oligoclasites, and albitites. The rocks belong to basic calcic metasomatites (basificates) and alkaline sodic metasomatites. Metasomatites can be promising for non-ferrous and rare metals (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Be) and rare earth elements (Ce, La, Y, Yb), and, to a lesser extent, Fe, Co, V, W, and Tb.

Объектом исследования являются метасоматиты кристаллического фундамента участка Шнипки, выделенного в 1963–1964 гг. на западе Гродненской области, Республики Беларусь, в результате изучения интенсивной магнитной аномалии. По результатам этих работ выявлена мощная зона тектонического дробления, подвергшаяся метасоматическому изменению с интенсивной сульфидной и магнетитовой минерализацией. Цель исследования – изучить геохимические особенности метасоматических образований участка Шнипки и определить зоны с повышенным содержанием рудных компонентов.

Кристаллический фундамент в пределах участка вскрыт 14 скважинами на глубинах от 194.4 до 600.0 м и представлен стратифицированными метаморфическими породами шучинской серии ($AR_1\check{c}$), магматическими интрузивными телами березовского габброидного комплекса ($v'AR_1br$) и метасоматитами, приуроченными к зоне динамического влияния глубинного Шучинского разлома (рисунок) (Пискун и др., 2022).

Для выявления особенностей химизма использовались аналитические данные (Пап и др., 1988): 19 силикатных и 32 спектральных анализов пород 1980–1985 гг. (ПО «Центр-казгеология», г. Караганда; Центральная лаборатория РУП «Белгеология»; ИМГРЭ, г. Москва), а также 11 новых анализов (ИСП-МС, лаборатория Института Карпинского, г. Санкт-Петербург). Породообразующие, аксессуарные и рудные минералы определены в результате минералогического (альбит и олигоклаз), петрографического и микрозондового анализов.

Среди метасоматитов выделены карбонатно-силикатные и карбонатные скарноиды, альбититы и олигоклазиты. К метасоматически измененным породам, сохранившим свой первоначальный облик, отнесены гнейсы и амфиболиты, частично скаполитизированные, карбонатизированные, окварцованные и калишпатизированные.

Карбонатно-силикатные скарноиды, помимо породообразующих граната, пироксена, амфибола, плагиоклаза и кварца, почти всегда содержат скаполит, карбонаты, эпидот, биотит, мусковит и актинолит. Для пород характерны неяснополосчатые, линзовидно-полосчатые, пятнистые и массивные текстуры, гранобластовые, пойкилобластовые структуры. По химическому составу породы относятся к основным метасоматитам (базификатам) кальциевого ряда (Петрографический..., 2008). Для них характерно высокое содержание СаО. Карбонатно-силикатные скарны по химическому составу подразделяются на две подгруппы: 1) с высокой железистостью, умеренной до повышенной титанистостью, умеренной глиноземистостью, низкой магнезиальностью; 2) умеренной железистостью, более высокой титанистостью, глиноземистостью и магнезиальностью, большим содержанием щелочей (табл. 1).

Для карбонатных скарноидов характерно значительное присутствие карбонатов – до 80–95 % в породе. В их составе могут присутствовать в незначительном количестве пироксены, амфибол, кварц, гранат, скаполит, эпидот. Среди аксессуарных минералов встречаются титанит, магнетит, сульфиды. Содержание SiO_2 варьирует от 2 до 12 %, отмечается отсутствие или очень низкое содержание TiO_2 . Породы характеризуются умеренной железистостью, низкой глиноземистостью, повышенной магнезиальностью и низкой щелочностью, калий пре-

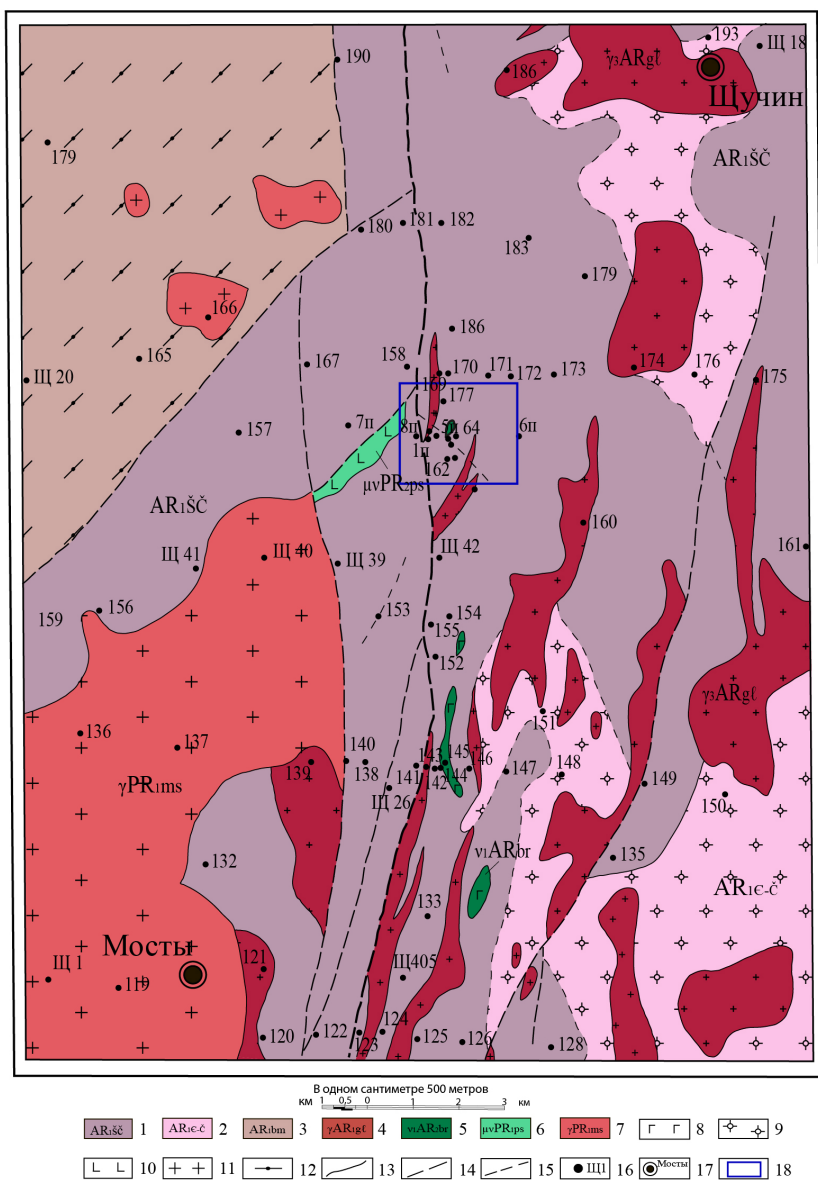


Рис. Схематическая карта кристаллического фундамента района расположения рудопоявления Шнипки, составили О.А. Пискун, Е.А. Александрович, А.В. Дубко.

1 – щучинская серия: основные кристаллические двупироксеновые, амфибол-пироксеновые и пироксеновые сланцы, амфиболиты и амфибол-пироксеновые, амфиболовые, гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, биотитовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; 2 – эндербит-чарнокитовый комплекс; 3 – высокотемпературные blastsмилониты; 4 – голеновский комплекс: гнейсограниты, граниты; 5 – березовский комплекс: метагаббро, метагаббронориты, метадолериты; 6 – песковский комплекс: долериты, габродолериты; 7 – мостовский комплекс: граниты лейкократовые, монцидиориты; 8 – метагаббро; 9 – чарнокиты; 10 – долериты; 11 – граниты; 12 – гнейсовидные, линзовидно-сланцеватые blastsмилониты; 13 – условные границы между разновозрастными подразделениями; 14 – линии крупных разломов, установленных геофизическими методами и предполагаемых; 15 – прочие разломы; 16 – буровые скважины, вскрывающие кристаллический фундамент; 17 – населенные пункты; 18 – участок Шнипки.

Средний химический состав (мас. %) метасоматических образований (по интервалам опробования керна) участка Шнипки

Компоненты	Карбонатно-силикатные скарны		Карбонатные скарны	Скарнированные породы		Альбитит и олигоклазит
	1	2		3	4	
n	6	2	4	2	3	2
SiO ₂	45.28	50.66	7.04	51.46	68.13	60.04
TiO ₂	0.31	0.22	0.23	0.25	0.27	0.82
Al ₂ O ₃	9.80	9.15	1.03	6.78	10.22	19.54
Fe ₂ O ₃	5.18	1.21	1.22	15.86	1.30	0.42
FeO	6.10	3.14	0.76	4.46	3.69	2.43
MnO	0.66	0.22	0.28	0.15	0.15	0.05
MgO	1.74	2.53	1.28	2.04	2.18	3.62
CaO	20.78	17.08	49.76	3.25	6.09	2.66
Na ₂ O	0.32	1.18	0.23	0.78	0.70	6.79
K ₂ O	0.48	1.17	0.33	0.63	1.62	1.73
P ₂ O ₅	0.05	0.01	0.07	0.01	0.01	0.16
SO ₃	0.15	1.41	0.24	–	0.91	0.06
ППП	7.38	11.36	38.09	12.07	4.49	1.36
Сумма	98.23	99.31	100.53	97.70	99.76	99.66
Fe(общ)	0.87	0.64	0.64	0.91	0.70	0.44
t'	2.75	5.06	12.23	1.23	5.42	28.87
al'	0.75	1.33	0.32	0.30	1.43	3.02
mg#	0.13	0.36	0.36	0.09	0.30	0.56
Na ₂ O+K ₂ O	0.80	2.35	0.55	1.41	2.32	8.52

Примечание. 1 – высоко-железистые; 2 – умеренно-железистые; 3 – амфиболиты; 4 – гнейсы. Железистость Fe(общ) = (Fe₂O₃ + FeO + MnO) / (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO), мас. %; глиноземистость al' = Al₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO + MgO), мас. %; титанистость t' = (TiO₂ × 100) / (Fe₂O₃ + FeO), мас. %; магниевость mg# = MgO / (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO), мас. %.

