


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 — 2024

Рудогенез

Материалы Тридцатой научной
молодежной школы
имени профессора В. В. Зайкова



МИАСС
2024

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-2024**

РУДОГЕНЕЗ

Материалы Тридцатой научной молодежной школы
имени профессора В.В. Зайкова

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS-2024**

ORE GENESIS

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

Миасс
2024

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез. Научное издание. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2024. 252 с.

ISSN 2782-2052

В сборник вошли материалы XXX научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез» (22–26 апреля 2024 г.). Первая часть сборника посвящена общим проблемам геологии и металлогении. Во второй части рассмотрены магматические и гидротермальные процессы в Атлантическом и Тихом океанах, а также активных разломных и вулканических структурах. В третьей части сборника представлены результаты изучения палеоокеанических магматических и метаморфических комплексов. Следующие четыре части посвящены месторождениям черных, цветных и благородных металлов, а также месторождениям нерудного сырья Российской Федерации, Казахстана и Таджикистана. Заключительная часть посвящена методическим аспектам минералого-геохимических исследований.

Проведение Школы осуществлено при поддержке Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН, ПАО Гайский ГОК, ОА Полиметалл УК и ООО Уралгеодрэгмет.

Илл. 63. Табл. 14.

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

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans-2024. Ore genesis. Miass: SU FRC MG UB RAS, 2024. 252 p.

ISSN 2782-2052

Proceedings of the Prof. V.V. Zaykov XXX Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans-2024. Ore genesis” (April 22–26, 2024) include extended abstracts dedicated to the geology, geodynamics, metallogeny, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. Special chapters consider the results of study of ferrous, base, and precious metal deposits of the Russian Federation, Kazakhstan, Tajikistan, Atlantic and Pacific oceans. The chapters on nonmetallic deposits and topical geological and mineralogical issues include the results of study of minerals and paleoceanic igneous and metamorphic complexes.

The holding of the School is supported by the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Gai Mining and Processing Enterprise, Polymetal UK Co. and Uralgeodragmet Co.

Figures 63. Tables 14.

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. K.A. Filippova, Dr. I.Yu. Melekestseva, Dr. K.A. Novoselov, Dr. N.P. Safina, Dr. G.A. Tretyakov

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXX научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез». Школа была организована в 1995 г. сотрудниками лаборатории прикладной минералогии и минералогии (впоследствии лабораторией минералогии рудогенеза) Института минералогии УрО РАН. Школа-2024 посвящена 300-летию Российской Академии наук и 40-летию лаборатории минералогии рудогенеза, которая является преемницей лаборатории прикладной минералогии и минералогии и лаборатории минералогии вулканогенных формаций, созданной в 1984 г. Первым руководителем лаборатории был заслуженный деятель науки РФ, доктор геолого-минералогических наук, профессор Виктор Владимирович Зайков. С 2000 г. лабораторию возглавляет лауреат премии Правительства РФ в области науки и техники, член-корреспондент РАН Валерий Владимирович Масленников.

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 способствует координации и повышению 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 1995–2023 гг. в Школе участвовало более 1200 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского) и Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А.П. Лисицын и В.А. Коротеев, член-корреспонденты РАН В.Н. Анфилов, В.Н. Пучков, Е.В. Складов, академики РАЕН Е.К. Мархинин и Ю.А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессора С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский

университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуа, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

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

В программу Школы 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.



Памяти член-корреспондента РАН В.Н. Анфилогова

29 октября 2023 г. на 85-м году ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник лаборатории экспериментальной минералогии Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН – Всеволод Николаевич Анфилогов.

Всеволод Николаевич – основатель и первый директор Института минералогии УрО РАН, крупный специалист в области геохимии и физико-химической петрологии, автор более 250 научных работ.

Всеволод Николаевич родился 25 ноября 1938 г. в г. Могоча Читинской области. В 1956 г. он поступил в Иркутский политехнический институт на геологоразведочный факультет, который окончил в 1961 г. по специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и был направлен на работу в Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР (г. Иркутск). Там Всеволод Николаевич работал старшим лаборантом, а затем младшим научным сотрудником до 1963 г. Организаторские и исследовательские способности Всеволода Николаевича позволили ему быстро стать одним из ведущих специалистов в области геохимии. За короткое время им была разработана теория сокристаллизации изоморфных примесей в открытых системах, позволяющая путем статистической обработки результатов опробования рудных тел находить количественные параметры сокристаллизации, отражающие основные особенности динамики процесса формирования рудных тел. В Институте геохимии СО АН СССР под его руководством была создана крупная современная лаборатория экспериментальной геохимии и выполнен ряд важных экспериментов, моделирующих минералообразующие процессы в гидротермальных системах. В 1968 г. он защитил кандидатскую диссертацию.

В 1971 г. В.Н. Анфилогов переехал на Урал и стал старшим научным сотрудником Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР (г. Свердловск), где вскоре возглавил лабораторию экспериментальной петрологии и рудогенеза. В 1982 г. защитил диссертацию на соискание степени доктора геолого-минералогических наук.

В 1987 г. Всеволод Николаевич был назначен директором Ильменского государственного заповедника им. В.И. Ленина. С 1988 г. по май 2013 г. занимал должность директора

Института минералогии УрО РАН. Под его руководством Институт минералогии стал одним из ведущих институтов геологического профиля Российской академии наук. В мае 2000 г. В.Н. Анфилов был избран членом-корреспондентом РАН по Отделению геологии, геофизики, геохимии и горных наук.

На Урале Всеволод Николаевич организовал крупные теоретические и экспериментальные исследования строения и физико-химических свойств силикатных и силикатно-галогенидных расплавов. Он являлся основателем и лидером научной школы «Строение и свойства магматических расплавов», основные направления исследований которой связаны с фундаментальными проблемами магматизма и минералообразования. Итогом исследований стали создание теории анионных равновесий в силикатных расплавах, разработка теоретических методов расчета физико-химических свойств бинарных и многокомпонентных расплавов и принципов термодинамики силикатных расплавов. Полученные результаты были обобщены и опубликованы в монографиях «Строение и свойства силикатно-галогенидных расплавов» (1990) и «Силикатные расплавы» (2005).

Под руководством и при непосредственном участии В.Н. Анфилова создана экспериментальная база для разработки методов синтеза особо чистого и легированного кварцевого стекла для нано-, микроэлектроники и волоконной оптики.

Всеволод Николаевич уделял большое внимание подготовке высококвалифицированных научных кадров. На базе Института минералогии в 1998 г. создан геологический факультет Южно-Уральского государственного университета, а с 2003 по 2009 г. В.Н. Анфилов был его деканом. Всеволод Николаевич подготовил 9 кандидатов и 2 докторов наук. Каждый год он принимал участие в школе «Металлогения древних и современных океанов».

В 1999 г. В.Н. Анфилов был удостоен Почётного звания «Заслуженный деятель науки Российской Федерации». В 2009 г. В.Н. Анфилов был избран председателем Челябинского научного центра УрО РАН, в 2010 г. – членом Президиума Уральского отделения РАН. В.Н. Анфилов входил в комиссию по экспериментальной минералогии и петрографии Российского минералогического общества и членом Научного Совета по термодинамике геохимических процессов при отделении химических наук РАН, а также – в редколлегию журнала «Литосфера».

Всеволод Николаевич был исключительно ярким, общительным, веселым и обаятельным человеком, всегда поддерживал инициативы молодежи, был душой компании. Нам будет очень не хватать его. Светлая память о нем навсегда сохранится в наших сердцах.

*Коллектив
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН*

В.В. Масленников

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

30 лет сравнительного анализа колчеданных фаций в древних и современных океанах (краткий обзор)

V.V. Maslennikov

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

Thirty years of comparative analysis of massive sulfide facies of ancient and modern oceans: a brief review

Abstract. The paper presents a brief review of results of comparative analysis of massive sulfide facies of ancient and modern oceans. Similar mineralogical and geochemical features are shown for ancient and modern smoker chimneys, clastic sulfides and gossanites.

Тридцать лет назад сравнительный анализ рудных фаций древних и современных колчеданных месторождений во многом был инициирован В.В. Зайковым и А.П. Лищицыным при участии автора. Проведение подобных исследований в этот же период было связано с работами С. Скотта, Р. Ларжа, Р. Херрингтона и П. Херцига. Упоминания о сходстве древних и современных колчеданных месторождений можно найти в работах Т.Н. Шадлун, Н.С. Бортникова, А.Г. Злотника-Хоткевича, В.В. Авдонина, И.Б. Серавкина, В.А. Симонова, А.Ю. Леин, И.В. Викентьева, К.Р. Ковалева, И.В. Гаськова, В.А. Акимцева, В.В. Кузнецова и С.В. Кузнецовой. Большинство других отечественных и зарубежных геологов сравнивали древние колчеданные месторождения с сульфидными металлоносными осадками Красного моря.

В лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии УрО РАН, который в настоящее время входит в структуру Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН, сравнительный анализ минералогии и геохимии рудных фаций современных и древних колчеданных месторождений приобрел новое звучание в работах В.В. Зайкова, В.В. Масленникова, С.П. Масленниковой, Е.В. Белогуб, Н.Р. Аюповой, Н.П. Сафиной, И.Ю. Мелекесцевой, Г.А. Третьякова, А.С. Целуйко, С.Г. Тесалиной. Были выделены и охарактеризованы донные и придонные гидротермальные, гидротермально-биогенные, кластогенные фации, включая коллювиальные брекчий, сульфидные турбидиты, а также продукты их гидротермального, гальмиролитического, диагенетического и метагенетического преобразования [Зайков, 1991; Зайков и др., 2001; Зайков, 2006; Масленников, 2006].

В противовес модели гидротермально-осадочного формирования колчеданных месторождений из металлоносных рассолов красноморского типа рудно-фациальный анализ показал принадлежность большинства колчеданных месторождений к аналогам современных черных курильщиков. Значительная часть колчеданных залежей представляет собой в различной степени разрушенные сульфидные холмы, подобные современным сульфидным постройкам [Зайков, 2006; Масленников, 1999, 2006].

Степень разрушения сульфидных холмов связана с режимами вулканизма, которые подразделяются на интенсивный, циклический, затухающий и эпизодический типы [Масленников, 2012]. Сульфидные холмы хорошей сохранности, сформированные в условиях интенсивного вулканизма, как правило, перекрыты лавовыми потоками. Это обычно небольшие по размерам залежи (Валенторское, Яман-Касы), в которых преобладают донные гидротермальные фации и сульфидные брекчии при минимальном количестве сульфидных турбидитов и продуктов их гальмиролиза. Гораздо реже встречаются «многоэтажные» крупные залежи (Новый Сибай), сформированные в условиях, переходных к циклическому вулканизму. Также как и на Сибайе, гигантские умеренно разрушенные сульфидные холмы (Учалы, Сафьяновское, Новые Учалы, Озерное на Урале, Николаевское, Орловское на Рудном Алтае, Балд-Маунтит в Аппалачах) перекрыты мощной лавогиалокластитовой толщей при минимальном количестве вулканогенно-осадочных пород. Циклический вулканизм характеризуется палеогидротермальными полями, локализующимися на нескольких стратиграфических уровнях (крупные по запасам Межозерный и Маканский рудные узлы, Юбилейное месторождение). Степень разрушения сульфидных построек возрастает от нижнего уровня к верхнему.

Сильно разрушенные сульфидные постройки формировались в условиях затухающего вулканизма (Подольское, Александринское). Колчеданные залежи, ассоциирующие с вулканогенно-осадочными отложениями сложены, преимущественно, сульфидными турбидитами (Осеннее, Зимнее, Маук на Урале, Батурст в Аппалачах). В этом же ряду возрастает количество сульфидных турбидитов и продуктов их гальмиролиза, и исчезают гидротермально-биогенные сульфидные фации [Масленников и др., 2016]. Крайними членами ряда могут быть колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие в вулканогенно-осадочных и осадочных толщах с проявлениями эпизодического эффузивно-гиалокластитового вулканизма (Озерное в Забайкалье). Самыми крайними членами ряда могут быть стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения, локализующиеся в черносланцевых толщах. Многие исследователи считают эти месторождения эксгальционно-осадочными (Жайрем, Мак-Артур), однако их слоистые руды сложены сульфидными диагенитами, образовавшимися по сульфидным турбидитам. Гораздо реже встречаются эдафогенные сульфидные брекчии.