обладает над натрием (табл. 1). Карбонатные скарны по химическому составу относятся к основным метасоматитам (базификатам) кальциевого ряда (Петрографический..., 2008).

Альбититы и олигоклазиты являются продуктами постмагматического натрового метасоматоза. Они образуют небольшие прожилки и прослои светло-серого, беловатого цвета и сахаровидного облика и залегают среди амфиболитов и гнейсов шучинской серии.

Альбититы мелкозернистые, плотные породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Состоят из альбита (до 80–90 %), порфиробластов кварца (7–15 %), микроклина и слюды (2–3 %). Олигоклазиты мелкозернистые породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Состоят из олигоклаза (до 85–95 %), кварца (5–10 %), слюды (2–3 %). По химическому составу альбититы и олигоклазиты относятся к щелочным метасоматитам натриевого ряда (Петрографический..., 2008). Характеризуются низкой до умеренной железистостью, весьма высокой титанистостью, высокой магниезальностью и глиноземистостью; содержание CaO низкое (табл. 1).

Содержание Sn, Zn и Mo в скарнах и скарнированных амфиболитах и гнейсах превышает их кларк в земной коре в 2–6 раз (Виноградов, 1962). Для альбититов характерно повышенное содержание Mo и Ga; для олигоклазитов – V, Sc, Ga и Cr.

В метасоматитах участка Шнипки наблюдаются зоны с сульфидами (пирит, марказит, пирротин, халькопирит, борнит, молибденит) и магнетитом, в которых зафиксированы следу-

Таблица 2

Кларки концентраций микроэлементов в метасоматических породах участка Шиники по интервалам опробования керна

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Co	1.11	0.56	1.39	0.83	0.83	0.44	0.56	2.78- 5.56	1.67	3.33- 11.11	1.67
Sc	1.50	1.00	0.80	1.20	0.70	8.00	2.00	1.50	3.00	3.00- 4.00	1.00
Cu	2.13	0.43	0.64	0.21	0.11	1.06	1.70	1.06	1.28	3.19- 6.38	8.51
Pb	0.38	3.13	12.50	0.63	0.31	1.88	1.25	0.63	1.88	1.25	3.13
Zn	0.36	0.60	6.02	0.36	-	1.20	0.72	0.60	0.60	7.23	0.72
Ag	-	-	-	14.29	14.29	-	-	-	42.86	-	-
Mo	1.82	0.91	2.73	0.91	0.91	9.09	9.09	2.73	4.55	27.27	2.73
Sn	2.40	2.00	8.00- 20.00	2.00	1.20	4.00	0.80	4.00	40.00	6.00	6.00
Ba	-	122.45	-	3.06	3.06	-	-	16.33	10.20	20.41	-
Be	39.47	0.79	0.21	2.63	0.26	2.37	0.26	0.39	39.47	0.79	1.58
Y	2.76	1.03	6.90	0.69	0.69	20.69	2.07	3.45	1.38	10.34	1.38
Yb	1.82	0.61	4.55	0.30	0.45	12.12	2.42	1.52	0.91	6.06	1.21
Ge	-	-	4.29	2.14	1.43	4.29	1.43	-	1.43	3.57	1.43
W	-	-	-	2.31	2.31	-	-	-	-	-	-
Th	-	6.15- 15.38	6.15	-	-	-	-	-	-	-	-
La	3.06	4.08	1.63	2.04	6.12	20.41	1.63	20.41- 204.1	16.33	8.16	6.12
Ce	2.14	2.86	-	4.29- 7.14	14.29	14.29	1.43	21.43- 142.8	8.57	7.14	7.14
n	3	3	4	1	1	1	5	7	14	3	3

Примечание. 1, 3, 4, 6, 7 – скарны; 1 – кварц-амфибол-карбонатный, 3 – амфибол-гранат-эпидот-карбонат-скарполит-кварцевый, 4 – амфибол-эпидот-карбонатный, 6 – кварц-эпидот-карбонат-гранатовый, 7 – кварц-скарполит-карбонатный; 2, 5, 8–11 гнейсы: 2 – скарнированный эпидот-биотитовый, 5 – скарнированный гранат-биотитовый, 8, 9 – скарнированные с магнетитом, 10, 11 – скарнированные магнетит-биотитовые с сульфидами. Прочерк – элемент не обнаружен. Порог чувствительности спектрального анализа (г/т): Co 1, Sc 1, Cu 3, Pb 2, Zn 20, Ag 0.1, Mo 1, Sn 1, Ba 100, Be 0.3, Y 3, Yb 0.3, Ge 2, W 10, Th 10, La 10, Ce 20. Кларк концентрации (Кк) – отношение содержания элемента в горной породе к его кларку в земной коре:

<0.20, 0.21–0.70, 0.71–1.50, 1.51–2.00, 2.01–2.50, 2.51–5.00, 5.01–10.01, >10.00.

ющие содержания рудных элементов: в магнетит-биотитовых скарнированных гнейсах – Со (до 200 г/т, Кк = 11) и Си (до 400 г/т, Кк = 6); в карбонатно-силикатных скарнах – Рb (до 200 г/т, Кк = 12.5); в скарнированных гнейсах с магнетитом – Zn (до 600 г/т, Кк = 7); в карбонатных скарнах и скарнированных гнейсах – Ве (до 150 г/т, Кк = 39.5). Практически все метасоматиты имеют повышенное до крайне высокого содержание Мо (до 30 г/т, Кк = 9–27), Sn (до 100 г/т, Кк = 8–40), La (до 1000 г/т, в единичных анализах до 10000 г/т, Кк = 6–204) и Се (до 1500 г/т, в единичных анализах до 10000 г/т, Кк = 7–142). Высокая концентрация Yb и Y (до 40 г/т и 600 г/т, Кк = 12 и 21, соответственно) и Th (до 80–200 г/т, Кк = 6–15) отмечается в скарнах. Карбонатные скарны и скарнированные породы обогащены Ag (до 1–3 г/т, Кк = 14–43) и Ва (150–1000 г/т, в единичных анализах до 6000 г/т, Кк = от 10–20 до 122) (табл. 2).

Таким образом, на участке Шнипки кристаллического фундамента запада Беларуси выделены разновидности метасоматитов (скарноиды, олигоклазиты и альбититы), определен их химический состав и характер распределения микроэлементов. Установлено, что карбонатно-силикатные и карбонатные скарноиды относятся к основным метасоматитам (базификатам) кальциевого ряда, альбититы и олигоклазиты – к щелочным метасоматитам натриевого ряда. Метасоматиты участка Шнипки специализированы на цветные и редкие металлы (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Be) на РЗЭ (Ce, La, Y, Yb) и, в меньшей степени, на Fe, Co, V, W и Tb.

Литература

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Пан А.М., Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Найденов И.В. Химические анализы горных пород кристаллического фундамента Белоруссии. Справочник. Минск: Наука и техника, 1988. 243 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Пискун О.А., Толкачикова А.А., Гуринович М.П. Особенности вещественного состава метасоматитов кристаллического фундамента запада Беларуси (участок Шнипки) // Литасфера. 2022. № 2 (57). С. 9–23.

Д.А. Созонтов, О.П. Шиловский

Казанский (Приволжский) федеральный университет,

г. Казань, Россия

turbopawer100500@mail.ru

Структура и геохимические особенности зубной и костной тканей раннетриасовой амфибии из местонахождения Опарино, Кировская область

Аннотация. Уточнены внутреннее строение и элементный состав костных тканей триасовой темноспондильной амфибии *Vladlenosaurus alexeyevi* Novikov из местонахождения Опарино. Построены карты распределения химических элементов, что позволяет уточнить условия осадконакопления раннетриасовых (устымыльский горизонт) аллювиальных отложений бассейна р. Лузы. Установлено, что в состав первичного биоапатита привнесены Sr и Y. Присутствие последнего открывает перспективы изучения адсорбции элементов из вмещающих пород костными тканями в ископаемой фауне Московской синеклизы.

Structure and chemical composition of dental and bone tissues of an Early Triassic amphibian from the Oparino locality, Kirov region

Abstract. Inner structure and elemental composition of bone tissues of the Triassic temnospondyl amphibian *Vladlenosaurus alexeyevi* Novikov from the Oparino locality are refined. Maps of the distribution of chemical elements allowed us to refine the sedimentation conditions of the Early Triassic (Ustmyl Formation) alluvial deposits of the Luza River basin. It is established that Sr and Y were introduced to the primary bioapatite. The presence of latter can be helpful in studies of adsorption of elements from host rocks by bone tissues in the fossil fauna of the Moscow Syncline.

Введение. Местонахождение Опарино расположено в верхнем течении р. Луза на северо-западе Кировской области. Породы, выходящие на поверхность в этой точке, относятся по возрасту к устьмыльскому горизонту нижнеоленинского подъяруса раннего триаса (Shishkin et al., 2023). Ископаемая фауна на местонахождении представлена остатками черепов и челюстей темноспондильных амфибий. Элементы посткrania, такие как, например, межключицы, известны реже. Окаменелости заключены в твердые карбонатные, чаще всего, продолговатые конкреции диаметром до 25 см. Сохранность костной ткани отличная, без следов окатывания, с наличием вершинок зубов и детализированной скульптурой черепных пластин (Чураков, Созонтов, 2025).

Ископаемая фауна местонахождения Опарино монотипна, представлена видом *Vladlenosaurus alexeyevi* Novikov, однако, встречаются черепа особей, находящиеся на разных онтогенетических стадиях развития (от ювенильных до взрослых) (Торопов и др., 2020). Это существенно увеличивает научную значимость и уникальность местонахождения, поскольку материал может дать новые данные об онтогенетическом развитии и, возможно, о внутривидовых половых различиях данного вида.

Темноспондилы были важными представителями экосистемы в палеозое и раннем мезозое, относятся к классу земноводных (амфибии) и входят в группу лабиринтодонтов (лабиринтозубых). Особенность данной группы амфибий заключается в складках зубной ткани (дентина), которые на поперечном срезе образуют лабиринтообразные узоры, поэтому структуру их зубов описывают как сложную и, как правило, она сохраняется на протяжении больших временных и филогенетических диапазонов (Rinehart, Lucas, 2013). Ископаемые зубные ткани (в частности, эмаль) наиболее устойчивы к диагенетическим изменениям. Дентин (минерализованная твердая часть) зубных тканей ископаемых и современных животных представляет собой обызвествленное межклеточное вещество, пронизанное дентинными трубочками (Шиловский, Киселева, 2019; Shilovsky, Kiseleva, 2020).

Цель работы – исследование гистологических особенностей строения и распределения химических элементов в ископаемой костной и зубной ткани темноспондильной амфибии *Vladlenosaurus alexeyevi* из местонахождения Опарино.

Материалы и методы. Клык из нижней челюсти (дентали) и фрагмент межключицы *Vladlenosaurus alexeyevi* исследованы с использованием оптической микроскопии (бинокулярный микроскоп Ломо МСП-1), компьютерной рентгеновской томографии (PhoenixV|tome|XS240, Германия) и рентгенофлюоресцентного анализа (микрорентгенофлюоресцентный спектрометр M4 Tornado Bruker, Великобритания; операторы Р.Н. Музафаров и И.И. Сахабутдинов). Было изготовлено пять поперечных шлифов зуба, а также два шлифа и два аншлифа межключицы.

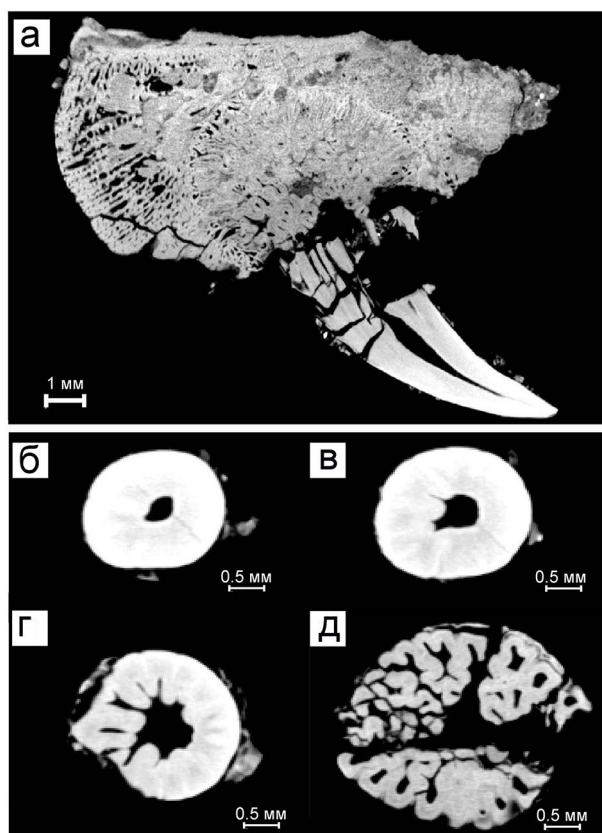


Рис. 1. Компьютерная томография фрагмента дентали с клыком темноспондила *Vladlenosaurus alexeyevi*: а – окаменевшая зубная ткань лабиринтообразного строения в сагитальной проекции; б–г – корневой канал зуба в аксиальной проекции от вершинки к корню.

Результаты исследований. Компьютерная томография, проведенная для образца дентали с клыком в сагитальной (рис. 1а) и аксиальной плоскостях (рис. 1б–д), показала, что внутренняя сложная складчатость дентина и эмали имеет форму лабиринта, а в нижней части коронки видны вторичные и третичные складки зубной ткани. Зубы лабиринтодонтов часто описывают как конические, однако при более тщательном рассмотрении обнаруживается их хорошо приспособленная, немного изогнутая, саблевидная форма, изменяющаяся от основания до кончика (рис. 1а), что отмечали исследователи ранее (Rinehart, Lucas, 2013).

Внутреннее строение зубов (рис. 2а–д) уточнено при изучении шлифов из разных участков клыка (от вершинки до корня). Складки дентина в части близ вершинки плохо просматривались по результатам томографии, однако в шлифе они представлены чередованием положительного и отрицательного рельефа по поперечному срезу зуба (рис. 2б, в). Сам клык имел светло-кремовый, почти белый цвет, однако близ корня цвет мог быть бурый из-за окислов железа. Длина клыка (без корня) 0.8 см. При изготовлении шлифов использовался синий краситель для оценки порового пространства. Структура окаменелой межключицы (рис. 2е–з) темноспондила сильно пористая, темно-бурого, участками почти черного цвета. Образец для шлифа и аншлифа с межключицей выбран специально на вмещающей породе для выяснения условий захоронения остатков. Сама межключица имела размер 6 × 3 см.

Вмещающая порода представляет собой кварцевый песчаник (кварц 65–70 %) с при-

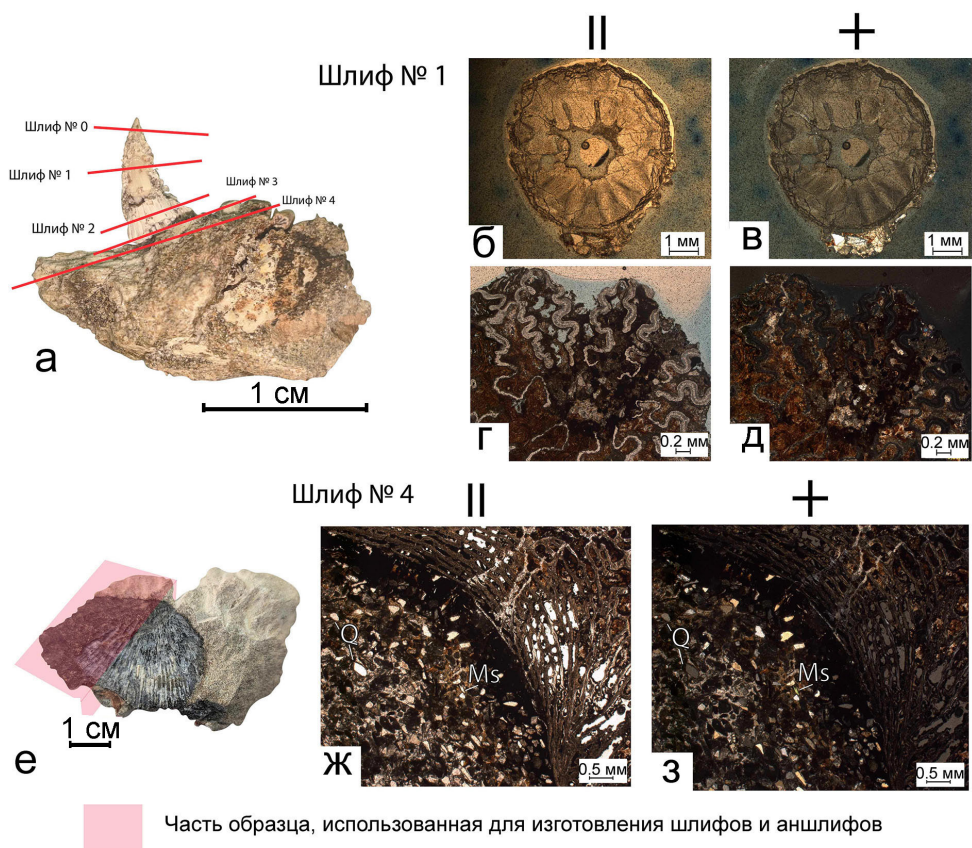


Рис. 2. Темноспондил *Vladlenosaurus alexeyevi*: а – фрагмент дентали с клыком, красные линии – проекции плоскостей; б–д – лабиринтообразная структура первичного дентина, представляющая собой складки зубной ткани, становящиеся плотнее от основания к кончику (б, в – шлиф № 1; г, д – шлиф № 4); е–з – контакт кости межключицы с вмещающей породой (кварцевым песчаником): е – фото образца; ж–з – фото шлифа.

месью полевых шпатов и слюд, мелкозернистый, средне-сортированный, серовато-зеленый, на контакте с костными остатками ожелезненный, с примесью глинистой гальки до 0.6 см. Зерна кварца угловато-округлые, удлинённые, размеры 0.1–0.4 мм, гипидиоморфные, ориентированные, контакты зерен – протяженные. Плагиоклаз угловатый, сильно измененный, частично корродирован оксидом железа и замещен глинистыми минералами. Цемент карбонатный, базальный, распределен равномерно. Комплекс признаков (минералы, типичные для песчаников – кварц, полевые шпаты, слюда; примесь гальки, наличие цемента), косослоистая текстура песчаников (Торопов и др., 2020) и тафономические особенности окаменелых костных остатков, ориентированных по течению (Чураков, Созонтов, 2025), говорят об аллювиальном характере осадконакопления в местонахождении Опарино.