Принадлежность колчеданных холмов к сульфидообразующим системам курильщиков доказана находками их гидротермальных труб на более чем 30 колчеданных месторождениях Урала, Рудного Алтая, Хокуроко и Понтид [Масленникова, Масленников, 2007; Масленников и др., 2019; Maslennikov et al., 2009, 2017; Целуйко и др., 2017; Кузнецова, 2019]. Охарактеризована минералогия, геохимия и условия локализации палеогидротермальных труб в рудах колчеданных месторождений. Сходство микрофациальной зональности труб древних и современных курильщиков обусловлено единством модели взаимодействия высокотемпературных флюидов с морской водой. Установлено явление гидротермально-осадочной дифференциации химических элементов в процессах формирования труб древних и современных курильщиков. Наряду с аналогами современных черных курильщиков, выявлены аналоги серых и мерцающих бесцветных курильщиков. Появление этих типов гидротермальных труб связано с вариациями исходных физико-химических условий минералообразования. Другими факторами минералого-геохимического разнообразия современных и древних курильщиков является их зависимость от состава рудовмещающих формаций и зрелости гидротермальных

систем. На континентах, также как и в современных островодужных бассейнах, доминируют серые курильщики, тогда как в срединно-океанических хребтах высокотемпературными членами ряда являются черные курильщики, залегающие на базальтах и серпентинитах. Как современные, так и древние серые курильщики отличаются от черных разнообразием акцессорных минералов, среди которых изобилуют теллуриды, арсениды и сульфосоли, а также низкими содержаниями Co и Se при преобладании высоких концентраций Pb, Ba, Tl и Bi. Последние четыре элемента указывают на высокую зрелость гидротермальных систем серых курильщиков, характерных для островодужных систем.

Крупным открытием последних десятилетий стало обнаружение на многих колчеданных месторождениях Урала, Кипра, Омана и Понтида оруденелой пригидротермальной фауны, которая по условиям залегания и таксономической принадлежности, также как и пригидротермальная биота современных черных курильщиков, может принадлежать миру бактериального хемосинтеза [Масленников, 1999; Леин и др., 2004; Масленников и др., 2016].

Слоистые руды колчеданных месторождений нередко считают эксгаляционно-осадочными образованиями. Однако в большинстве своем они оказываются сульфидными диагенитами, образовавшимися в условиях придонного преобразования сульфидных турбидитов [Maslennikov et al., 2019]. Особое место в преобразованиях кластогенных руд занимает гальмиролиз – процесс активного взаимодействия сульфидов с морской водой, сопровождающийся растрескиванием и растворением рудокластов. Этот процесс является триггером последующего диагнетического сульфидообразования из насыщенных металлами иловых вод. В пользу гальмиролиза свидетельствует зависимость степени преобразования сульфидных турбидитов от их гранулометрического состава: наиболее интенсивно преобразуются мелко-обломочные рудокластиты, тогда как сульфидные брекчии либо хорошо сохраняются, либо лишь частично замещаются аутигенными минералами. В связи с этим, циклиты сульфидных турбидитов, характеризующиеся градацией рудокластов, имеют асимметричную минералогическую зональность. Кровля многих циклитов обычно замещена халькопиритом или сфалеритом, баритом, а также эвгедральным пиритом. Появление эвгедрального пирита, который обычно считается метаморфическим, вполне возможно на стадии диагенеза. Об этом, например, свидетельствует обилие диагнетического эвгедрального пирита в гиалокластитовых тефроидах поля Менез Гвен, содержащих обломки курильщиков. Состав и эволюция диагенитов определяется составом исходных рудокластитов. Преобладание одного из сульфидов предопределяет формирование диагенита того же состава за счет отличий в кислотно-щелочных взаимодействиях. Другой фактор – примесь «постороннего» материала сопутствующих осадков. Сульфидные парагенезисы рудокластитов напоминают парагенезисы сульфидных песков современных сульфидоносных полей [Сафина, Масленников, 2009]. Сульфидные диагениты древних колчеданных месторождений содержат разнообразную акцессорную минерализацию [Maslennikov et al., 2019]. Данные по современным диагенитам пока скудны.

Сульфидные диагениты и околорудные сульфидоносные кремнистые и кремнисто-гематитовые породы колчеданных месторождений, также как и обломочные руды современных сульфидообразующих систем, содержат сульфидные конкреции, каждая из которых характеризуется своеобразной геохимической зональностью, отражающей стадии минералообразования. На начальной стадии формировалось ядро конкреции, сложенное тонкозернистым пиритом, содержащим пойкилиты обломков вмещающих отложений. Каймы конкреций представлены крупнозернистым ангедральным и субгедральным пиритом, обедненным микроэлементами. Однако в нем встречаются включения теллуридов, халькопирита, сфалерита, сульфосолей и самородного золота. Остается проблема определения стадии образования таких кайм, поскольку они несут признаки как позднего диагенеза, так и низкоградного метаморфизма (включая катагенез и метагенез). Каймы субгедрального пирита нередко встречается в

литифицированных рудокластитах современных колчеданоносных полей [Melekestseva et al., 2018; Maslennikov et al., 2020].

Сравнительный анализ был бы неполным без изучения оксидно-железистых отложений, ассоциирующих с колчеданными месторождениями, и оксигидроксидных охр современных сульфидоносных систем черных курильщиков. На колчеданных месторождениях Урала выделены госсаниты – оксидно-железистые продукты окисления кластогенных сульфидных отложений. Госсаниты состоят из псевдоморфоз гематита или магнетита по сульфидным рудокластам и гиалокластам. В современных госсанитах (апосульфидных охрах) доминируют псевдоморфозы гетита и лепидокрокита, гораздо реже встречаются гематит и магнетит. В древних госсанитах и переслаивающихся с ними сульфидных диагенитах содержатся аутигенные акцессорные борнит, барит, дигенит, ковеллин, халькопирит, сфалерит, галенит, а также теллуриды и самородное золото. В этих породах также встречены разнообразные селениды, характерные и для континентальных зон гипергенеза [Belogub et al., 2020]. В современных субмаринных госсанитах, кроме борнита и разнообразных сульфидов меди, обнаружено золото, реликтовые и аутигенные разновидности халькопирита, сфалерита, галенита, барита и пирита. По мере исчезновения гиалокластов, отрицательная аномалия Eu, как и в древних госсанитах, меняется на положительную, характерную для современных оксигидроксидов – продуктов окисления сульфидных холмов черных курильщиков. Отличительной особенностью древних и современных госсанитов является присутствие уранинита и обогащение их U [Ауурова et al., 2018].

В целом, сравнительный анализ древних и современных колчеданных месторождений успешно продолжается. Большие перспективы для понимания минералого-геохимического разнообразия месторождений колчеданного семейства имеет физико-химическое моделирование состава и условий формирования конкретных рудных фаций [Третьяков, 2015].

Исследования проводились в рамках государственного задания № 075-00880-22-00.

Литература

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 1991. 206 с.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.

Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С. Сульфидная залежь Яман-Касы – древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 511–529.

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Леин А.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П. и др. Изотопы серы и углерода в пригидротермальных экосистемах черных курильщиков Уральского палеоокеана // Геохимия. 2004. № 7. С. 770–784.

Кузнецова С.В. Минералогическая характеристика первых находок гидротермальных труб палеозойских «курильщиков» в Российской части Рудного Алтая // Руды и металлы. 2019. № 1. С. 45–51.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экогенез колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 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. № 5. С. 96–113.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Целуйко А.С. Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. 388 с.

Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю. Минералогия и геохимия черных курильщико-ков древних и современных океанов (сравнительный анализ). М.: Президиум РАН, 2019. 835 с.

Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщико-ков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

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

Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П. Минеральные и текстурно-структурные особенности рудных фаций Юбилейного медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Известие вузов. Геология и разведка. 2017. № 4. С. 50–56.

Ayupova N.R., Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V. et al. Uranium accumulation in modern and ancient Fe-oxide sediments: examples from the Ashadze-2 hydrothermal sulfide field (Mid-Atlantic Ridge) and Yubileynoe massive sulfide deposit (South Urals, Russia) // Sedimentary Geology. 2018. Vol. 367. P. 164–174.

Belogub E.V., Ayupova N.R., Krivovichev V.G., et al. Se minerals in the continental and submarine oxidation zones of the South Urals volcanogenic-hosted massive sulfide deposits: a review // Ore Geology Reviews. 2020. Vol. 122. P. 103500.

Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R. et al. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 18. № 2. P. 64–106.

Maslennikov V.V., Cherkashov G.A., Artemyev D.A., et al. Pyrite varieties at Pobeda hydrothermal fields, Mid-Atlantic Ridge 17°07'–17°08' N: LA-ICP-MS data deciphering // Minerals. 2020. Vol. 10(7). Article 622.

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J. et al. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 5–41.

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). Article 150.

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

Melekestseva I., Maslennikov V., Safina N. et al. Sulfide breccias from the Semenov-3 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: authigenic mineral formation and trace element pattern // Minerals. 2018. Vol. 8(8). Article 321.

Т.Н. Сурин
Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург, Россия
Timofey_Surin@vsegei.ru

**Геодинамика Южного Урала и научное наследие
академика А.П. Карпинского:
взгляд из XXI века**

T.N. Surin
Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

**Geodynamics of South Urals and scientific heritage of Academician A.P. Karpinsky:
insight from the 21st century**

Abstract. The main scientific achievements of A.P. Karpinsky are presented, as well as his influence on the evolution of ideas on geodynamics of South Urals.

Научному наследию и биографии академика А.П. Карпинского посвящено огромное количество работ многих исследователей. По данным ИНИОН РАН, на сегодняшний день их количество превышает 400 названий. Многочисленные геологические достижения А.П. Карпинского широко известны и многократно описаны, поэтому просто перечислим важнейшие из них.

Прежде всего, отметим поразительную разносторонность А.П. Карпинского как геолога. Он с большим успехом работал в разных областях геологического знания и практически в каждой из них получил фундаментальные результаты. В стратиграфии он разработал принцип переходных зон («принцип Карпинского»), ввел в Международную стратиграфическую шкалу артинский ярус, разместив его между каменноугольной и пермской системами; в палеонтологии – впервые проследил эволюцию амmonoидей, описал и расшифровал десятки проблематик, открыл новый вид акулобразных – геликоприон; в тектонике – создал основы учения о платформах и впервые реконструировал палеогеографические и тектонические условия развития Восточно-Европейской платформы для различных периодов фанерозоя; в учении о месторождениях полезных ископаемых предложил ряд гипотез образования платиновых месторождений и т. д. Именно ему по праву принадлежит почетное звание «отца русской геологии» [Романовский, 1989].

Особенно впечатляют его достижения в петрографии. А.П. Карпинский являлся крупнейшим петрографом второй половины XIX века [Белянкин, 1953]. Его первой петрографической работой была диссертация на получение звания адъюнкта по кафедре геологии в Петербургском горном институте: «Об авгитовых породах деревни Мулдакаевой и горы Качканар на Урале» [Карпинский, 1869]. Позднее Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, цитируя эту работу, указывал, что «мулдакаит», описываемый здесь, представляет «исторический интерес в трех отношениях: это первая уральская порода, исследованная микроскопически, первая микроскопическая работа Карпинского и первая порода, получившая новое название от русского петрографа» [Левинсон-Лессинг, 1923, с. 322]. «После появления в свет только что названного первого петрографического труда А.П. Карпинского, в последующие десятки лет его продуктивнейшей геологической работы им опубликовано было весьма большое количество подобных же образцовых химико-минералогических описаний горных пород. Описанию подвергались преимущественно магматические породы, реже – метаморфические и еще реже – осадочные; породы брались из самых различных местностей России (в первую очередь

Урала, а затем Украины, Олонецкого края, Алтая, Сибири, Камчатки и проч.). Все эти работы составили тот богатейший петрографический материал, который мы получили в наследство от А.П. Карпинского» – подчеркивал академик Д.С. Белянкин [1953].

Действительно, некоторые петрографические наблюдения А.П. Карпинского удивляют и сейчас. Так, в 1870 г. в своей статье «О петрографических законах» он указывает, что «как кажется, кварц встречается только в том миасците, который не содержит эеолита» [Карпинский, 1870, с. 72]. В 1874 г. в статье «Законы совместного нахождения полевых шпатов» намечает такую закономерность: «...различные виды клинокластических полевых шпатов встречаются с ортоклазом тем реже, чем они менее кислотны» [Карпинский, 1874, с. 48]. Огромную роль в истории развития русской петрографии сыграли «Материалы для изучения способов петрографических исследований» [Карпинский, 1885]. Важным представляется убеждение автора, что «многие приемы петрографического исследования будут признаны – и, может быть, даже в скором времени – в качестве важного подспорья также и «для правильного ведения заводского и рудничного дела, т. е. для исследования руд и заводских продуктов» [Карпинский, 1885, с. 3].