В химическом составе ископаемых костных тканей преобладают Са и Р, что соответствует минеральному компоненту исходного биоапатита (рис. 3). На картах распределения элементов как для зубной, так и для костной ткани видна выраженная локализация У, повторяющая узор зубной ткани и пористую структуру межключицы и совпадающая с локализацией Са и Р. Повышенное содержание У в зубной и костной тканях может рассматриваться как

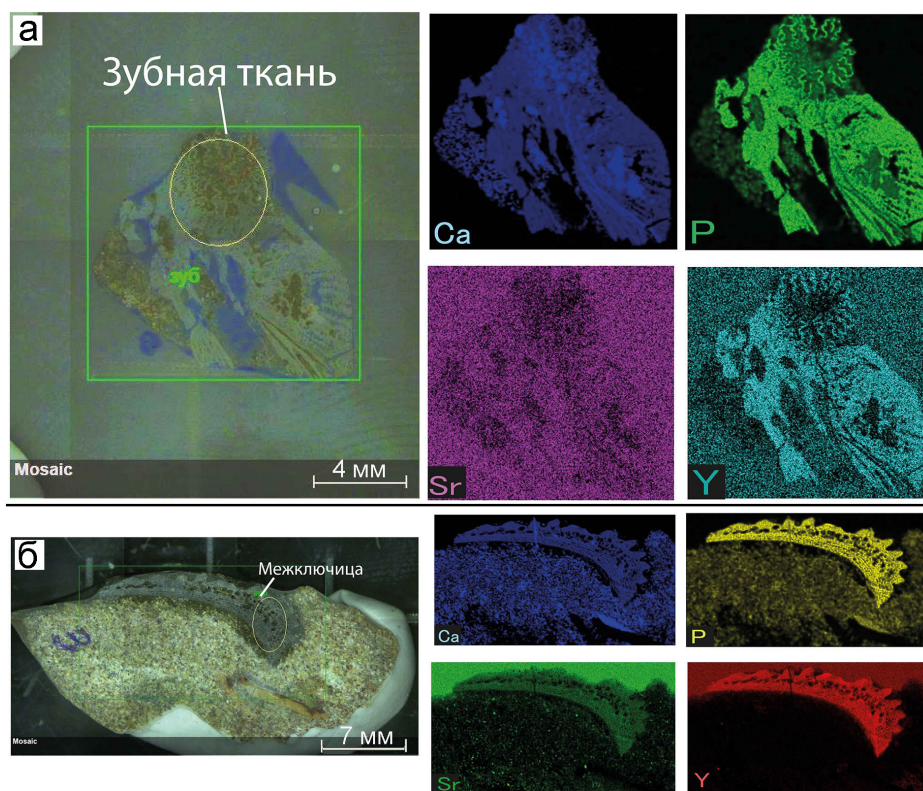


Рис. 3. Карты распределения Ca, P, Sr и Y в зубной ткани: а – фрагмент дентали с клыком (размер образца 8 × 8 мм); б – костная ткань межключицы (размер образца 21 × 11 мм). Наибольшая точность локализации элементов – в выделенном эллипсом участке.

результат адсорбции из вмещающих отложений. Совпадение зон локализации Sr с распределением Ca и P подтверждает его вхождение в структуру апатита. По результатам микро-РФА (Шиловский, Созонтов, 2025), наличие в костной ткани дентали SiO_2 , $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$, K_2O и TiO_2 свидетельствует о процессах вторичной минерализации (диагенеза), в ходе которых поры трабекулярной костной ткани могли быть заполнены аутигенными минералами.

Выводы. Уточнена морфология зубов (сложная лабиринтная складчатость зубной ткани) *Vladenosaurus alexeyevi* из местонахождения Опарино. Получены новые данные о химическом составе и распределении элементов в костной и зубной ткани окаменелостей из нового местонахождения. Изучение шлифа методом оптической микроскопии подтвердило предположение о захоронении ископаемых остатков в условиях аллювиального осадконакопления. Повышенное содержание Sr и Y в зубных и костных тканях отражает особенности фоссилзации и условия диагенеза, связанного с процессами абсорбции этих химических элементов из вмещающих пород.

Литература

Торопов А.Л., Мясютин В.В., Полтанова Л.В. и др. Новые данные по раннетриасовым темноспондильным амфибиям бассейна реки Лузы (северо-восток Европейской части России) // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Самара, Тольятти: ПИН РАН, ИГ РАН, СамГТУ, 2020. С. 78.

Чураков В.С., Созонтов Д.А. Некоторые тафономические особенности местонахождения раннетриасовых амфибий Опарино, Кировская область // Проблемы палеоэкологии и исторической геологии. Москва–Киров: ПИН РАН, Вятский палеонтологический музей, 2025. С. 81.

Шиловский О.П., Киселева Д.В. Микроскопическое исследование ископаемых зубных тканей пермских парейазавра и суминии (Котельничское местонахождение, Кировская область) // *Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений.* Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2019. С. 298–301.

Шиловский О.П., Созонтов Д.А. Томографическое исследование и геохимические особенности зубов раннетриасовой амфибии с северо-запада Кировской области // *Проблемы палеоэкологии и исторической геологии.* Москва–Киров: ПИН РАН, Вятский палеонтологический музей, 2025. С. 41.

Rinehart L.F., Lucas S.G. Tooth form and function in temnospondyl amphibians: relationship of shape to applied stress // *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin.* 2013. Vol. 61. P. 1–5.

Shilovsky O., Kiseleva D., Microstructure and geochemical features of hard dental tissues of *Deltavjatia vjatkensis* and *Suminia getmanovi* Permian tetrapods (Kotelnich site, Kirov region, Russia) // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 2020. Vol. 516. N 1. #012020.

Shishkin M.A., Novikov I.V., Sennikov A.G. et al. Triassic tetrapods of Russia. Chapter IV. Catalog of tetrapod localities in Russia // *Paleontological Journal.* 2023. Vol. 57. P. 1492–1539.

М.М. Соснина¹, Е.Ю. Акимова¹, В.С. Жданова²

*¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
marla.sosniina@gmail.com*

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

Минералого-петрографические особенности железорудных скарнов месторождения Малый Куйбас (Южный Урал)

Аннотация. Изучены рудоносные скарны железорудного месторождения Малый Куйбас на Южном Урале. В скарновом рудном теле выделены четыре зоны: слабоизмененные гранодиориты, эпидот-амфиболовый скарн, гранатовый скарн и слабоизмененные долериты. Каждая зона характеризуется парагенетическими ассоциациями породообразующих (эпидот, гранат, диопсид-авгит, полевые шпаты, амфиболы) и рудных (магнетит, пирит, халькопирит, местами сфалерит, гринокит) минералов.

М.М. Sosnina¹, E.Yu. Akimova¹, V.S. Zhdanova²

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

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

Mineralogical and petrographic features of iron-ore skarns of the Maly Kuybas deposit (Southern Urals)

Abstract. Ore-bearing skarns from the Maly Kuybas iron deposit in the South Urals are studied. Four zones are distinguished in skarn ore body: weakly altered granodiorite, epidote-amphibole skarn, garnet skarn, and weakly altered dolerite. Each zone is characterized by paragenetic assemblages of rock-forming (epidote, garnet, diopside-augite, feldspars, amphiboles) and ore (magnetite, pyrite, chalcopyrite, locally sphalerite, greenockite) minerals.

Крупное скарново-железорудное месторождение Малый Куйбас расположено в Магнитогорской зоне Южного Урала (Салихов и др., 2019). В его геологическом строении участвуют вулканогенно-осадочные и магматические породы палеозойского возраста, прорванные интрузивными телами габброидов, диоритов и гранодиоритов. Внедрение интрузивов сопровождалось развитием контактово-метасоматических процессов с формированием скарновых тел и связанной с ними рудной минерализации (Косарев и др., 2014). Рудоносные скарновые тела приурочены к зонам контакта красновато-коричневых мелкозернистых гранитов и гранодиоритов с вулканогенно-осадочными породами, а также малыми телами диоритов и дайками диабазов, габбродиабазов и гранит-порфиоров (Салихов и др., 2014; Вишнеvский и др., 2021).

Цель работы – изучение минерального состава скарнов и вмещающих пород для выявления особенностей внутреннего строения рудоносных скарновых зон. Для диагностики минералов использован СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС AzTec Energy 350 и комплектом стандартных образцов в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитик Н.С. Власенко).

Скарны характеризуются сложным зональным строением: метасоматические изменения развиваются как по гранодиоритам, так и по вулканитам. В разрезе скарнового тела в направлении от гранодиоритов к вулканитам выделены четыре зоны: слабоизмененные гранодиориты, эпидот-амфиболовый скарн, гранатовый скарн, слабоизмененные вулканиты.

Зона слабоизмененных гранодиоритов характеризуется развитием эпидота и хлорита по полевым шпатам. Среди акцессорных минералов в них присутствуют магнетит, титанит, апатит и циркон. Магнетит представлен мелкой рассеянной вкрапленностью (до 2 об. %).

Кроме эпидота и амфибола, в эпидот-амфиболовой скарновой зоне в незначительном количестве определены пироксен и хлорит. Магнетит наблюдается в виде вкрапленных и гнездовых выделений (10 об. %), местами образует скопления извилистой формы и ассоциирует с сульфидной минерализацией. Среди сульфидов отмечаются халькопирит и гринокит, из акцессорных минералов установлен апатит.

В центральной части тела, в зоне наиболее интенсивных изменений, развиты массивные гранатовые скарны, сложенные гранатом-андрадитом в ассоциации с диопсидом и эпидотом. В этой зоне отмечаются интервалы массивных магнетитовых руд, которые сопровождаются сульфидным оруденением (халькопирит, пирит).

Зона слабоизмененных вулканитов сложена альбитом и калиевым полевым шпатом, по которым развиваются вторичный эпидот и хлорит. Сульфидная минерализация представлена пиритом и халькопиритом. Отмечается присутствие акцессорных титанита, магнетита, ильменита, апатита, рутила и циркона. Магнетит представлен мелкой рассеянной вкрапленностью (до 2 об. %).

Таким образом, в выделенных зонах главные рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, халькопиритом, в единичных случаях гринокитом. В слабоизмененных гранодиоритах и вулканитах из акцессорных минералов установлены титанит, ильменит, циркон и апатит. Выявленная зональность и ассоциации минералов дополняют существующие представления о генезисе месторождения и могут быть использованы при прогнозировании и поисках оруденения в пределах Магнитогорской зоны Южного Урала.

Литература

Вишневецкий А.В., Васюкова Е.А., Новосёлов И.Д. и др. Уральский полигон минералого-петрографической практики Новосибирского государственного университета. Новосибирск: НГУ, 2021. 26 с.

Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–23.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.

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.

Типоморфизм минералов группы хлорита Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале

(научный руководитель – к.г.-м.н. *С.В. Петров*)

Аннотация. На основе петрографического изучения 111 образцов из 11 скважин Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале выделены пропилитовые и кварц-серицитовые метасоматиты. По интерференционным окраскам установлено пять морфологических типов хлорита. Среди хлоритов преобладает клинохлор (его разновидности пикнохлорит и рипидолит). По термометру (Bourdelle et al., 2015) определены три температурные группы: 125–245, 245–325 и >325 °С. Установлена зависимость окраски от температуры: «зеленый» хлорит – высокотемпературный, «синий» и «серый» – низкотемпературный.