В 1897 г., принимая активнейшее участие в организации и работах VII Международного геологического конгресса, А.П. Карпинский руководил большой экскурсией членов конгресса по восточному склону Урала. В составленном по этому случаю специальном путеводителе особенно подробно он останавливается на Ильменских горах и окрестностях Березовского завода, с петрографией которых таким образом он ознакомил тогда иностранцев. На VIII Международном геологическом конгрессе в 1900 г. в Париже А.П. Карпинский возглавлял русскую делегацию. Однако еще ранее, осенью 1899 г., он выступил в одной из его комиссий со специальным докладом о принципах классификации и номенклатуры горных пород. Остановившись при этом особо на изверженных породах, он высказал твердое убеждение, что в классификации их должны иметь первоочередное значение минералогический состав и структура. Что же касается химического состава, то в большинстве случаев о нем можно судить, по мнению автора, уже на основании минералогического состава пород. Классификация изверженных пород не должна быть, далее, отождествляема с классификацией магм, поскольку магмы весьма часто смешиваются между собою и поглощают в себя посторонние породы. Необходимо, чтобы названия горных пород находились в полном соответствии с их классификацией; обязательно также, чтобы названия эти – семейственные, родовые и видовые – базировались на совершенно точных признаках, исключающих возможность изменения. Автор, вводящий на основании того или иного признака новое название породы, должен доказать относительную важность этого признака и не только на образце горной породы, но и в результате подробного ее изучения на месте, в условиях природного нахождения. Как подчеркивал Д.С. Белянкин: «Своими выдающимися трудами А.П. Карпинский завоевал в свое время непререкаемый авторитет среди русских петрографов. Он создал свою петрографическую школу в Петербургском горном институте; кроме того, в течение долгих лет он был председателем Русского минералогического общества и Отделения геологии и минералогии при Петербургском университете, где под его неизменным активнейшим руководством весьма усердно культивировалась, наряду с минералогией, также и петрография» [Белянкин, 1953, с. 198].

А.П. Карпинский – коренной уралец. Он был внучатым племянником (по материнской линии) выдающегося русского металлурга и горного инженера П.В. Аносова и сыном весьма известного горного инженера П.М. Карпинского – первооткрывателя ряда золотоносных россыпей на Среднем Урале. Кстати последний встречался со знаменитым шотландским геологом Р. Мурчисоном во время его посещения Урала в 1840-х гг. Он отдал Р. Мурчисону свои коллекции образцов и показал разрезы, где можно было видеть интересные горные породы

[Малахов, 1949]. Поэтому неудивительно, что значительная часть многогранной научной деятельности А.П. Карпинского связана с Уралом.

В течение ряда лет ученый проводил полевые работы как на западном, так и на восточном склонах, в основном, Среднего и, в меньшей степени, Южного и Северного Урала. Ряд его полевых наблюдений и сделанные выводы, а также высказанные идеи имеют непреходящее значение и в наши дни. Так, например, большое значение имеет вывод ученого о принципиальном отличии наборов пород западного и восточного склонов Урала, заключающееся в том, что для западного склона характерно не только ограниченное распространение магматических пород, но и преобладание среди них массивных разностей (интрузивных образований), тогда как на восточном склоне широко развиты вулканогенно-обломочные фации. Эти наблюдения подтвердились и составляют одну из основ современных представлений, согласно которым магматизм западного и восточного склонов развивался в различных геодинамических обстановках [Кондиайн и др., 1997].

А.П. Карпинский отмечает широкое развитие на Урале метаморфических пород, среди которых он выделяет две разные группы: 1) гнейсы, которые сравнивает с гнейсами Скандинавии и Юга России, и 2) кристаллические сланцы, зачастую залегающие на гнейсах и потому имеющие более молодой возраст. Выявленные соотношения гнейсов и кристаллических сланцев часто нарушаются. Так, он указывает на латеральные постепенные переходы от гнейсов к кристаллическим сланцам и вообще от метаморфических пород к неметаморфизованным девонским, каменноугольным и другим отложениям и упоминает о находках девонских кораллов и криноидей в мраморизованных известняках, а также о графитизации, обогащении гранатом, биотитом и роговой обманкой отложений карбона вблизи их контактов с гранитоидами и т. д. В результате он делает вывод о том, что значительная часть метаморфических пород возникла в результате «метасоматоза и псевдоморфизма», наложенных на палеозойские отложения, и что древние (додевонские) породы распространены ограниченно. Это блестящее предположение до недавнего времени многими сторонниками «фиксистских» представлений не признавалось [Кондиайн и др., 1997]. Однако в последние три десятилетия многие «немые» и считающиеся на этом основании докембрийскими толщи метаморфизованных пород датированы современными изотопными и палеофаунистическими методами и оказались палеозойскими!

Велик вклад А.П. Карпинского в изучение полезных ископаемых Урала. Из десяти посвященных этой теме его работ можно было бы составить крупную монографию [Кондиайн и др., 1997]. Он впервые закартировал всю полосу распространения угленосного нижнего карбона восточного склона Среднего Урала, детализировал его разрез, также впервые обосновал раннемезозойский возраст угленосных отложений в Челябинском и Орском районах; обосновал высокую перспективность г. Качканар, а также гор Магнитная и Благодать, где позднее были открыты крупные месторождения железных руд; дал прогноз о возможности открытия на Урале крупных месторождений силикатного никеля, что также подтвердилось; установил генетическую связь проявлений платиноидов с хромитовыми рудами и серпентинизированными дунитами; впервые описал золотоносную породу березит и т. д. [Кондиайн и др., 1997].

Интересны его идеи в области тектоники Урала. А.П. Карпинский рассматривал складкообразование как результат горизонтального сдавливания при наличии жестких упоров, причем для уралид таким упором служила Русская плита. Он указывал на то, что дислоцированные палеозойские (уральские) породы распространяются далеко на восток под недислоцированным кайнозойем, мощность которого возрастает в том же направлении, и что современная горная система Урала представляет собой лишь западную часть широкой дислоцированной области. Он также полагал, что, начиная с девона, на месте Урала появилось несколько субпараллельных меридионально вытянутых поднятий, которые сравнивал с со-

временными островными дугами восточной окраины Азиатского континента. Все это потом блестяще подтвердилось!

В целом, можно сделать вывод о том, что именно А.П. Карпинский положил начало планомерным геологическим исследованиям Уральского региона. После него Урал стал изучаться на всем его протяжении, был покрыт государственными геологическими съемками масштаба 1: 200 000, а потом и 1: 50 000. Многие районы подверглись геологическому доизучению масштаба 1: 50 000 (а отдельные рудные районы, в частности, Магнитогорский и Верхнеуральский – масштаба 1: 25 000), развернулось изучение магнитного и гравитационного полей, а также сейсмические исследования, которые наряду с глубоким бурением дали возможность составить представления о геологическом строении восточной половины Уральской складчатой системы, погребенной под мезозойско-кайнозойским чехлом. Большую роль сыграло дешифрирование аэро-, фото- и космических материалов, применение геохронологических и многих других методов исследований. Особенное значение имели всеуральские обобщения. Были созданы унифицированные стратиграфические схемы, проведена корреляция магматических процессов, изданы сводные геологические карты Урала нескольких поколений (под редакцией Д.В. Наливкина, И.И. Горского, И.Д. Соболева), карта четвертичных отложений Урала (под редакцией В.А. Лидера). Литолого-палеографические и палеотектонические реконструкции позволили наметить последовательность главнейших геологических событий в развитии территории региона.

Урал стал служить базой и полигоном для разработки многих концепций. В 1945 г. Н.С. Шатский выделил рифей со стратотипом на Южном Урале, Ю.А. Билибин разработал теорию стадийности развития подвижных поясов, в значительной мере опираясь на материалы по Уралу. В 80-х гг. XX в. создана целая серия всеуральских специализированных карт масштаба 1: 1 000 000: Карта глубинного строения земной коры Урала, Морфоструктурная карта Урала, Карта типов и фаций метаморфизма Урала, Карта геологических формаций Урала, Металлогеническая карта Урала, Тектоническая карта Урала и др. [Кондаин и др., 1997]. К настоящему времени все они значительно устарели по целому ряду причин. Во-первых, все они составлены на ортодоксальной «фиксистской» основе. Во-вторых, за прошедшие десятилетия получен новый огромный по объему фактический материал с применением современных методов исследования вещества и геохронологического и микрофаунистического датирования. В результате пересмотрены представления о составе, возрасте и палеогеодинамической позиции многих ранее выделенных стратонов. Постоянно совершенствовались серийные легенды, составленные в конце 90-х гг. XX в. В конце XX в. на Урале выполнены работы по целому ряду крупнейших международных проектов (MinUrals, Copernicus, Urseis и др.), при реализации которых также получены уникальные результаты, имевшие широкий международный резонанс. Особенно актуальной в настоящее время является необходимость составления новой Металлогенической карты на современной геодинамической основе, поскольку за истекшее время существенно изменились представления о металлогенической зональности и эволюции Урала, открыты новые месторождения (в том числе, нетрадиционных для Урала типов), пересмотрены представления о формационной принадлежности и генетических типах многих месторождений и т. д.

С конца 70-х–начала 80-х гг. XX в. и до настоящего времени существенно изменились взгляды на природу и историю геологического развития Урала. В течение 30 лет велась сначала бурная, а потом постепенно затухающая полемика между сторонниками геосинклинальной (фиксистской) теории и теории тектоники литосферных плит (мобилистской). В конечном счете, убедительную победу одержали последние. Это связано с объективными закономерностями развития науки. Как заметил А. Миясиро: «Даже когда подавляющее большинство ученых приходят к принятию новой парадигмы, меньшинство нередко остается враждебным

к ней. Поскольку научная революция происходит не путем доказательства в истинном значении этого слова, а скорее путем переубеждения и обращения в «новую веру», оппозиция, представленная находящимися в меньшинстве инакомыслящими, не исчезает до самой их смерти» [Миясиро и др., 1985, с. 88].

Современные представления о геодинамике развития Урала у многих исследователей существенно разнятся, но все они сходятся во мнении, что Урал в современном виде представляет собой коллизионно-аккреционно-складчатую область с мозаично-блоковой структурой и состоит из многих фрагментов активной океанической окраины и коллизионных комплексов. В литературе ведется оживленная дискуссия о форме и размерах Уральского палеоокеана, в том числе и о том, был ли вообще этот океан, о направлениях и количестве зон субдукции, времени их заложения и длительности существования, о направлениях и времени коллизионных процессов, о геодинамических обстановках формирования отдельных комплексов и т. д. Одно перечисление существующих взглядов – тема отдельного большого обзора. Многочисленные палинпастические реконструкции (а их на сегодняшний день известно уже около 40) постоянно переделываются либо в результате получения нового фактического материала, либо в силу изменения или пересмотра научных взглядов их авторов. Здесь отметим два момента. Во-первых, сейчас многие исследователи признают наличие в палеозое нескольких палеосубдукционных зон различной направленности, представленных на современном Урале крупными сутурами со специфическим набором пород. Впервые на возможность смены вергентности («перескока») направления субдукции указано автором [Surin, 1995]. Во-вторых, представления об Уральском палеоокеане не подкрепляются «вещественными» доказательствами. До настоящего времени на всем Урале так и не обнаружено ни одной магматической горной породы, по составу полностью аналогичной современным океаническим базальтам. При ближайшем рассмотрении все комплексы, считающиеся отдельными исследователями океаническими, оказываются либо образованиями окраинных морей, либо задуговых спрединговых бассейнов, либо ранних стадий формирования островных дуг [Сурин, Мосейчук, 1995]. Что касается осадочных пород, то процитируем выдающегося уральского литолога и палеогеографа Г.А. Смирнова: «К числу наиболее острых для меня как палеогеографа, в первую очередь, относится вопрос, справедливо ли положение, будто древние складчатые области начали свое формирование в океанических глубинах? Насколько я располагаю материалом, без особых колебаний убежденно говорю, что в геологической истории Уральской складчатой области я океана не вижу» [Смирнов, 1992, с. 265].

Таким образом, прав был А.П. Карпинский, первый отметивший определенную аналогию между Уралом и западной окраиной Тихого океана (см. выше). В заключение подчеркнем, что благодаря своей знаменитой и совсем не оцененной современниками статье «О правильности в очертании, распределении и строении континентов» [Карпинский, 1888] этот выдающийся геолог справедливо может считаться также «предтечей мобилизма в современном его понимании» [Романовский, 1989, с. 12].

Литература

Белянкин Д.С. Петрографические исследования А.П. Карпинского и его направление в петрографии // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 193–199.

Карпинский А.П. Законы совместного нахождения полевых шпатов // Горный журнал. 1874. № 7. С. 44–58.

Карпинский А.П. Материалы для изучения способов петрографических исследований (Систематическое сопоставление литературных источников). СПб: Типография А. Якобсона (Вас. остр., 7-я лин. № 4), 1885. 54 с.

Карпинский А.П. Об авгитовых породах деревни Мулдакаевой и горы Качканар на Урале. Диссертация, представленная в Совет Горного Института, для получения звания адъюнкта по кафедре Геологии. СПб: Типография А. Демакова (В.О., 9 л., д. 22). 1869. 51 с.

Карпинский А.П. О петрографических законах // Горный журнал. 1870. № 4. С. 63–79.

Карпинский А.П. О правильности в очертании, распределении и строении континентов // Горный журнал. 1888. № 2. С. 252–269.

Кондаийн О.А., Берлянд Н.Г., Водолазская В.П. и др. Идеи А.П. Карпинского и современные представления о геологическом строении и развитии Урала // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 29–45.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Успехи петрографии в России. Петроград: Издание геологического комитета, 1923. 408 с.

Малахов А.А. Как произошли Уральские горы. Свердловск: Областное государственное издательство, 1949. 52 с.

Миясиро А., Аки К., Шенгер А.Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.

Романовский С.И. Геологические идеи А.П. Карпинского и современная наука. Л., 1989. 16 с.

Смирнов Г.А. Развитие научных взглядов на динамику Уральской горной системы. Екатеринбург: Наука, 1992. 296 с.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.

Surin T.N. Geodynamics of the Magnitogorsk-Mugodzhary paleoisland-arc system development (the South Urals) // 5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow, 1995. P. 93–94.

А.М. Косарев

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

Вулканизм и колчеданное оруденение Сакмарской и Уралтауской зон Южного Урала в палеозое

А.М. Kosarev

Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

Volcanism and massive sulfide mineralization of the Sakmara and Uraltau zones of South Urals in the Paleozoic

Abstract. The work characterizes the Karamaly and Blyava volcanic complexes in the Mednogorsk region. Based on the findings of graptolites in limestones and siliceous shales, intercalations of pillow basalts and massive basaltic flows, the sequence is dated at the Middle to Upper Llandoveryan. Based on the presence of facies replacement of the Karamaly Sequence by siliceous rocks of the Sakmara Formation, the suggested age of the sequence is assumed Silurian–Lower Devonian. Basalts of the southern wall of the Blyava open-pit and their analogs, which contain interlayers of siliceous rocks with Lower Silurian graptolites, are included in the Karamaly Sequence and Blyava Formation, and an ore-hosting section of the Blyava and Komsomolsky deposits with low-Ti basalts and acidic polyfacies rocks, is classified as the Blyava Formation (Silurian–Lower Devonian). It is concluded that the Maksyutov Complex can partly be compared with Silurian–Early Devonian volcanic sulfide-bearing strata of the Mednogorsk ore region.

Введение. Анализ петрохимических и геохимических материалов по вулканитам Медногорского рудного района [Серавкин, Родичева, 1990; Даниленко, 1991; Серавкин и др., 1992; Рязанцев и др., 2005; Косарев, 2015] показал, что кембрий-ордовик-раннедевонские базальтоидные комплексы Сакмарской зоны включают два петролого-геохимических типа.

Первый тип, сложенный базальтами высоко-, умереннотитанистого состава ($\text{TiO}_2 = 1.45\text{--}3.25$ мас. %) включает медногорский (С), баулуский ($\text{O}_{1,2}$), дергайшский (S_1In) и карамолинский ($\text{S}\text{--}\text{D}_1$) вулканические комплексы. Второй тип представлен низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 \leq 1.2$ мас. %) базальтоидами блявинского ($\text{S}_{2(c)}\text{--}\text{D}_1$) и чанчарского (D_{1e_1}) комплексов и интрузивными комагматами чанчарского комплекса (D_{1e_1}) щелочной и шошонитовой сериям. К низкотитанистым базальтоидным комплексам мы относим блявинскую свиту, вмещающую Блявинское и Комсомольское колчеданные месторождения. По нашему мнению, к блявинской свите следует относить только рудовмещающий комплекс, сложенный низкотитанистыми базальтами островодужного типа и кислыми натриевыми породами полифациального состава, залегающими в подрудной и отчасти в надрудной зонах Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений [Даниленко, 1991] и месторождения Яман-Касы.

Вулканические комплексы, колчеданное оруденение и геодинамика. Карамолинский палеовулканический комплекс ($\text{S}\text{--}\text{D}_1$) выделен в Сакмарской зоне в Медногорском рудном районе в ранге толщи или свиты [Смирнова и др., 1986; Серавкин, Родичева, 1990; Серавкин и др., 1992]. По содержаниям TiO_2 (1.5–2.0 мас. %) карамолинские базальты близки комплексам рифтогенных океанических базальтов баулуского комплекса. Для карамолинской толщи характерна пространственная фациальная ассоциация с серпентинитами, фтанитами и эдафогенными брекчиями серпентинизированных ультрабазальтов [Серавкин и др., 1992]. В геологическом разрезе у д. Чураево кремнистые породы и базальты залегают на поверхности офиолитовых пластин со стратиграфическим контактом [Серавкин, Родичева, 1990].

По суммарной щелочности карамолинские базальты относятся к нормально-щелочной и умеренно-щелочной натриевой сериям. Содержание железа ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) повышенное (в среднем, 15.5 мас. %) и на диаграмме Миаширо ($\text{SiO}_2\text{--}\text{FeO}^*/\text{MgO}$) эти базальты относятся к толеитовой серии. Карамолинские базальты сходны с базальтами ОРВ и внутриплитного типа, присутствующими среди вулканитов баймак-бурибайской свиты в нижней части разреза по р. Таналык. На диаграмме $\text{Mn}\text{--}\text{Ti}\text{--}\text{P}$ они попадают в поле толеитов островных дуг и СОХ и изредка – в поле океанических платобазальтов (ОРВ). На диаграмме $\text{Nb}\text{--}\text{Y}$ [Холоднов и др., 2021] они располагаются в секторе с отношением $\text{Nb}/\text{Y} = 3$ вблизи стандарта E-MORB.

Эти данные позволяют предполагать, что в период формирования разреза карамолинского комплекса в верхнесилурийско-раннедевонское время происходило взламывание океанической коры, внедрение и вывод на морское дно протрузий ультрабазитов, их разрушение и образование эдафогенных брекчий. Эти процессы весьма характерны для формирующихся глубоководных желобов в период заложения и начала активной фазы субдукции [Мурдмаа, 1987].

Базальты блявинской свиты ($\text{S}_{2(c)}\text{--}\text{D}_1$) представлены мелкопорфировыми пиллоу-базальтами нормальной и умеренной щелочности с замещенными вторичными минералами пироксенами и альбитизированными плагиоклазами. На петрохимических диаграммах AFM и Миаширо базальты располагаются в полях толеитовой и известково-щелочной серий. На диаграмме $\text{MnO}\text{--}\text{TiO}_2\text{--}\text{P}_2\text{O}_5$ большинство точек попадает в поле известково-щелочных составов. Содержания TiO_2 (0.43–1.20 мас. %) в базальтах надрудной толщи блявинского вулканического комплекса [Серавкин, Родичева, 1990; Даниленко, 1991; Косарев, 2015] соответствуют надсубдукционным островодужным базальтам [Авдейко и др., 2006]. На диаграмме Пирса [Pearce, 2008] составы базальтов блявинского комплекса размещаются в полях III, IV островодужных обстановок. На графике $\text{Zr}/\text{Y}\text{--}\text{Nb}/\text{Y}$ [Fitton et al., 1997] все фигуративные точки блявинской свиты находятся по обе стороны разделительной линии неплюмового источника (EN). На диаграмме $\text{Nb}\text{--}\text{Y}$ [Холоднов и др., 2021] две фигуративные точки базальтов блявинской свиты размещаются в области перекрытия полей I и II, вблизи стандарта ОРВ.

Карамолинская свита максютовского комплекса зоны Урала. На площади максютовского комплекса известны мелкие месторождения и рудопроявления Юлукской группы медно-сульфидных колчеданных месторождений (Южно-Юлукское, Северо-Юлукское, Гумеровское и др.) [Алексеев, 1976]. Все рудные залежи имеют пластовую форму и приурочены к карамолинской свите, завершающей разрез максютовского комплекса. В строении комплекса участвуют метабазалты (ортосланцы), составляющие примерно 15–20 об. % комплекса. Рудные тела Южно- и Северо-Юлукского месторождений – согласные пластообразные линзовидные, среди сульфидных руд преобладают массивные руды, в меньшем объеме присутствуют вкрапленные и полосчатые типы. По минеральному составу руды включают пиритовые, сфалерит-халькопиритовые, халькопирит-пирротин-пиритовые, пирит-пирротиновые, реже пирротиновые.

Генезис и возраст сульфидного оруденения Юлукской группы – предмет дискуссии. Предполагается гидротермальное и эксгалиционно-осадочное происхождение руд. Более аргументирован второй вариант. В связи с дискуссией о возрасте оруденения Юлукских месторождений, интерес представляет заключение А.П. Виноградова с соавторами [Виноградов и др., 1960], основанное на изучении изотопного состава Pb пиритовых руд Южно-Юлукского месторождения. По мнению авторов, месторождения имеют послеордовикский, иначе говоря, палеозойский возраст, который совпадает с возрастом колчеданных месторождений Блявинской группы.

По нашему мнению, возможным протолитом карамолинской свиты максютовского комплекса являются толщи, отнесенные к верхней части разреза карамолинской толщи и нижней части разреза блявинской свиты [Серавкин и др., 1992]. Нижняя часть разреза блявинской свиты могла содержать колчеданные рудные тела современного Юлукского рудного района. Эти месторождения отчасти обладают сходством с месторождениями медно-кобальт-колчеданного состава ивановского типа Вознесенско-Присакмарской зоны [Масленников, 1999], прежде всего, из-за присутствия в разрезе карамолинской рудоносной свиты линз серпентинизированных ультрабазитов [Алексеев, 1976]. Отличием месторождений юлукской группы, по сравнению с ивановским типом Вознесенско-Присакмарской зоны, является преобладание в подсчитанных запасах металлов Zn над Cu, при незначительных общих запасах руд, что характерно и для Комсомольского, Яман-Касинского и Разумовского месторождений. В разрезах рифейских толщ Южного Урала колчеданные месторождения неизвестны.

В.Н. Пучков [2010] считает возможным включать максютовский комплекс в аккреционную призму девонского возраста, где совмещены палеозойские офиолиты и сиалические породы докембрийского (?) возраста.

Возраст формирования линзовидных залежей мраморов кайраклинской и карамолинской свит определен по находкам в них силурийско-раннедевонских конодонтов [Захаров, Мавринская, 1994; Захаров, Пучков, 1994] и кембрийских археоциат [Львов, 1965]. Возраст рутила из сланцев и эклогитов составляет 1216 ± 93 млн лет, циркона из юмагузинской свиты – 1100 млн лет: U–Pb метод [Краснобаев и др., 1996] и Rb–Sr метод [Добрецов, 1974] и терригенного циркона из кварцитов галеевской и юмагузинской свит – от 960–990 до 2000 ± 210 млн лет [Козлов, 1982]. Эти данные, скорее всего, отражают возраст материнских пород рифея, подверженных размыву, возможно, и захвату и уносу в зону субдукции, с последующей эксгумацией.

Обсуждение. Раннепалеозойский тектономагматический цикл и формационный ряд в Сакмарской структурной зоне включает кембрийские, ордовикские, силурийские и раннедевонские формации. В кембрийское и ордовикское время сформировались медногорский (С) и баулуский (O_{1,2}) вулканические комплексы, относящиеся к стадиям континентального и океанического рифтогенеза. В раннесилурийское время в период образования карамолинского

(S–D₁) вулканического кремнисто-базальтового комплекса установлено активное протрузивное внедрение серпентинизированных ультрабазитов [Серавкин, Родичева, 1990; Серавкин и др., 1992]. В результате в разрезе карамолинского комплекса образовались линзы серпентинитов, прослой серпентинито-обломочных пород, ассоциирующих с фтанитами и серыми кремнистыми породами, включая кремнистые алевролиты. Выше (по возрасту) карамолинской толщи располагается блявинская свита (S_{2(?)}–D₁). Нами к блявинской формации отнесены рудовмещающие вулканогенные толщи, представленные низкотитанистыми базальтами островодужного типа и кислыми породами полифациального состава.

Предполагается, что редуцированный характер карамолинской толщи определяется тем, что значительные фрагменты этих разрезов оказались в зоне субдукции ордовик(?)–силурийского возраста и попали в зону «уноса», погрузившись на глубину. Часть материала этих разрезов подверглась высокobarическому низкотемпературному метаморфизму эклогитового типа. Кроме фрагментов силуро-девонских вулканогенных толщ Сакмарской зоны, в зону субдукции попали и толщи древних рифейских комплексов. Для корреляции вулканогенных комплексов Сакмарской зоны с метаморфическими образованиями максютовского комплекса особенно показательны составы колчеданных месторождений Юлукской группы, которые в большинстве своем имеют ту же специфику (Zn>Cu) колчеданных руд, как и месторождения Блявинской группы Медногорского рудного района.

Чанчарский вулканический комплекс (D_{1e1}) является формационным и возрастным аналогом мостостроевского комплекса [Бочкарев, Язева, 2000; Косарев, 2007; Федоров и др., 2017]. Этот комплекс завершает вулканический цикл в Сакмарской зоне и переходит в современную Вознесенско-Присакмарскую зону. Однако раннедевонская зона субдукции заложилась в раннедевонский возрастной период на границе ранний эмс – поздний эмс.