A.V. Korostylev¹, Rodionova A.V.²

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

² – Fedorovsky All-Russian Research Institute of Mineral Resources, Moscow, Russia

Typomorphism of chlorite group minerals of the Mikheevskoe porphyry copper deposit, South Urals

Abstract. Based on petrographic study of 111 samples from 11 boreholes at the Mikheevskoe porphyry copper deposit in the South Urals, propylite and quartz-sericite metasomatites are identified. Five morphological types of chlorite are distinguished based on interference colors. Clinocllore (with its varieties pycnochlorite and ripidolite) is dominant among chlorites. Three temperature intervals are determined after thermometer of (Bourdelle et al., 2015): 125–245, 245–325, and >325 °C. The temperature–color correlation is established: “green” chlorites are high-temperature in contrast to lower temperature “blue” and “gray” ones.

На Михеевском медно-порфировом месторождении (Южный Урал) хлориты, являющиеся индикаторами гидротермального минералообразования, ранее не изучались методами хлоритовой термометрии. В данной работе впервые изучены полигенерационные хлориты из всех типов пород месторождения (Грабежев, 2014; Алтушкин и др., 2019; Плотинская, Ковальчук, 2022) для реконструкции температурного тренда кристаллизации метасоматических ассоциаций.

подавляющее большинство пород являются полнопроявленными метасоматитами, включающими пропилитовые по вулканогенно-осадочным породам среднего и основного состава и кварц-серицитовые – по кислым осадочным породам и дайкам диорит-порфиоров. В пропилитовой группе диагностированы хлорит-амфиболовая, хлорит-кварц-эпидот-амфиболовая и хлорит-кварц-эпидотовая ассоциации. Кварц-серицитовые метасоматиты представлены эпидот-хлорит-серицит-кварцевой, хлорит-серицит-карбонат-кварцевой и серицит-карбонат-кварцевой ассоциациями. По классификации (Corbett, Leach, 1998) породы соответствуют филлитам (березитам), пропилитам и калиевым метасоматитам.

Материалом для исследований стал керн Михеевского месторождения. Описаны 111 шлифов, выделены минеральные ассоциации рудоносных метасоматитов. Для 23 образцов выполнено более 2000 анализов хлоритов (РЦ СПбГУ «Геомодель»). После отбраковки по сумме оксидов и содержанию примесей оставлено 436 анализов для расчета кристаллохи-

мических формул (Дир и др., 1965). Температуры образования определены по хлоритовому термометру (Bourdelle и др., 2015).

Выявлено несколько морфологических типов хлоритов, отличающихся по цветам интерференции, среди которых условно выделено пять разновидностей:

– «серый» жильный: в проходящем свете бесцветный, плеохроизм отсутствует; ассоциирует с кварцем и рудными минералами, встречается как в пропилитовых, так и в кварц-серицитовых ассоциациях;

– «зеленый»: в проходящем свете бесцветный или слабоокрашенный, со слабым плеохроизмом; ассоциирует с амфиболами и эпидотом, преобладает в пропилитовых ассоциациях;

– «синий»: от слабо- до среднеокрашенного в проходящем свете, с плеохроизмом; ассоциирует с рудными минералами, присутствует в обеих группах метасоматитов;

– «сине-зеленый»: характеризуется чередованием синей и зеленой интерференции в пределах одного зерна, в проходящем свете бесцветный или слабоокрашенный, плеохроичен; ассоциирует с рудными минералами и кальцитом, преобладает в кварц-серицитовых ассоциациях;

– «бурый»: в проходящем свете имеет насыщенную окраску, иногда плеохроичен; ассоциирует с рудными минералами, встречается в кварц-серицитовых ассоциациях.

По химическому составу исследованные хлориты относятся преимущественно к пикнохлориту и рипидолиту, в меньшей степени представлены клинохлор, брунсвитгит и диабантит. Установлена зависимость состава от морфологического типа: наименьшей железистостью характеризуется «серый» хлорит, наибольшей – «синий» и «бурый», промежуточное положение занимает «зеленый» хлорит.

С использованием полуэмпирического термометра (Bourdelle et al., 2015) установлены три температурные группы образования хлоритов: низкая (125–245 °С), средняя (245–325 °С) и высокая (>325 °С). Выявлена корреляция температур образования с морфологическими типами хлоритов: высокотемпературная группа представлена преимущественно «зелеными» хлоритами из пропилитовой группы ассоциаций, тогда как «синие» и «серые» разновидности характеризуются относительно низкими температурами кристаллизации и встречаются во всех ассоциациях метасоматитов. Полученные температурные интервалы соответствуют стадийности гидротермального процесса и согласуются с выделенными метасоматическими ассоциациями.

Литература

Алтушкин И.А., Левин В.В., Гордеев А.И., Пикалов В.А. Особенности освоения Томинского и Михеевского меднорудных месторождений Южного Урала // Цветные металлы. 2019. № 7. С. 21–28.

Грабежнев А.И. Новониколаевский (Mo, Au)-Cu-порфиновый рудный узел (Южный Урал): петрогеохимия рудоносных гранитоидов и метасоматитов // Литосфера. 2014. № 2. С. 60–76.

Дир У.А., Зусман Дж., Хауи Р.А. Породообразующие минералы. Том 3. Листовые силикаты. Москва: Мир, 1965. 318 с.

Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. Блѣклые руды Cu-(Mo)-порфиновых месторождений Урала // Минералогия. 2022. Т. 8. № 3. С. 5–22.

Bourdelle F., Cathelineau M. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a $T-R^{2+}$ -Si diagram // European Journal of Mineralogy. 2015. Vol. 27. P. 617–626.

Corbett G.J., Leach T. Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Society of Economic Geologists Special Publication no. 6. 1998.

**Минералого-петрографический состав пород Союзной площади
Токурского рудного поля (Амурская область)**
(научный руководитель – доцент *А.Е. Дудкина*)

Аннотация. Представлены результаты исследования рудного штуфа, отобранного автором на участке Союзная площадь (Амурская область). Изученный аншлиф представляет собой интенсивно измененный туфопесчанник, подвергшийся последовательным процессам гидротермального воздействия и окисления, что обусловило его сложный минеральный состав и деформированную текстуру.

V.V. Kabaloev

*Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI),
Novocherkassk, Russia*

**Mineralogical and petrographic composition of rocks of the Soyuznaya area
of the Tokur ore field (Amur Region)**

Abstract. The results of study of ore sample collected by the author at the Soyuznaya area (Amur region) are presented. The studied polished section is intensely altered tuffaceous sandstone that has undergone successive processes of hydrothermal action and oxidation, which has resulted in its complex mineral composition and deformed texture.

Участок Союзная площадь находится на территории Селемджинского района Амурской области на южных склонах Селемджинского хребта и охватывает бассейны верхнего течения рек Большой Караурак и Семертак (правых притоков р. Селемджа). Площадь располагается в пределах Токурского золоторудного поля и предположительно станет одним из разрабатываемых месторождений. Токурское золоторудное поле включает золото-кварцевые и золото-сульфидные месторождения Токур, Албын, Маломыр, Ворошиловское и т.д., которые разрабатываются для добычи рудного и россыпного золота (Степнов, 2022).

На участке проведена разведка по вторичным геохимическим ареалам в период с 10.06.2025 по 30.09.2025 г. (Лобанов, 2025), а также в этот же период проведено повторное опробование ранних горных выработок (канав), где и были отобраны изучаемые образцы. Целью исследования является определение минералогического и петрографического состава пород Союзной площади. Для этого были описаны структурно-текстурные особенности горных пород; изготовлены аншлифы в лаборатории на кафедре «Прикладная геология»; определены содержания минералов в аншлифах, выявлены закономерности их распределения и взаимосвязи между собой. Использованы макроскопический метод и микроскопические исследования аншлифа.

Изученный образец представляет собой туфопесчанник размером около 50 × 45 мм с кварцевыми и карбонатными прожилками и пиритовыми зёрнами в кварцевых прожилках. Порода имеет пятнистый, неравномерный облик за счет различной степени хлоритизации, карбонатизации и окисления. Сохранилась первичная слоистость. Туфопесчанник подвергся последовательным процессам гидротермального воздействия и окисления, что привело к сложному минеральному составу и деформированной текстуре. Наблюдается интенсивная микроскладчатость (плойчатость) и смятие как кальцитовых масс, так и лимонитовых про-

жилков. Это указывает на воздействие стрессовых условий (тектонического давления) после формирования породы, но, вероятно, до завершения процессов лимонитизации. Структура породы обломочная, реликтовая. Первичная структура маскируется вторичными агрегатами кальцита.

Обломочный материал представлен угловатыми и окатанными зернами кварца, а также хлоритизированными обломками зеленого цвета (вероятно, измененные вулканические или сланцевые фрагменты). Наблюдаются псевдоморфозы лимонита по кристаллам пирита. Форма кристаллов пирита (часто кубическая или октаэдрическая) сохранена, но вещество полностью замещено рыхлым или землистым бурым железисто-окисным агрегатом, что свидетельствует об интенсивном окислении.

Основная масса неоднородная, комковатого строения, с участками разной зернистости. Сложена преимущественно ожелезненным анкеритом бурого или коричневатого оттенка, что указывает на наличие примесей гидроксидов железа. Лимонит широко развит не только в виде псевдоморфоз по пириту, но и в виде прожилков, диффузной пропитки и корочек в основной массе, придавая породе буровато-охристую окраску.

Стадии осадконакопления для изученной породы включают образование первичного туфопесчаника из обломков кварца и вулканического материала; гидротермально-метасоматические изменения с процессами хлоритизации и образованием пирита, кальцита, прожилков и цементацией ожелезненным кальцитом; деформацию и формирование плейчатости. При взаимодействии с кислородсодержащими водами происходит полное окисление пирита с образованием псевдоморфоз и общее ожелезнение породы.

Литература

Лобанов В.В. Проектная документация на геологическое изучение недр, включающая поиски и оценку месторождений полезных ископаемых участка недр Союзная площадь (объект Союзная площадь). 2025. 147 с.