Выводы. Таким образом, выделены две геодинамические группы вулканических комплексов в Северной части Сакмарской зоны: 1 – медногорский (Є), баулуский (О) и карамолинский (S₁) (стадии континентального и океанического рифтогенеза); 2 – блявинский (S–D₁) и чанчарский (D_{1e1}) (надсубдукционная стадия). Карамолинский комплекс Медногорского рудного района относится к переходной субокеанической стадии – заложения зоны субдукции. Протолитом максютовского комплекса были вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, близкие по возрасту и составу к кембрий-ордовик-силур-раннедевонским свитам и толщам Медногорского рудного района, и средне-верхне-протерозойские толщи Южного Урала. Силурийско-раннедевонская зона субдукции восточного падения заложилась в период формирования карамолинского комплекса Медногорского рудного района. В ее надсубдукционной зоне образовались блявинский колчеданосный и чанчарско-мостостроевский комплексы. Составной частью этой зоны субдукции был и максютовский комплекс современной антиформной зоны Уралтау. Отсутствие в разрезе Вознесенско-Присакмарской зоны островодужных вулканитов силурийско-раннедевонского возраста (аналогов блявинской свиты) не позволяет принять идею о тектоническом перебросе толщ вулканитов из Вознесенско-Присакмарской в Сакмарскую зону.

Литература

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.
- Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И. Изотопный состав свинцово-колчеданных месторождений Урала // Геохимия. 1960. № 6. С. 475–489.
- Даниленко С.А. О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 116–121.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит–глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

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

Захаров О.А., Мавринская Т.М. Новые палеонтологические данные о возрасте субстрата метаморфитов Уралтау // Ежегодник-93. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1994. С. 19–20.

Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютковского метаморфического комплекса на Южном Урале: Доклад Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1994. 30 с.

Козлов В.И. *Верхний рифей и венд Южного Урала.* М.: Наука, 1982. 127 с.

Косарев А.М. Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. № 6. С. 54–70.

Косарев А.М. Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале // Литосфера. 2015. № 2. С. 40–64.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др. Возраст цирконов и рутилов Максютковского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник-1995. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 13–16.

Львов К.А. Уральская складчатая область // Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М.: Недра, 1965. С. 71–114.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Мурдма И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

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

Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–135.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

Серавкин И.Б., Родичева З.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. 53 с.

Смирнова И.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. Еще раз о геологическом строении и возрасте вулканогенных пород и колчеданного оруденения Медногорского рудного района // Вулканизм и металлогения геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 82–92.

Федоров П.В., Кориневский В.Г., Золотарев Б.П. Геохимия раннедевонских калиевых пород Сакмарской зоны Южного Урала // Геохимия. 2017. № 4. С. 314–328.

Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н. и др. Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 225–245.

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planetary Science Letters. 1997. Vol. 153. № 3–4. P. 197–208.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. № 1–4. P. 14–48.

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

Проблема минералогии Уфимского плато

А.Ю. Кисин
Zavaritsky Institute of Geology and
Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

The problem of mineralogy of the Ufa Plateau

Abstract. The Ufa Plateau is located on the eastern margin of the East European Platform. The crystalline basement is overlain by Middle Devonian–Lower Permian sedimentary carbonate deposits. Staurolite, kyanite, sillimanite and, locally, serpentinite, chromepicotite, pyroxenes, amphiboles, glass, slag particles, magnetic spheres and crusts are common for alluvial-deluvial deposits of the plateau. The eruptive magmatism is suggested during the Kungur period, as well as the removal of material from rocks of the crystalline basement. The eruptive magmatism could be triggered by deformations of the platform due to the Late Paleozoic collision in the Urals. Glass and slag particles could appear later as a result of underground fires: hydrocarbon deposits are known in the area.

Введение. Уфимским плато называют геоморфологическое поднятие на краю Восточно-Европейской платформы, прилегающей к Предуральскому прогибу в интервале от г. Кунгур (на севере) до блока Каратау (на юге). Его протяженность более 230 км при ширине до 80 км. Абсолютные отметки достигают 504 м. Рельеф эрозионный, типа «столовых гор». Долины рек преимущественно V-образные, русла каменистые, 70–80 % площади сильнозалесянная. В долинах рек и на вершинах гор обнажены органогенные известняки ранней перми. Шлиховым опробованием речного аллювия и склонового делювия выявлены минералогические аномалии, не типичные для платформенных площадей. Появление этих минералов на плато остается дискуссионным и рассматривалось автором в ряде работ [Кисин, 2010; Кисин, Коротеев, 2017]. Некоторые аномалии могут быть обусловлены геологическими процессами, а некоторые имеют техногенную природу.

Результаты исследований. Наиболее крупной по площади является аномалия минералов высокометаморфизованных (амфиболитовая и гранулитовая фации) сиалических пород, включающих ставролит, кианит, силлиманит (в кристаллах и волокнистый – фибролит), корунд, дравит, зеленую шпинель, ильменит, циркон и др. Их содержания варьируют от знаков на пробу объемом 10 л до нескольких процентов. По ширине аномалия совпадает с шириной плато и прослеживается от п. Орда на севере до д. Нижний Сунян на юге на расстоянии около 140 км. Примечательно, что данная аномалия наблюдается только в пределах плато: в Предуральском прогибе шлиховые минералы тяжелой фракции представлены магнетитом, амфиболом и альмандином, а к западу от плато распространены эпидот, альмандин-спессартин и магнетит.

Метаморфические минералы имеют зональное распределение по площади: в северной половине ставролит прозрачный, часто имеет красно-коричневый цвет и редкие включения рудных минералов, а кианит представлен цветными и прозрачными разностями (синий, синезеленый, лиловый, бесцветный), силлиманит образует кристаллы; в южной части преобладает темный, непрозрачный ставролит, серый кианит, а силлиманит представлен фибролитом. Также меняются пропорции содержаний ставролита, кианита и силлиманита. Обычно силли-

манит составляет около 1 % от суммы метаморфических минералов, но местами достигает 30 %.

Имеются на плато и локальные аномалии минералов основного и ультраосновного парагенезиса: серпентина, пироксенов, амфиболов. Размерность зерен шлиховая. Часто с ними присутствуют магнитные шарики и корки, шарики, колбочки и гантели темных стекол, шлаковые частицы, самородные металлы и их сплавы (железо, свинец, олово, медь, латунь и др.), муассанит, силициды железа, цветной корунд с признаками плавления (?), стяжения сидерита и др. На зернах серпентинов, пироксенов и хромпикотита в 30 % случаев наблюдаются примазки битума.

Обсуждение. Уфимское плато представляет собой карбонатную платформу мощностью 2.5–3.0 км, лежащую на протерозойских породах Красноуфимского выступа кристаллического фундамента. Осадочный чехол начинается средним девоном или, возможно, мало мощным терригенным вендом. Другие терригенные отложения в осадочном разрезе плато неизвестны. На западе выступ фундамента граничит с Калтасинским авлакогеном глубиной 6–9 км, выполненным рифейскими, преимущественно, терригенными отложениями. Со среднего девона площадь плато испытывала продолжительное погружение с накоплением мелководных органогенных морских известняков большой мощности. В кунгурское время ранней перми знак вертикальных движений поменялся на противоположный и сформировался Кунгурско-Красноуфимский свод (ККС), ограниченный надвигами противоположного падения. Все последующее время ККС оставался сушей. Контуры свода совпадают с площадью минералогической аномалии.

Минералы ставролитовой ассоциации в рифей-вендских и девон-каменноугольных отложениях не отмечены. Отложения кунгурского яруса на плато представлены известняками, мергелями и так называемыми дырчатыми брекчиевыми известняками (ДБИ) лемезинской свиты [Наливкин, 1949; Дорофеев, 1950]. Первое появление минералов ставролитовой ассоциации наблюдается в ДБИ [Кисин, 2010]. На плато ДБИ представлены плащеобразными останцами мощностью до 3–4 м, лежащими на склонах и вершинах некоторых гор; в Предуральском прогибе, у подножья плато их мощность достигает 110 м [Наливкин, 1949]. Геологические наблюдения показывают, что ДБИ обладали высокой подвижностью и подобно грязевым потокам стекали на пониженные участки рельефа. В тоже время, ДБИ могут содержать ксенолиты других ДБИ и шаровидные обособления ДБИ с зеркалами и бороздами скольжения и могут создавать структуры вдавливания в подстилающем мергеле. Присутствуют тела ДБИ секущие слоистость мергелей.

Состав и содержание ксеноминералов в ДБИ меняется по площади плато [Кисин, 2016], но остается вопрос, как они попали в ДБИ. Против привноса метаморфогенных минералов ледниками, водой или по воздуху свидетельствует минералогическая зональность и контроль минерализации границами ККС. Ближайший Уральский горно-складчатый пояс отделен от плато предгорным прогибом; на западном склоне Урала неизвестны высокометаморфизованные породы, богатые ставролитом, кианитом и силлиманитом.

В апикальной части плато дешифрированием аэрофотоснимков также выявлено несколько кольцевых структур и 15 фотоаномалий радиально-лучистого строения (РЛС) с округлой областью до 400 м поперечником в центре и расходящимися от нее лучами протяженностью до первых сотен метров. Центральная часть аномалий РЛС представлена неглубокой (1–2 м) депрессией на вершине слабовыраженной возвышенности. Депрессия отличается слабой растительностью и отсутствием почвенно-растительного слоя (за пределами депрессий его мощность составляет 0.2–0.3 м). «Лучи» обусловлены чередованием деревьев лиственных пород и ельника. Опробование песчано-глинистого материала центральных депрессий РЛС из скважин ручного бурения глубиной до 7 м показало высокое содержание

минералов ставролитовой ассоциации, маггемита, минерализованной древесины, черного пuzыристого стекла (?). На самой крупной аномалии РЛС в центральной депрессии обнаружена современная воронка диаметром 18 м и глубиной 3.5 м, возникшая в результате газового прорыва. Опробование материала скважины, пройденной со дна воронки, выявило те же минералы и магнитные шарики. Результаты исследований дают основание считать аномалии РЛС аппаратами (диатремами) эруптивных брекчий [Кисин и др., 2002]. Если это так, то минералы ставролитовой ассоциации могли быть вынесены из кристаллического фундамента.

Однако скважины, вскрывшие фундамент Волго-Уральской антеклизы, не выявили породы с данными минералами. С другой стороны – ставролит и кианит распространены в девонских кимберлитовых трубках Архангельской провинции. Следовательно, их появление могло быть обусловлено тектономагматической активизацией платформенной коры с возникновением *блоковой складчатости*, вызванной позднепалеозойской уральской коллизией [Кисин, 2008, 2010; Кисин, Коротеев, 2017]. Типоморфные признаки метаморфогенных минералов в ДБИ и рыхлых отложениях плато, время их появления, зональное распространение и ограничение площадью позднепалеозойского свода (ККС) не противоречат данной модели.

В отношении минералов ультраосновной и основной ассоциации нельзя исключить и вариант техногенного загрязнения. В некоторых случаях их появление на плато можно объяснить только геологическими процессами, обусловленными позднепалеозойской деформацией платформы. По крайней мере, амфиболы, пироксены и хромшпинель встречаются в ДБИ. Среди них имеются и минералы-спутники алмаза. Стекла и шлаковые частицы могли появиться позднее в результате подземных пожаров, как это произошло на горе Янгантау [Пучков и др., 2012]: на площади плато известны месторождения углеводородов и признаки крупных газовых прорывов.

Заключение. Исследования минералогии Уфимского плато находятся в начальной стадии, но уже поставили ряд проблем, предлагающих нетривиальные решения. Не исключено, что при решении этих проблем будет предложено и решение проблемы источников уральских алмазов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № 123011800011-2.

Литература

- Дорофеев Н.В.* Геологическое строение северной части Уфимского плато (район рр. Шуртана и Сараны) // Труды ВНИГРИ, Новая серия. Вып. 44. 1950. С. 61–144.
- Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Проявление эруптивного магматизма на Уфимском плато // Доклады Академии наук. 2002. Т. 385. № 1. С. 80–82.
- Кисин А.Ю.* Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008. № 4. С. 35–47.
- Кисин А.Ю.* Минералы ставролитовой ассоциации в платформенном чехле Волго-Уральской антеклизы: проблема происхождения и возможное решение // Записки РМО. 2010. Ч. 139. Вып. 2. С. 92–101.
- 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.
- Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии // Труды ВНИГРИ. Новая серия. 1949. Вып. 46. 206 с.
- Пучков В.Н., Кисин А.Ю., Шанина С.Н.* Природный доменный процесс горы Янгантау (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 5. С. 169–175.

Континентальный рифтогенез как рудообразующий процесс

A.I. Brusnitsyn

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Continental rifting as an ore-forming process

Abstract. The formation conditions of hydrothermal and hydrothermal-sedimentary Ba, Pb, Zn, Fe and Mn deposits in sedimentary complexes in frame of continental rifting in hot arid climate are considered. The formation of metal-bearing hydrothermal fluids is contributed by a higher heat flow, deep faults, a high thickness of clastic deposits, a low degree of chemical weathering, and a high groundwater salinity. The metalliferous fluids discharge in relatively isolated areas of marine basins. The metal deposition is controlled by the concentrations of oxygen, sulfate ion and hydrogen sulfide in bottom waters. The Fe and Mn oxides are precipitated under oxidizing conditions, whereas Pb and Zn sulfides form in reducing conditions containing hydrogen sulfide. Precipitation of barite depends on the concentration of sulfate ion. Barite deposits can be associated with both Fe and Mn oxides and Pb and Zn sulfides.

Геотектонические обстановки растяжения литосферных плит с формированием континентальных рифтов в сочетании с жарким аридным климатом создают предпосылки для образования гидротермальных и гидротермально-осадочных месторождений Ba, Pb, Zn, Fe и Mn (табл.).

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 подобными 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 и давали выход гидротермам на поверхность морского дна, где осуществлялась их разгрузка и формирование металлоносных отложений.

Благоприятным фактором для накопления металлоносных осадков является «клавишная» структура рифтов – образование на смежных участках серии поднятий и впадин (грабен) второго и более высоких порядков, служащих эффективными ловушками для рудного вещества. Кроме того, спокойный гидродинамический режим в отдельных изолированных от открытого моря бассейнах и активное протекание биохимических реакций приводят к стратификации водной толщи – разделению ее на субгоризонтальные зоны с различными окислительно-восстановительными характеристиками. За счет этого происходит дифференциация рудных элементов и концентрация каждого из них на специфических геохимических барьерах. Так, приповерхностные воды насыщены кислородом, что способствует осаждению оксидов Fe и Mn. С увеличением глубины концентрация кислорода снижается, а, начиная с какого-то уровня, запускается процесс бактериальной сульфат-редукции, приводящий к появлению сероводорода в придонных или иловых водах. В такой обстановке происходит образование сульфидов Fe, Pb, Zn и других сульфофильных металлов. Осаждение барита контролируется концентрациями сульфат-иона в морской воде. Из-за очень низкой растворимости барита его образование происходит непосредственно в зоне смешения гидротермальных растворов

Факторы развития рудоносных (Ba, Pb, Zn, Fe и Mn) гидротермальных систем в осадочных комплексах

Процесс / условия	Следствия	Рудогенерирующее значение
Континентальный рифтогенез	Повышенный тепловой поток	Источник энергии для образования магм и активизации гидротермальных процессов.
	Формирование разломов глубокого заложения	Пути миграции магматических расплавов и гидротермальных растворов.
	«Клавишная» структура региона: образование смещенных друг относительно друга по вертикали и горизонтали тектонических блоков разных порядков	Образование «ловушек» для рудного вещества. Появление замкнутых участков морских бассейнов, препятствующих рассеянию вещества, принесенного гидротермальными растворами.
		Дифференциация рудных элементов. Образование относительно изолированных бассейнов со спокойным гидродинамическим режимом и стратификацией водной толщи. Осаждение металлов в разных Eh-pH условиях.
	Быстрое проседание крупных участков земной коры, высокая скорость седиментогенеза	Источники рудных элементов. Накопление мощных толщ обломочного материала, являющегося источником рудных элементов (полевые шпаты и слюды – Ba, Pb; темнокветные минералы – Zn, Fe, Mn).
		Источники растворов. Возможность захоронения в осадочных толщах больших масс грунтовых вод.
Высокая металлоносность растворов. Высокая пористость грубообломочных отложений, создающая а) пути циркуляции в осадочных толщах грунтовых вод различного происхождения; б) возможность активного взаимодействия растворов с окружающими породами.		
Жаркий аридный климат	Интенсивное испарение поверхностных вод	Высокая металлоносность растворов. Формирование солоноватых вод и рассолов, обогащенных Na, Ca, Mg, Cl и другими элементами как главное условие образования агрессивных гидротермальных растворов, способных выщелачивать рудные элементы из окружающих пород и переносить их на значительные расстояния .
	Слабая степень химического выветривания обломочного материала осадков	Источники вещества. Сохранение в осадочных толщах большого ресурса рудных элементов.

Примечание. Составлено по материалам [Холодов, 2006; Leach et al., 2010; Wilkinson, 2014].

с придонными водами. Это может происходить в широком диапазоне окислительно-восстановительных условий. Поэтому барит может ассоциировать как с оксидами Fe и Mn, так и с пиритом и сульфидами цветных металлов.

Приуроченные к палеорифтам месторождения обладают характерным набором признаков [Холодов, 2006; Leach et al., 2010; Wilkinson, 2014; Викентьев и др., 2023]. Помимо локализации в пределах грабеновых структур, к ним относятся: 1) трансгрессивный тип осадочного разреза с континентальными отложениями в основании и морскими – в верхней части; 2) ограниченное развитие в регионе магматических пород, отсутствие прямой связи рудных залежей с магматическими комплексами; 3) тяготение месторождений к зонам глубинных конседиментационных разломов; 4) приуроченность месторождений к осадкам узкого возрастного интервала; 5) стратиформный характер залегания рудных тел; 6) преобладание среди вмещающих пород карбонатно-кремнисто-глинистых и карбонатных отложений, часто обогащенных органическим веществом; 7) отсутствие околорудных изменений вмещающих пород; 8) широкое развитие в рудах слоистых, ритмично-полосчатых текстур, чередование слоев, обогащенных рудными минералами и веществом вмещающих пород. Обладающие этими признаками сульфидные свинцово-цинковые месторождения относят к объектам SEDEX (sedimentary exhalative deposits) типа. В отношении месторождений Ba, Fe и Mn термин SEDEX в силу сложившихся традиций используется редко, хотя по геологическим условиям залегания и генезису эти месторождения имеют много общего.

Различные по масштабам залежи баритовых, железных, марганцевых и свинцово-цинковых руд часто участвуют в строении единых осадочных комплексов. При этом обычно они разобщены либо территориально (в пространстве), либо в разрезе (во времени), но есть и исключения из этого правила. По-видимому, самым ярким из них служат месторождения атасуйской группы в Центральном Казахстане, приуроченные к Жайльминской эпиконтинентальной грабен-синклинали. Здесь на небольшой территории в осадочных отложениях узкого стратиграфического интервала (D_2) расположены залежи, объединяющие несколько типов руд [Рожнов, 1982; Брусницын и др., 2022]. Например, на месторождении Ушкатын-III развиты барит-свинцовые (барит-галенитовые), железные (гематитовые) и марганцевые (браунитовые и гаусманнитовые) руды, а на месторождении Жайрем – баритовые, барит-свинцовые (барит-галенитовые) и свинцово-цинковые (пирит-галенит-сфалеритовые) руды.

Изучение месторождений Ушкатын-III и Жайрем показывает, что, скорее всего, они образовались в ходе развития однотипных гидротермальных систем, а различия между ними обусловлены фациальными и физико-химическими условиями в области разгрузки металлоносных растворов. В свою очередь, оба этих фактора определялись смещением друг относительно друга тектонических блоков в фундаменте палеорифта. За счет этого рифт приобрел неровные очертания и сложную внутреннюю структуру. В нем сочетались приподнятые участки и депрессии, отличающиеся разным уровнем насыщения придонных вод кислородом, сульфат-ионом и сероводородом. Сонахождение таких локально разнородных участков при активно протекавших в каждом из них гидротермальных процессах способствовало образованию ассоциации разных по составу металлоносных отложений. Таким образом, пример, месторождений атасуйской группы показывает, что даже близкие по металлоносности и другим характеристикам гидротермальные растворы могут продуцировать разное оруденение.

Литература

Брусницын А.И., Садыков С.А., Перова Е.Н., Верещагин О.С. Генезис барит-галенитовых руд комплексного (Fe, Mn, Pb, BaSO₄) месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан: анализ геологических, минералогических и ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) данных // Геология рудных месторождений. 2022. № 3. С. 247–275.

Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р. и др. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MVT пример гиганского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. № 3. С. 201–236.

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

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Leach D.L., Bradley D.C., Huston D., Pisarevsky S.A., Taylor R.D., Gardoll S.J. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 593–625.

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

М.Т. Крупенин

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

**Магнезиально-железистые карбонатные руды в рифейских отложениях
Башкирского мегантиклинория
(источники вещества, этапы и механизмы образования)**

М.Т. Крупенин

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

**Magnesian-ferruginous carbonate ores in Riphean deposits
of the Bashkirian Meganticlinorium: matter sources and stages
and mechanisms of formation**

Abstract. The largest deposits of sparry magnesite and siderite are currently confined to the Bashkir meganticlinorium, which is part of the Hercynian Ural fold belt. However, the deposits were formed long before the Paleozoic in the Riphean terrigenous-carbonate sequence of the Urals pericratonic depression, located on the periphery of the Baltica paleocontinent. Ore formation was the result of metasomatic replacement of limestones (protolith) during the migration of buried evaporite brines heated during tectonothermal stages. The formation of brines is associated with episodes of evaporite sedimentation in the over-rift sedimentary basins of the Early and Middle Riphean (sedimentation interval 1750–1000 Ma). The source of magnesium for magnesite deposits was the buried brines themselves; iron for Fe-carbonates was extracted by brines from terrigenous-clay host rocks during long-term interaction during catagenesis. Three impulses of thermal activation are identified, with which the stages of ore genesis are associated: 1) the Mashak riftogenic plume-related stage with the formation of high-quality magnesites (~1380 Ma), 2) the Avzyan stage with the formation of Fe-magnesites, fluorites, SedEx barite-base metal occurrences (~1250 Ma), 3) the Pre-Zilmerdak stage with the formation of the world's largest accumulation of metasomatic siderites (~1000 Ma).

Месторождения кристаллического магнезита (МКМ) являются основным промышленно-генетическим типом магнезитового сырья для получения периклаза – основы огнеупорной и металлургической отрасли для большинства регионов мира. Во многих провинциях мира МКМ встречаются совместно с сидеритом (ценная железная руда), что предполагает их генетическую связь. В то же время, до сих пор существуют разные гипотезы образова-

ния магнезита и сидерита в карбонатных толщах: от осадочной до постмагматической. Этим, а также широким разнообразием Mg-Fe карбонатных пород в Башкирском мегантиклинории (БМА), являющимся удобным полигоном для разработки генетических моделей, определяется актуальность исследования данной проблемы.

Целью явилась разработка теоретических основ формирования крупных месторождений карбонатных Mg-Fe руд на примере объектов в терригенно-карбонатной последовательности типового разреза рифея, выяснение источников вещества и энергии, а также времени и процессов, определивших формирование этих руд. Задачи включали проведение типизации МКМ, а также сидеритовых месторождений, определение их возраста как сравнительно-геологическим, так и изотопными методами (Pb-Pb, Sm-Nd для карбонатных пород) и связи с этапами геологического развития региона, выяснение природы рудоносных растворов, корового и мантийного компонентов в их составе и роли эвапоритовых рассолов в рудных процессах с использованием распределения стабильных изотопов (^{13}C , ^{18}O , D, ^{34}S) и состава флюидных включений в рудных минералах. Результатом 30-летнего изучения явилось создание генетических моделей формирования МКМ, созданных на основе как комплекса геолого-минералогических и изотопно-геохимических данных, так и с помощью методов численного физико-химического моделирования.

Дискуссионность проблемы происхождения МКМ и сидерита в карбонатных толщах определяется различиями предлагаемых источников рудного вещества и механизмов рудоотложения. Осадочная гипотеза предполагала источник Mg и Fe из кор выветривания [Главнейшие..., 1993], гидротермально-метасоматическая – из постмагматических растворов [Заварицкий, 1920] и др., элизонно-катагенетическая [Анфимов, 1997] – собирание тонкорассеянного магнезита из вмещающих доломитов в рудные тела по латераль-секреционной гипотезе. Отметим декларативность упомянутых гипотез в доказательстве источника рудного компонента. Новый метод прецизионной ионной хроматографии вкупе с изучением солевого состава флюидных включений в магнезитах и сидеритах позволил выдвинуть инфильтрационно-рассольную модель (источник магния из эвапоритовых рассолов) на примере изучения МКМ Австрии [Prochaska, 2000]. Использование этого подхода для Mg-Fe карбонатов в БМА позволило нам создать термально-рассольную модель формирования МКМ Южно-Уральской провинции и сидеритов [Крупенин и др., 2017, 2021]. В обоих вариантах рассольных моделей приведены доказательства гидротермально-метасоматической природы оруденения на основании изучения взаимоотношений рудных тел и вмещающих карбонатных пород.

По нашим данным месторождения формировались задолго до палеозоя в отложениях типового разреза рифея (интервал 1750–600 млн лет) на востоке (в современных координатах) континента Балтики в составе Приуральской перикратонной впадины [Пучков, 2010]. Общая мощность отложений превышает 15 км. В интервале 1750–1000 млн лет мы выделяем повторение рифтового и надрифтового осадочных бассейнов в раннем и среднем рифее (Приуральская надрифтовая впадина) [Крупенин, 2021]. В позднем рифее сформировался обширный перикратонный прогиб, рассматриваемый как пассивная окраина Балтики. В настоящее время отложения Приуральской перикратонной впадины приурочены к БМА, входящему в герцинский Уральский ороген.