Степанов В.А. Токурский золоторудный центр Приамурской золотоносной провинции // Региональная геология и металлогения. 2022. № 90. С. 107–116.

Новые образцы рудных фаций колчеданных месторождений в коллекции геологического факультета Южно-Уральского государственного университета

Аннотация. Для использования в учебном процессе на геологическом факультете Южно-Уральского государственного университета составлена коллекция образцов руд из колчеданных месторождений Урала и Иберийского пиритового пояса. Коллекция образцов отражает основные текстурные и структурные типы фаций колчеданных руд и включает гидротермально-измененные (массивные гидротермальные руды), донные гидротермальные (трубы курильщиков) и кластогенные (сульфидные турбидиты и брекчии) фации.

S.D. Samoylov

South Ural State University, Miass, Russia

New ore facies samples from massive sulfide deposits in collection of Faculty of Geology of the South Urals State University

Abstract. A collection of ore samples from massive sulfide deposits of the Urals and Iberian Pyrite Belt was compiled for educational process at the Faculty of Geology of the South Urals State University. The collection reflects main textural and structural types of massive sulfide ore facies including hydrothermally altered (massive hydrothermal ores), seafloor hydrothermal (relics of smoker chimneys) and clastic (sulfide turbidites and breccias) facies.

Во время прохождения производственной практики в 2026 г. автором выполнены работы по систематизации, макроскопическому описанию и передаче в фонд геологического факультета образцов рудных фаций колчеданных месторождений, отобранных в различные годы д.г.-м.н., проф. В.В. Зайковым и чл.-корр. РАН, проф. В.В. Масленниковым. Цель работы – сохранение, описание и систематизация образцов колчеданных руд для составления учебной коллекции рудных фаций, используемой для проведения практических работ по дисциплинам «Геология месторождений полезных ископаемых» и «Промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых» на геологическом факультете ЮУрГУ.

Фактический материал представлен 17 образцами колчеданных руд из месторождений Южного (Таш-Тау, Джусинское, Молодежное, Александринское, Балта-Тау, Сибайское) и Среднего (Валенторское, Сафьяновское) Урала, а также Иберийского пиритового пояса (Невеш-Корву). Классификация рудных фаций колчеданных месторождений основана на работах (Зайков и др., 2001; Масленников, Зайков, 2006).

Для ряда образцов (месторождения Валенторское, Александринское, Балта-Тау, Невеш-Корву) характерны массивные и пятнистые текстуры. Структура сульфидных агрегатов тонко- и мелкозернистая. В минеральном составе руд присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, участками появляются борнит и теннантит. В отдельных образцах отмечаются концентрически-зональные структуры, маркирующие реликты гидротермальных каналов (трубы «курильщиков»). Наличие подобных структур может указывать на формирование руд в пределах активных гидротермальных построек (Масленников, Зайков, 2006).

Образцы руд слоистой текстуры, обусловленной чередованием сульфидных и углеродсодержащих алевропелитовых слоев, описаны для Сафьяновского и Молодежного месторождений. В подошве слоев таких руд сохранены знаки нагрузки, свидетельствующие об осаждении сульфидного материала на подстилающие нелитифицированные слои. Подобные

признаки интерпретируются как результат переотложения разрушенного материала гидротермальной постройки турбидитными потоками (Масленников, Зайков, 2006).

В образцах руд брекчиевидной текстуры из колчеданных залежей Джусинского, Таш-Тау, Сибайского и Молодежного месторождений, обломки тонко-мелкозернистых пиритовых руд сцементированы халькопиритом, галенитом и сфалеритом. В рудных обломках также наблюдаются признаки дробления, что также может свидетельствовать о процессах разрушения сульфидного холма (Зайков и др., 2001).

Переданная на геологический факультет ЮУрГУ коллекция образцов отражает основные текстурно-структурные типы рудных фаций колчеданных месторождений, включающие гидротермально-преобразованные (массивные гидротермальные руды), донные гидротермальные (реликты труб «курильщиков») и кластогенные (сульфидные турбидиты и брекчии).

Литература

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.

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

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
------------------	---

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

<i>Масленников В.В.</i> Выдающемуся исследователю металлогении стратегических месторождений полезных ископаемых доктору геолого-минералогических наук Е.С. Контарю – 90 лет!.....	5
<i>Масленников В.В.</i> Стратегические металлы и полуметаллы в рудных фациях колчеданных месторождений: проблемы, достижения и перспективы развития количественных минералого-геохимических моделей.....	9
<i>Сурин Т.Н.</i> Колчеданоносная рудно-магматическая система уральского типа: палеовулканизм, геодинамические обстановки и генетическая модель рудообразования	14
<i>Кисин А.Ю.</i> Флюидоразрывные эруптивные брекчии Уфимского плато (Восточно-Европейская платформа).....	19
<i>Савельев Д.Е.</i> Микроструктура оливина из дунитов некоторых массивов Урало-Аляскинского типа по данным EBSD анализа.....	23
<i>Плотинская О.Ю.</i> Шеллит разнотипных рудных месторождений, его индикаторная роль и методы исследования	26
<i>Якубчук А.С.</i> Тектоника Центрально-Азиатского орогенного суперколлажа и металлогения его золоторудных месторождений	30
<i>Конопелько Д.Л., Саватенков В.М.</i> Возраст и изотопный состав диатрем щелочных базальтоидов в районе месторождения золота Мурунтау, Узбекистан.....	31
<i>Жданова В.С., Козин А.К., Конопелько Д.Л., Алиев Э.Ш.</i> Средне-кислый интрузивный магматизм Чингиз-Тарбагатайской области, Казахстан: геохимические особенности и рудоносность	32

ЧАСТЬ 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ОКЕАНОВ

<i>Пушкарев Е.В.</i> Платиноносный пояс Урала – один из российских геологических брендов: достижения и нерешенные вопросы.....	38
<i>Власюк И.А., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Глушкова В.Е.</i> Ксенолиты перидотитов и габбро из океанической литосферы и коры в базаните гайота Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан)	44
<i>Самигуллин А.А.</i> Геохимические особенности риолит-порфиров Балбукского ареала и связь с Шариповской группой малых тел (Южный Урал)	49
<i>Баширов В.Э., Рыкус М.В., Сначев А.В., Ганеева А.Р., Давлетишина Л.А.</i> Геология и петрогеохимия Мазаринского гранитного массива (Южный Урал)	53
<i>Симанкова А.О., Пушкарев Е.В.</i> Состав расплавных включений в порфировых вкрапленниках оливина из пикритов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале.....	57

<i>Кисельников Ю.В.</i> Температуры образования и возраст метаморфизма вмещающих пород Борзовского потенциального золоторудного узла, Северный Таймыр	60
<i>Хуурак А.А., Киселева О.Н., Котляров А.В., Жимулев Ф.И.</i> Минералогическая характеристика серпентинизированных ультрабазитов Аламбайской меланжевой зоны, Салаир	63
<i>Кузьмин И.А.</i> Ксенокристы плагиоклаза в пикритовых габбродолеритах Талнахской интрузии: новые данные по микрокомпонентному составу двух минералообразующих систем	67
<i>Vivek S.J., Kumar R.R.</i> Petrography and disequilibrium textures from enclaves in Myllyem granite, Shillong Meghalaya gneissic complex, India.....	71

ЧАСТЬ 3. ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СВЯЗАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

<i>Юдовская М.А.</i> Обстановки рудообразования стратиформных месторождений на примере гигантов Центрально-Африканского медного пояса	77
<i>Брусицын А.И.</i> Барит-свинцово-цинковое месторождение Жайрем (Центральный Казахстан) как объект SEDEX типа.....	80
<i>Казаков П.В.</i> Северо-западные линейменты и стратиформное оруденение в Башкирском мегантиклинории	84
<i>Лазарева Е.В., Белякова А.Ю., Шарыгин В.В., Толстов А.В., Жмодик С.М.</i> Рудные горизонты участка Южный месторождения Томтор (Арктическая Сибирь): минеральный состав и условия формирования.....	88
<i>Попова Е.А.</i> Минеральный состав марганцевых пород рудопроявлений Бахтинской группы (Южный Урал)	93
<i>Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Куликова А.В., Миннебаев К.Р.</i> Старопетровская свита каировской серии венда Волго-Уральской области: источники сноса по данным петрографии и локального U-Pb датирования циркона	97
<i>Ишканова Р.Р., Машкова Е.А., Сергеева Н.Д., Дьякова С.А.</i> Минеральный состав бокситов Айского месторождения (Республика Башкортостан) по данным микроскопического анализа.....	101
<i>Матяхина А.В.</i> Минеральные ассоциации скарнированного карбонатного горизонта о. Пусунсаари (Южная Карелия).....	105

ЧАСТЬ 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Петров В.А.</i> Перспективы и предварительная оценка ресурсов глубоководных полиметаллических сульфидов Курильской дуги, Россия.....	109
<i>Саратова А.Г., Фирстова А.В.</i> Минералого-геохимическая характеристика сульфидных руд и зональность гидротермального поля Пюи де Фоль, Срединно-Атлантический хребет	112
<i>Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Третьяков Г.А.</i> Самородный мышьяк в рудах гидротермального поля Семенов-2 (13°31'13 с.ш. САХ): индикатор низкотемпературных, восстановительных и кислых условий образования.....	116
<i>Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Самойлов С.Д.</i> Рудные фации Новопетровского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал).....	121