Заметный объем платформ занимают рифтогенные бассейны. В их строении выделяют две стадии: рифтовый бассейн и надрифтовую впадину [Беленицкая, 2007]. Рифтовый бассейн характеризуется линейной формой, большой мощностью вулканогенно-терригенных отложений; надрифтовый осадочный бассейн (НОБ) имеет более обширную площадь, высокую мощность глинисто-карбонатных отложений, на его развитие влияют глубинные рифтогенные процессы, характерна длительная сохранность захороненных бассейновых флюидов. Миграция флюидов в совокупности с эндогенным теплом служит главным фактором для

минерации НОБ. Влияние эпизодов эвапоритовой седиментации в НОБ приводит к образованию амагматических залежей полиметаллов, барита, флюорита (MVT, SedEx [Leach et al., 2010]). Новым, ранее не отмеченным рудным объектом в данном ряду, являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты.

В раннем рифее (бурзяний) рифтогенный бассейн представлен трахибазальтами (1750 млн лет, U-Pb, циркон) и грубообломочными отложениями айской свиты [Стратотип..., 1982] мощностью до 1.6 км. Он формировался в континентальных обстановках в ограниченных линейных грабенах. Вышележащий НОБ (синеклиза 1) представлен глинисто-карбонатными отложениями шельфа (саткинская и бакальская свиты) мощностью до 5 км, к которым приурочены крупнейшие месторождения магнезита (саткинский и бакальский уровни) и сидерита (Бакальская группа), а также Суранское месторождение флюорита.

В среднем рифее (юрматиний) линейный рифтогенный бассейн представлен трахибазальтами и трахилипаритами (1380 млн лет, U-Pb, циркон) с прослоями конгломератов машакской свиты мощностью до 3 км и серией крупных интрузивных тел. Вышележащий НОБ (синеклиза 2) сложен глинисто-карбонатными отложениями авзянской свиты мощностью до 1–3 км, с месторождениями Fe-магнезита, полиметаллов и барита (SEDEX). В карбонатных отложениях верхнего рифея рудные залежи отсутствуют.

Изучение состава флюидных включений в магнезитах и сидеритах типовых месторождений показало их рассольную природу, минерализация достигает 27 % CaCl₂-экв. [Крупенин, Кольцов, 2017], а данные ионной хроматографии водных вытяжек показали высокое содержание Br, подтверждающее формирование рудоносных флюидов из эвапоритовых рассолов [Prochaska, Krupenin, 2013].

В отложениях уральского рифея пласты эвапоритов отсутствуют, однако находки конкреций ангидрита и ряд литологических признаков указывают на их былое присутствие. Горизонты брекчий обрушения в доломитах и псевдоморфозы по гипсу свидетельствуют о полном растворении сульфатов в процессе биосульфат-редукции, которая подтверждается изотопно-легким составом серы в пиритах из таких брекчий (³⁴S в интервале от –16 до –5 ‰).

Среди месторождений кристаллического магнезита по особенностям химического состава, набору некарбонатных минералов и зональности залежей выделено два подтипа: саткинский (I) и исмакаевско-семибратский (II). МКМ I подтипа формировались при миграции в толщах эвапоритовых доломитов бурзяния магнезильного рассольного флюида, нагретого до ~250 °C в ходе машакского рифтогенного события (1380 млн лет). МКМ II подтипа образованы при внедрении в известняки бурзяния и юрматиния Fe-Mg рассолов, сформированных в глинистых толщах и нагретых до ~220 °C на этапе тектоно-термальной активизации в авзянское время (~1250 млн лет). Методами численного физико-химического моделирования верифицированы параметры метасоматоза [Крупенин, Кольцов, 2017].

Месторождения гидротермально-метасоматического сидерита Бакальской группы образованы при внедрении в известняки одноименной свиты захороненных Mg-Fe рассолов, испытавших взаимодействие с глинистыми породами на предзильмердакском этапе (~1000 млн лет) тектоно-термальной активизации в надрифтовом бассейне в западном борту Машакского грабена. При Mg-Fe метасоматозе по известняковому протолисту возникала зональность: доломит-анкерит-сидерит при температурах преобразований в центральной части Бакальского рудного поля 250–270 °C, в периферической – не выше 190–220 °C.

Возникновение месторождений метасоматических магнезитов и сидеритов в рифейских толщах БМА обусловлено климатическим, литогенетическим, структурным и геодинамическим факторами. Их уникальное сочетание определяет критерии для поисков крупных объектов данного генетического типа. Позиция месторождений не связана с палеозойской линейной складчатостью и приурочена к трем этапам термально-рассольной активизации в

надрифтовой впадине на пассивной окраине палеоконтинента Балтика в позднем протерозое: I – Машакский (1400–1350 млн лет), магнезиты Саткинского и Бакальского рудных полей, плюм-связанный этап; II – Авзянский (1250–1200 млн лет), флюориты, Fe-магнезиты, барит и полиметаллы, вне связи с магматизмом; III – Предзильмердакский (1000–950 млн лет), сидериты Бакальского рудного поля, (анкериты, гематит?), вне связи с магматизмом.

Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№123011800013-6).

Литература

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.

Беленицкая Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеохимического районирования и картирования осадочного чехла территории России // Литосфера. 2007. № 5. С. 3–37.

Главнейшие магнезитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.

Заварицкий А.Н. Результаты исследований магнезитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. // Горное дело. 1920. № 2/3. С. 37–39.

Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 1. С. 17–40.

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Червяковская М.В., и др. Источник рудных флюидов и Sm–Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 4. С. 334–363.

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

Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1982. 176 с.

Leach D., Taylor R.D., Fey D.L., Diehl, S.F., Saltus R.W. Deposit model for Mississippi valley-type lead-zinc ores. Sci. Investig. Rep., 5070–A, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2010. 52 p.

Prochaska W. Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. Vol. 32. P. 543–548.

Prochaska W., Krupenin M.T. Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107. № 1. P. 53–65.

Д.Л. Конопелько

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

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Апатитоносные ультрамафиты в составе лампрофир-гранитоидных интрузий

D.L. Konopelko

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

Apatite-bearing ultramafic rocks in lamprophyre-granitoid intrusions

Abstract. The complex of small lamprophyre-granitoid intrusions of the NW Ladoga region is part of a 600-km belt of postorogenic granitoids that were emplaced at ~1.8 Ga in a strip stretching from the Åland Islands in the west to Lake Ladoga in the east. The rocks of lamprophyre-granitoid intrusions vary in

composition from ultramafic calc-alkaline apatite-bearing K lamprophyres to HiBaSr granites. The P content of most mafic rocks of the complex is high and relatively constant (75 % of the analyzed samples contain 3.0–4.5 % P_2O_5). These concentrations correspond to the apatite saturation level established for high-temperature low- SiO_2 basic magmas. The presence of P-rich mafic rocks may indicate the presence of P-rich mineral phases (e.g., fluorapatite) in their mantle source.

Комплекс малых лампрофир-гранитоидных интрузий северо-западного Приладожья является частью 600-км пояса посторогенных гранитоидов, внедрившихся на рубеже 1.8 млрд лет в полосу, простирающейся от Аландских островов на западе до Ладожского озера на востоке [Konopelko, Eklund, 2003]. Породы лампрофир-гранитоидных интрузий варьируют по составу от ультрамафических известково-щелочных апатитоносных калиевых лампрофиров до HiBaSr гранитов и образуют шохонитовую серию с содержаниями $K_2O + Na_2O > 5\%$, $K_2O/Na_2O > 0.5$ и $Al_2O_3 > 9\%$ при широких вариациях содержаний SiO_2 (32–70 %). Относительно высокий магнезиальный номер мафических пород указывает на возможное происхождение из мантийного источника. Однако необычно высокие концентрации Ba, Sr и ЛРЗЭ и относительно низкие содержания Cr, Ni и Co позволяют предположить, что их источник был обогащен в результате мантийно-корового взаимодействия и/или мантийного метасоматоза. Содержание летучих компонентов в мафических породах, а также высокие соотношения Sr/Sm, Sm/Hf, La/Nb и P_2O_5/TiO_2 свидетельствуют о том, что мантийный источник был метасоматизирован флюидами, богатыми CO_2 , F и H_2O [Eklund et al., 1998].

Результаты поисковых работ на апатит показывают, что содержание P в наиболее мафических породах комплекса высокие и относительно постоянные (75 % проанализированных образцов содержат 3.0–4.5 мас. % P_2O_5). Такие концентрации соответствуют уровню насыщения апатитом, установленному для высокотемпературных основных магм с низким содержанием SiO_2 . Наличие насыщенных фосфором мафических пород может указывать на присутствие в их мантийном источнике минеральных фаз, богатых P (например, фторапатита). Вариации состава пород в пределах комплекса объясняются фракционной кристаллизацией. Хотя все породы комплекса сильно обогащены P_2O_5 , ЛРЗЭ, Ba и Sr, содержание этих элементов снижается с увеличением содержания SiO_2 [Konopelko et al., 1998].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-27-00283).

Литература

Eklund O., Konopelko D., Rutanen, H. et al. 1.8 Ga Svecofennian postorogenic shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 87–108.

Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // *Precambrian Research*. 2003. Vol. 120. P. 37–53.

Konopelko D., Eklund O., Ivanikov V. 1.8 Ga phosphorus-rich lamprophyre-granitoid complexes in the Fennoscandian shield: parental magmas and fractionation paths // *Proceedings of the International Conference: Genetic significance of phosphorus in fractionated granites. Acta Univ. Carolinae – geol.* 1998. Vol. 42 (1). P. 51–54.

**Укская свита верхнего рифея Южного Урала:
возраст, обстановки седиментации, рудогенез**
(научный руководитель – член-корр. РАН А.В. Маслов)

S.A. Dub
*Zavaritsky Institute of Geology and
Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia*

**Upper Riphean (Neoproterozoic) Uk Formation of South Urals:
age, sedimentation conditions, and ore genesis**

Abstract. It is established that the Uk Formation is older than ~717 Ma. Sediments in a stratotypical section accumulated in distal environments of sedimentary basin. Stromatolites, which make up a significant volume of the stratotypical section were formed below the fair-weather wave base. The weak Ce anomaly (Ce/Ce* 0.95–1.07) of rocks indicates anoxic conditions of the basin of a passive margin of Baltica (Rodinia) in the Late Riphean. The Srednyaya Arsha iron deposit is located in the vicinity of the Tirlyan village (Republic of Bashkortostan) and confined to the Uk Formation and belongs to the Alapaevsk-type iron deposits.

Введение. Укская свита Башкирского мегантиклинория (БМА) на Южном Урале завершает разрез каратауской серии и представляет собой важный объект при изучении эволюции органического мира позднего докембрия и выявления причин глобальных климатических изменений в контексте геологической истории Урала. По результатам исследований этого стратона в 2017–2023 гг. были получены следующие выводы.

1. Укская свита сформировалась до наступления глобального оледенения Стёрт (~717–660 млн лет). В данном случае стратиграфическое значение имеют специфические осадочные текстуры *Molar tooth* (МТ), широко распространенные в карбонатных породах свиты, но практически отсутствующие в отложениях моложе 717 млн лет. Эти текстуры представляют собой раннедиагенетические образования ленточной, червеобразной, веретеноподобной или нитевидной формы (чаще всего в виде трещин), сложенные, как правило, равномерно-кристаллическим микроспаритом [James et al., 1998; Shields, 2002; Hodgskiss et al., 2018].

2. Отложения укской свиты, вскрытые в стратотипическом разрезе на западном крыле Сулеймановской антиклинали БМА, накапливались в наиболее удаленных от берега обстановках по сравнению с отложениями в западных и юго-западных структурно-тектонических зонах – Алатауском антиклинории и Инзерском синклинории. Нижнеукская подсвита в стратотипе имеет терригенно-карбонатный состав, тогда как в других разрезах преобладают терригенные отложения, накапливавшиеся в проксимальных обстановках палеобассейна. Карбонатная верхнеукская подсвита в стратотипе представлена, в основном, строматолитовыми постройками, которые формировались в обстановках ниже базиса действия обычных волн (ниже границы внутреннего и среднего рампа) в условиях постепенного подъема уровня моря и периодического воздействия штормов.

3. Известняки укской свиты, характеризующиеся гидрогненным распределением РЗЭ (с величинами Nd_{sn}/Yb_{sn} в пределах 0.15–0.6 (sn – shale normalized, нормированные на по-старшейский австралийский сланец (PAAS) [McLennan, 1989]), $Y/No > 36$, $\Sigma PЗЭ < 10$ г/т,

Eu/Eu* >0.90), могут быть использованы для реконструкции редокс-параметров среды седиментации. Цериевая аномалия в них практически отсутствует (Ce/Ce* 0.95–1.07), что указывает на бескислородные обстановки в позднем рифее в бассейне пассивной окраины Балтики (входившей тогда в состав Родинии) и согласуется с мировыми данными об анаэробном довендском океане.