<i>Хребтневский В.В.</i> Гидротермальная зональность и генезис Новониколаевского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал).....	125
<i>Пугачёва О.А.</i> Сульфидная минерализация эпидот-гранатовых скарнов шахты Бэкс (Карелия).....	128
<i>Бадридинов Р.В., Кириллов В.Е.</i> Медно-порфировое оруденение северной части Западной металлогенической зоны Амурско-Сихотэ-Алинской провинции (Хабаровский край)	131
<i>Дранишников Д.Е.</i> Источники рудообразующих флюидов Верх-Чемского Су-Мо рудопоявления, Салаирский кряж, по данным изотопии S, O и C	135
<i>Антонишин Н.А.</i> Метасоматическая зональность и типы рудной минерализации Су-Мо порфирового месторождения Шагала, Республика Казахстан.....	138
<i>Быковский М.П., Лабудин В.С., Блинов И.А.</i> Влияние минерального состава руд на качество продукции обогатительной фабрики Быстринского полиметаллического месторождения (Забайкальский край)	141
<i>Толстых Н.Д., Кузьмин И.А., Подлипский М.Ю., Петрова Д.Д.</i> Первые данные о минералогической зональности верхних горизонтов «медистых» руд Октябрьского месторождения норильской группы	145
<i>Чайка И.Ф., Юдовская М.А.</i> Численная модель магматического фракционирования Cu, Pd и S в системе силикат-сульфид-флюид на примере малосульфидных руд месторождения Норильск 1	150
<i>Бровченко В.Д., Юдовская М.А.</i> Влияние ассимиляции на содержание ЭПГ в магматических сульфидных проточных системах	154
<i>Рогов Д.А.</i> Минералогия и условия рудообразования Пороховского и Юго-Коневского месторождений вольфрама (Южный Урал).....	158

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Сначёв А.В., Рассомахин М.А., Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н.</i> Геология и рудноносность углеродистых сланцев Сиратурского золотого месторождения, Южный Урал.....	162
<i>Шабутдинов Т.Д., Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А.</i> Минералы платиновой группы в хромититах ультрамафитов Крака (Южный Урал)	166
<i>Ганеева А.Р., Сначёв В.А., Казаков П.В., Сначёв А.В.</i> Благородные металлы россыпи Апуш (Южный Урал)	169
<i>Пискунова В.Д., Глухов М.С., Сизова А.Г., Кузьмин А.А., Окулов Н.С.</i> Морфологические особенности новообразованного золота в аллювии р. Сап (Средний Урал)	172
<i>Козин А.К., Степанов С.Ю.</i> Структурно-вещественные признаки изменения самородного золота в россыпях, связанных с различными коренными источниками	176
<i>Гатауллин Р.А., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Баширов В.Э., Шабутдинов Т.Д.</i> Минералы платиновой группы из золотоносных россыпей Тарлау и Мурина (Южный Урал)	180
<i>Соболев И.Д., Кондрикова А.П., Гладкочуб Е.А., Викентьев И.В.</i> U-Pb LA-ИСП-МС датирование апатита из рудовмещающих габброидов Василиновского Pt-Au-Pd рудопоявления (Войкарская зона Полярного Урала)	183

<i>Кондрикова А.П., Соболев И.Д., Гладкочуб Е.А., Викентьев И.В.</i> U-Pb LA-ИСП-МС датирование апатита из дайки микрогабброноритов лагортаюского комплекса на Au-Pt-Pd Озерном рудопроявлении Войкарской зоны Полярного Урала	187
<i>Пронякин Е.А.</i> Минералогия, изотопный состав (S, O, C) и условия формирования золото-сульфидного оруденения Новолушниковского рудопроявления (Салаирский кряж)	191
<i>Кислицкая Е.С.</i> Минеральный состав и изменчивость гранулометрических фракций четвертичных золотоносных отложений в пределах Песчаной площади (Красноярский край)	194
<i>Даниловская В.А., Шавецкина А.Ш.</i> Оптимизация рентгеноспектрального микроанализа для изучения распределения Ag в зоне окисления месторождения Кызык-Чадр (Тыва)	198
<i>Кешиков А.Е.</i> Типоморфные характеристики шеелита Сыпчегурского рудно-россыпного узла (Восточное Забайкалье)	202
<i>Федосеева К.А., Трифионов И.В.</i> Рудные минеральные ассоциации Cu-Ag оруденения типа чилийского манто на проявлении Агынджа (Момский хребет, Северо-Восток Якутии)	206
<i>Лейбгам П.Н., Вьюкова А.М., Иванова Н.Д., Смолякова А.Е.</i> Последовательность формирования руд и метасоматитов Рукосуевского золоторудно-россыпного поля (о. Сахалин)	210
<i>Сиротин К.А., Козин А.К., Жданова В.С., Паламарчук Р.С., Алиев Э.Ш.</i> Самородное золото из коренных золото-кварцевых и связанных россыпных объектов Западно-Калбинского золоторудного пояса Восточного Казахстана	213

ЧАСТЬ 6. НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

<i>Азимов П.Я.</i> Методы изучения метаморфических пород	218
<i>Крупенин М.Т., Ким М.О., Леонова Л.В., Рожкова Е.А., Белогуб Е.В.</i> Вещественный состав литотипов магнезитов и вмещающих доломитов провинции Малого Хингана.....	222
<i>Кислов Е.В.</i> Нефрит Оспинского месторождения, Восточный Саян.....	226
<i>Антонов Р.О., Шиловский О.П., Лопатин О.Н.</i> Кристаллохимические особенности аметиста Республики Татарстан по данным оптической спектроскопии.....	230
<i>Яшинов Р.А., Пушкарев Е.В.</i> Минеральный состав пляжного песка бухты Харюзовая на Байкале как индикатор вероятных источников сноса	233
<i>Сандалов Ф.Д., Козлов В.В.</i> Стронциевая минерализация в контактовом ореоле Тукаландинского интрузива (Норильский рудный район)	236
<i>Овчинников И.А., Сандалов Ф.Д., Таскаев В.И., Ханин Д.А., Гриценко Ю.Д.</i> Обогащенный скандием гранат из медистых руд южной части Талнахского интрузива (Норильский рудный район)	241
<i>Берзин С.В., Шафии Бафти Б., Червяковский В.С.</i> Вариации содержания F, Cl и SO ₃ во включениях апатита в цирконах Восточного Макрана, Иран	245

<i>Александрович Е.А., Дубко А.В.</i> Геохимические особенности метасоматитов участка Шнипки кристаллического фундамента запада Беларуси	247
<i>Созонтов Д.А., Шиловский О.П.</i> Структура и геохимические особенности зубной и костной тканей раннетриасовой амфибии из местонахождения Опарино, Кировская область	252

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Соснина М.М., Акимова Е.Ю, Жданова В.С.</i> Минералого-петрографические особенности железорудных скарнов месторождения Малый Куйбас (Южный Урал)	258
<i>Коростылев А.В.</i> Типоморфизм минералов группы хлорита Михеевского медно-порфирирового месторождения на Южном Урале	260
<i>Кабалоев В.В.</i> Минералого-петрографический состав пород Союзной площади Токурского рудного поля (Амурская область)	262
<i>Самойлов С.Д.</i> Новые образцы рудных фаций колчеданных месторождений в коллекции геологического факультета Южно-Уральского государственного университета	264

CONTENT

PREFACE	3
----------------------	---

PART 1. GENERAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND METALLOGENY

<i>Maslennikov V.V.</i> 90 years of the outstanding researcher of metallogeny of strategic mineral deposits Doctor of Geological-Mineralogical Sciences E.S. Kontar	5
<i>Maslennikov V.V.</i> Strategic metals and semimetals in ore facies of massive sulfide deposits: problems, progress and prospects for the development of qualitative mineralogical-geochemical models.....	9
<i>Surin T.N.</i> Massive sulfide-bearing ore-magmatic system of the Urals type: paleovolcanism, geodynamic settings and genetic model of ore formation.....	14
<i>Kisin A.Yu.</i> Fluid-fractured eruptive breccias of the Ufa Plateau (East European Platform)	19
<i>Saveliev D.E.</i> Microstructure of olivine from dunites of some Ural-Alyaskian type massifs: EBSD data	23
<i>Plotinskaya O.Yu.</i> Scheelite from various ore deposits as a proxy and its research methods.....	26
<i>Yakubchuk A.S.</i> Tectonics of the Central-Asian orogenic supercollage and metallogeny of its gold deposits	30
<i>Konopelko D.L., Savatenkov V.M.</i> Age and isotopic composition of alkaline basaltoid diatremes in the Muruntau gold deposit area, Uzbekistan.....	31
<i>Zhdanova V.S., Kozin A.K., Konopelko D.L., Aliev E.S., Stakheev S.N.</i> Intermediate to felsic intrusive magmatism of the Chingiz-Tarbagatay region, Kazakhstan: geochemical features and ore potential	32

PART 2. IGNEOUS AND METAMORPHIC COMPLEXES OF FOLDED AREAS AND MODERN OCEANS

<i>Pushkarev E.V.</i> Urals Platinum Belt – one of the Russian geological brands: achievements and unresolved issues	38
<i>Vlasyuk I.A., Peretyazhko I.S., Savina E.A., Glushkova V.E.</i> Peridotite and gabbro xenoliths from oceanic lithosphere and crust in basanite the Kocebu Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean).....	44
<i>Samigullin A.A.</i> Geochemical features of rhyolite porphyries of the Balbuk area and relationship with the Sharipovo group of small bodies (South Urals)	49
<i>Bashirov V.E., Rykus M.V., Snachev A.V., Ganeeva A.R., Davletshina L.A.</i> Geology and petrogeochemistry of the Mazara granite pluton (South Urals)	53
<i>Simankova A.O., Pushkarev E.V.</i> Composition of melt inclusions in olivine phenocrysts from picrites of the Khabarny mafic-ultramafic allochthon in the South Urals.....	57
<i>Kiselnikov Yu.V.</i> Formation temperatures and geological age of metamorphism of host rock of the Borzovsky gold cluster, Northeastern Taimyr.....	60

<i>Khuurak A.A., Kiseleva O.N., Kotlyarov A.V., Zhimulev F.I.</i> Mineralogical features of serpentinized ultramafic rocks of the Alambay mélange zone, Salair.....	63
<i>Kuzmin I.A.</i> Plagioclase xenocrysts in picrite gabbrodolerites of the Talnakh intrusion: new data on trace element composition of two mineral-forming systems	67
<i>Vivek S.J., Kumar R.R.</i> Petrography and disequilibrium textures from enclaves in Myllem granite, Shillong Meghalaya gneissic complex, India.....	71

PART 3. SEDIMENTARY COMPLEXES AND RELATED MINERAL DEPOSITS

<i>Yudovskaya M.A.</i> Ore formation settings of stratiform deposits: example of giants of Central African copper belt.....	77
<i>Brusnitsyn A.I.</i> The Zhairam barite-lead-zinc deposit (Central Kazakhstan) as a SEDEX-type object.....	80
<i>Kazakov P.V.</i> Northwestern lineaments and stratiform mineralization in the Bashkirian Meganticlinorium.....	84
<i>Lazareva E.V., Belyakova A.Yu., Sharygin V.V., Tolstov A.V., Zhmodik S.M.</i> Ore horizons of the Yuzhny site of the Tomtor deposit (Arctic Siberia): mineral composition and formation conditions.....	88
<i>Popova E.A.</i> Mineral composition of manganese rocks from the Bakhtinskaya group Mn occurrences (South Urals)	93
<i>Dyakova S.A., Sergeeva N.D., Kulikova A.V., Minnebaev K.R.</i> Staropetrovo Formation of the Vendian Kairovo Group from the Volga-Uralian area: provenances based on petrography and local U-Pb zircon geochronology	97
<i>Ishkanova R.R., Mashkova E.A., Sergeeva N.D., Dyakova S.A.</i> Mineral composition of bauxites from the Au deposit (Republic of Bashkortostan) based on microscopic analysis	101
<i>Matiakhina A.V.</i> Mineral assemblages of a skarnified carbonate horizon of Pusunsaari Island (South Karelia)	105

PART 4. HYDROTHERMAL SULFIDE FIELDS AND BASE METAL DEPOSITS

<i>Petrov V.A.</i> Prospects and preliminary resource assessment of seafloor polymetallic sulfides of the Kuril arc, Russia	109
<i>Saratova A.G., Firstova A.V.</i> Mineralogical and geochemical characteristic of massive sulfides and zonation of the Puy des Folles hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge	112
<i>Melekestseva I.Yu., Kotlyarov V.A., Tret'yakov G.A.</i> Native arsenic at the Semenov-2 seafloor massive sulfide deposit (13°31'13 N, Mid-Atlantic Ridge): an indicator of low-temperature, reducing, and acidic formation conditions.....	116
<i>Shepel E.V., Tseluyko A.S., Samoylov S.D.</i> Ore facies of the Novopetrovskoe massive sulfide deposit (South Urals)	121
<i>Khrebtievsky V.V.</i> Hydrothermal zoning and genesis of the Novonikolaevskoe skarn porphyry copper deposit (South Urals)	125

<i>Pugachyova O.A.</i> Sulfide mineralization of epidote-garnet skarns of the Beck mine (Karelia)	128
<i>Badridinov R.V., Kirillov V.E.</i> Porphyry copper mineralization of the northern part of the Western metallogenic zone of the Amur-Sikhote-Alin province (Khabarovsk krai).....	131
<i>Dranishnikova D.E.</i> Sources of ore-forming fluids in the Upper Chemsky Cu-Mo occurrence (Salair Ridge) based on S, O and C isotopy	135
<i>Antonishin N.A.</i> Metasomatic zoning and ore mineralization types of the Shagala porphyry Cu-Mo deposit, Republic of Kazakhstan.....	138
<i>Bykovsky M.P., Labudin V.S., Blinov I.A.</i> Effect of ore mineral composition on quality of processing products at the Bystrinskoe polymetallic deposit (Zabaikalsky krai)	141
<i>Tolstykh N.D., Kuzmin I.A., Podlipsky M.Yu., Petrova D.D.</i> First data on mineralogical zoning of the upper horizons of “copper” ores of the Oktyabrskoe deposit of the Norilsk group	145
<i>Chayka I.F., Yudovskaya M.A.</i> Numerical modelling of Cu, Pd and S magmatic fractionation in silicate-sulfide-fluid system: a case study of low-sulfide ores of the Norilsk 1 deposit	150
<i>Brovchenko V.D., Yudovskaya M.A.</i> Effect of assimilation on PGE concentration in magmatic sulfide conduit systems.....	154
<i>Rogov D.A.</i> Mineralogy and ore formation conditions of the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe W deposits (South Urals).....	158

PART 5. PRECIOUS METAL DEPOSITS

<i>Snachev A.V., Rassomakhin M.A., Znamensky S.E., Ankusheva N.N.</i> Geology and ore potential of carbonaceous shales of the Siratur gold deposit, South Urals	162
<i>Shabutdinov T.D., Saveliev D.E., Gataullin R.A.</i> Platinum group minerals in chromitites of the Kraka ultramafic rocks (South Urals)	166
<i>Ganeeva A.R., Snachev V.A., Kazakov P.V., Snachev A.V.</i> Precious metals of the Apush placer (South Urals)	169
<i>Piskunova V.D., Glukhov M.S., Sizova A.G., Kuzmin A.A., Okulov N.S.</i> Morphological features of newly formed gold in alluvium of the Sap River (Central Urals)	172
<i>Kozin A.K., Stepanov S.Yu.</i> Structural and compositional features of native gold transformation in placers associated with different lode sources	176
<i>Gataullin R.A., Snachev A.V., Saveliev D.E., Bashirov V.E., Shabutdinov T.D.</i> Platinum group minerals from the Tarlau and Murinskaya gold placers (South Urals)	180
<i>Sobolev I.D., Kondrikova A.P., Gladkochub E.A., Vikentiev I.V.</i> U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite from ore-hosting gabbroids of the Vasilinovskoe Pt-Au-Pd deposit (Voikar Zone of the Polar Urals).....	183
<i>Kondrikova A.P., Sobolev I.D., Gladkochub E.A., Vikentiev I.V.</i> U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite from a microgabbro-norite dike of the Lagortayu complex at the Ozernoe Au-Pt-Pd deposit of the Voikar zone, Polar Urals	187
<i>Pronyakin E.A.</i> Mineralogy, isotopic composition (S, O, C) and formation conditions of gold-sulfide mineralization at the Novolushnikovskoye occurrence (Salair Ridge).....	191

<i>Kislitskaya E.S.</i> Mineral composition and variability of granulometric fractions of Quaternary gold-bearing deposits of the Peschanaya area (Krasnoyarsk krai)	194
<i>Danilovskaya V.A., Shavekina A.Sh.</i> Optimization of electron microprobe analysis for study of Ag distribution in oxidation zone of the Kyzyk-Chadr deposit (Tyva)	198
<i>Keshikov A.E.</i> Characteristics of scheelite from the Sypchegur ore placer cluster (Eastern Transbaikalia)	202
<i>Fedoseeva K.A., Trifonov I.V.</i> Ore mineral assemblages of the Chilean manto-type Cu-Ag mineralization at the Agyndzha occurrence (Momsy Range, Northeastern Yakutia)	206
<i>Leibham P.N., Viyukova A.M., Ivanova N.D., Smolyakova A.Ye.</i> Paragenetic sequence of alteration and mineralization at the Rukosuev gold field (Sakhalin Island)	210
<i>Sirotnin K.A., Kozin A.K., Zhdanova V.S., Palamarchuk R.S., Aliev E.Sh.</i> Native gold from primary gold-quartz and related placer objects of the West Kalba gold-bearing belt of Eastern Kazakhstan	213

PART 6. NON-METALLIC DEPOSITS AND TOPICAL MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL STUDIES

<i>Azimov P.Ya.</i> Research approaches for metamorphic rocks	218
<i>Krupenin M.T., Kim M.O., Leonova L.V., Rozhkova E.A., Belogub E.V.</i> Composition of magnesite and host dolomite lithotypes of the Lesser Khingan province	222
<i>Kislov E.V.</i> Nephrite of the Ospa deposit, East Sayan	226
<i>Antonov R.O., Shilovsky O.P., Lopatin O.N.</i> Crystal chemical properties of amethyst from the Republic of Tatarstan according to optical spectroscopy data	230
<i>Yashnov R.A., Pushkarev E.V.</i> Mineral composition of the beach sand in Kharyuzovaya Bay on Lake Baikal as an provenance indicator	233
<i>Sandalov F.D., Kozlov V.V.</i> Strontium mineralization in the contact aureole of the Tukulanda intrusion (Norilsk ore region)	236
<i>Ovchinnikov I.A., Sandalov F.D., Taskaev V.I., Khanin D.A., Gritsenko Yu.D.</i> Scandium-enriched garnet from copper-rich ores of the southern part of the Talnakh intrusion (Norilsk ore region).....	241
<i>Berzin S.V., Shafiei Bafti B., Chervyakovsky V.S.</i> Variation in F, Cl, and SO ₃ content of the apatite inclusions in zircon from Western Makran, Iran	245
<i>Aleksandrovich E.A., Dubko A.V.</i> Geochemical features of metasomatites of the Shnipki area of the crystalline basement of western Belarus	247
<i>Sozontov D.A., Shilovsky O.P.</i> Structure and chemical composition of dental and bone tissues of an Early Triassic amphibian from the Oparino locality, Kirov region	252

BRIEF REPORTS

<i>Sosnina M.M., Akimova E.Yu., Zhdanova V.S.</i> Mineralogical and petrographic features of iron-ore skarns of the Maly Kuybas deposit (Southern Urals)	258
--	-----

<i>Korostylev A.V.</i> Typomorphism of chlorite group minerals of the Mikheevskoe porphyry copper deposit, South Urals.....	260
<i>Kabaloev V.V.</i> Mineralogical and petrographic composition of rocks of the Soyuznaya area of the Tokur ore field (Amur Region).....	262
<i>Samoylov S.D.</i> New ore facies samples from massive sulfide deposits in collection of Faculty of Geology of the South Urals State University	264

Научное издание

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ-2026
Стратегические элементы:
минералого-геохимические и цифровые модели

**Материалы тридцать второй 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. Мелексцева
Корректоры: Е.Е. Паленова, Н.А. Анкушева
Компьютерная верстка: О.Л. Бусловская*

Подписано к печати 22.04.2025.
Формат 70 × 100 ¹/₁₆, Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 15.1. Уч. изд. л. 15.4.