Возраст. Для нижеуекской подсвиты по глаукониту получены датировки 688 ± 10 млн лет [Горожанин, Кутявин, 1986], а также 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет [Зайцева и др., 2008]. С другой стороны, для известняков укской свиты характерны достаточно низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70535–0.70611 [Кузнецов и др., 2003, 2018]), не типичные для пост-стёртских отложений [Chen et al., 2022]. Значимым аргументом в пользу более древнего возраста свиты служат данные о стратиграфическом распределении т. н. «фаций конкретного времени» (*time specific facies* [Walliser, 1996; Schindler, 2012]). В качестве образований такого рода в известняках укской свиты выступают многочисленные МТ текстуры. Считается, что эти текстуры практически полностью исчезают из геологической летописи на уровне ~717 млн лет [James et al., 1998; Shields, 2002; Hodgskiss et al., 2018] в связи с наступлением глобального оледенения Стёрт. Данные о возрасте подтверждаются и датировками, полученными по вулканическим породам аршинской серии [Краснобаев и др., 2012], перекрывающей каратаускую серию на восточном крыле БМА.

Фацции. В стратотипическом разрезе нижеуекская подсвита подразделена на три, а верхнеуекская – на четыре толщи («пачки» с географическим названием). Данные литолого-фациального анализа пород стратотипа позволяют предполагать смену обстановок в раннеуекское время от прибрежно-морских терригенных к мелководно-морским терригенно-карбонатным за счет колебаний относительного уровня моря и, вероятно, изменений климата. Тонкостолбчатые строматолиты в основании верхней подсвиты возникли в зоне нижней литорали – верхней сублиторали под влиянием течений, переносящих терригенный материал, тогда как вышележащие органогенные постройки толстостолбчатых строматолитов формировались уже в обстановках ниже базиса действия обычных волн, т. е. ниже границы внутреннего и среднего рампа. Между постройками присутствуют пакеты слоистых известняков, представляющие собой отложения периодических штормовых течений. Во время накопления осадков слоистой толщи, фактически разделяющей два строматолитовых биострома, доминировали обстановки внутреннего рампа – верхней части среднего рампа. В целом, последовательность отложений отвечает трансгрессивному тренду в развитии бассейна. Замедление темпов подъема уровня моря или его падение соответствует времени образования толщи слоистых отложений, несущих признаки воздействия обычных и штормовых волн.

Редокс-обстановки. Проанализированы нормированные на PAAS спектры РЗЭ валовых проб известняков (50 обр.) и различных кислотных вытяжек из них (47 проб). Из всей коллекции для оценки редокс-параметров среды отобрано только небольшое количество проб (7 из 97). Они представлены ультрархистыми известняками или кислотными вытяжками без контаминации некарбонатными фазами со спектрами РЗЭ, унаследованными от морской воды. О присутствии некарбонатных минералов-концентраторов РЗЭ могут свидетельствовать содержания $\Sigma\text{РЗЭ}$ более 10 г/т, а выраженная отрицательная Eu аномалия указывает на примесь терригенного/глинистого материала. Гидрогенные спектры РЗЭ при нормировании на глинистые сланцы характеризуются обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких (отношение $\text{Nd}_{\text{sn}}/\text{Yb}_{\text{sn}}$ 0.15–0.6) в связи с формированием тяжелыми РЗЭ более устойчивых комплексов в слабощелочной морской воде, а также значениями Y/No свыше 36 ввиду более продолжительного времени пребывания в океане Y, чем No. В пробах, удовлетворяющих названным критериям, значения Ce/Ce* составляют 0.95–1.07 (отношение Ce/Ce* вычислено без учета концентраций La, а Eu/Eu* – без учета содержаний Gd [Lawrence et al., 2006]). По-

лученные результаты согласуются с представлениями о господстве бескислородных условий практически во всей водной толще позднерифейского океана, включая и мелководные шельфовые моря, при всей известной «мозаичности» (с учетом (полу)изолированных бассейнов) редокс-обстановок в то время [Маслов, Подковыров, 2018].

Рудогенез. На восточном крыле БМА к полю распространения карбонатных пород укской свиты приурочено Средне-Аршинское месторождение железных руд, находящееся в урочище Рудник к северу от с. Тирлян (Республика Башкортостан). Месторождение представлено двумя залежами бурых железняков среди охристых глин [Салихов и др., 2008]. Рудные тела вытянуты в северо-западном направлении. На поверхности они имели площадь 75×275 и 100×275 м, распространяясь на глубину 50 м и более. Бурые железняки плотные, ноздреватые или натечные («стеклянные головы»), реже тонкопористые и брекчиевидные (с крупными обломками кварца). Сейчас в урочище можно видеть два затопленных карьера. Борты юго-западного карьера представлены скальными выходами мраморизованных известняков укской свиты. Диагностированы слоистые разности с реликтами МТ текстур и массивные строма-толитовые известняки. Несмотря на высокую степень преобразований, текстурные особенности позволяют сопоставлять отложения с двумя конкретными толщами верхней подсвиты стратотипического разреза. По комплексу признаков Средне-Аршинское месторождение относится к месторождениям железных руд алапаевского типа [Холодов и др., 2012]. По всей видимости, его возникновение связано с процессами инфильтрации и карстообразования: миграцией кислых вод (коллоидного раствора) и последующим осаждением из них железа в виде (окси)гидроксидов на геохимическом барьере – при попадании в щелочную среду карбонатных толщ (карстовая «ловушка»).

Исследования проведены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ 123011800013-6) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00062).

Литература

- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // В кн.: Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60–63.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3. С. 207–231.
- Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Ларионов Н.Н., Беликова Г.И. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (железные руды). Уфа: Гилем, 2008. 148 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Голубовская Е.В. Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 1. Фациальные группы осадочных руд, их литология и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 503–531.
- Chen X., Zhou Y., Shields G. Progress towards an improved Precambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // Earth-Science Reviews. 2022. Vol. 224. 103869.

Hodgskiss M.S.W., Kunzmann M., Poiriere A., Halverson G.P. The role of microbial iron reduction in the formation of Proterozoic molar tooth structures // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 482. P. 1–11.

James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G. Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the Mid- to Late Proterozoic // *Journal of Sedimentary Research*. 1998. Vol. 68. P. 716–722.

Lawrence M.G., Greig A., Collerson K.D., Kamber B.S. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // *Aquatic Geochemistry*. 2006. № 12. P. 39–72.

McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // In: *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* / Eds. B.R. Lipin, G.A. McKay. Mineralogical Society of America, 1989. P. 169–200.

Schindler E. Time-specific facies – a great concept introduced by a great man: Otto H. Walliser // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. Vol. 3–5. P. 367–368.

Shields G.A. «Molar-tooth microspar»: A chemical explanation for its disappearance ~750 Ma // *Terra Nova*. 2002. Vol. 14. P. 108–113.

Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // In: *Global Events and Event Stratigraphy* / Ed. Walliser O.H. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1996. P. 225–250.

ЧАСТЬ 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОБСТАНОВКАХ

В.А. Симонов

*Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kotlyarov@igm.nsc.ru*

Условия минералообразующих процессов в современных океанических областях

V.A. Simonov

*Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Conditions of mineral-forming processes in modern oceanic regions

Abstract. Based on the model objects in the Atlantic and Pacific oceans, the conditions of mineral-forming processes are determined. Studies of melt inclusions, basalts and glasses revealed the features of the evolution of different types of magmatic systems (N-MORB, E-MORB, OIB) in Central (15°20' Fracture Zone) and South (Bouvet region) Atlantic. The metamorphic rocks in area of the Vema Fracture Zone (Central Atlantic) formed at high pressures (2.8–6.3 kbar). The analysis of melt inclusions showed that the boninites of the Izu-Bonin island arc formed from a specific boninitic magma. Data on fluid inclusions indicate *PT*-parameters of black smoker hydrothermal ore-forming systems at the 15°20' Fracture Zone (Central Atlantic) and Manus Basin (Pacific Ocean).

Для выяснения условий формирования палеоокеанических комплексов в складчатых поясах необходим сравнительный анализ с данными по эталонным ассоциациям в современных океанах. К настоящему времени опубликован большой объем информации по магматизму и рудам в современных океанических областях и возникают значительные трудности при поисках объектов для сравнения. Наиболее оптимальной основой выбора эталонов могут служить результаты исследований каменного материала, большая часть которого собрана в структурах Атлантического океана непосредственно при участии автора. В случае гидротермальных рудообразующих полей Логачев (Центральная Атлантика) и Венский лес (бассейн Манус, Тихий океан) изучены образцы, предоставленные академиками РАН Н.С. Бортниковым и А.П. Лисицыным. Результаты исследования приведены в совместных публикациях [Симонов и др., 1997; Симонов и др., 2002; Бортников и др., 2011].

Зона разлома 15°20' (Центральная Атлантика) интерпретируется как область тройного сочленения Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской плит [Bougault et al., 1988]. Здесь установлена геохимическая аномалия с повышенными содержаниями в магмах литофильных элементов и воды, а также выявлено широкое распространение мантийных гипербазитов. Особый интерес представляют сульфидные руды, первые находки которых были сделаны во время 9-го рейса НИС «Антарес» в 1990 г. [Геологические..., 1991]. В последующие годы здесь было открыто гидротермальное поле Логачев с черными курильщиками, которое привлекало многих исследователей [Cherkashov et al., 2000; Богданов, Сагалевич, 2002; Fouquet et al., 2008; Бортников и др., 2011].

Согласно распределению K_2O в базальтовых стеклах по площади района разлома $15^{\circ}20'$ выделяются два максимума, связанных с проявлениями обогащенного магматизма типа E-MORB. Один из них приурочен к восточному участку сочленения рифтовой долины и разломного трога, а другой – располагается около 14° с.ш. Исследования расплавных включений совместно с данными по базальтовым стеклам и базальтам показали существенные отличия составов двух магматических систем в районе разлома $15^{\circ}20'$: нормальных типа N-MORB и аномально обогащенных типа E-MORB. Среди обогащенных комплексов выделяются группы, отличающиеся путями дифференциации при подъеме магмы к поверхности. В одних случаях глубинные расплавы с широкими вариациями геохимических параметров при подъеме плавно меняли свой состав с падением, прежде всего, содержания MgO до минимума в базальтовых стеклах. Во втором случае дифференциация расплавов с падением содержания MgO происходила в эндогенных условиях, а затем при переходе к поверхности дна океана, где образовывались базальты, и высокие содержания MgO сохранялись на фоне резкого накопления других компонентов.

В сульфидных рудах гидротермального поля Логачев найдены флюидные включения в ангидрите, который, судя по взаимоотношениям с сульфидами, формировался совместно с ними из единого рудообразующего раствора [Симонов и др., 1997; Бортников и др., 2011]. Криометрический анализ включений показал, что выделяется основная группа с соленостью (5.8–7.9 мас. %), значительно превышающей соленость морской воды. Термометрические эксперименты свидетельствуют о трех интервалах истинных температур (с учетом поправок на давление) растворов: 170–200, 210–240 и 250–280 °С. Установлены также и более высокие температуры (до 315–350 °С), близкие к температурам, измеренным для рудоносных флюидов, изливающихся из сульфидных построек гидротермального поля: 359 и 320 °С [Fouquet et al., 2008].

Район разлома Вима (Центральная Атлантика) является уникальным объектом для исследования магматических систем, сформировавших океаническую литосферу. Судя по данным, полученным с помощью глубоководных обитаемых аппаратов «Наутилус» [Auzende et al., 1989], в южном борту разлома наблюдается практически ненарушенный офиолитовый разрез океанической коры и верхней мантии на протяжении более 270 км. Для района разлома Вима характерно широкое развитие новообразованных амфиболсодержащих метаморфических парагенезисов [Пейве и др., 2001]. На основе состава амфиболов рассчитаны высокие давления для формирования метапород (2.8–6.3 кбар), что свидетельствует о возможности образования метаморфических пород типа амфиболитов (встречающихся в древних офиолитах) не в процессах регионального метаморфизма, а еще на начальных стадиях формирования палеоокеанических структур.

Район острова Буве (Южная Атлантика). Изучены образцы, отобранные в 18-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», впервые проведенном с такой детальностью в районе тройного сочленения Буве [Пейве и др., 1995; Симонов, Колобов, 1995]. По значениям отношений редких (Nb/Zr) и редкоземельных (La/Yb) элементов в базальтах выделяются различные морфоструктуры с контрастными типами магматических систем. Рифтовая зона характеризуется минимальными значениями элементов. Яркий максимум отвечает району непосредственно около о-ва Буве (с магматизмом типа OIB) и продолжается на северо-восток. В его пределах отчетливо проявляется локальный минимум, соответствующий развитию более примитивных магматических систем собственно рифтовой зоны. Обширные минимумы значений Nb/Zr и La/Yb располагаются в центральной части разлома Буве, где отсутствует влияние плюмового магматизма острова Буве.

Идзу-Бонинская островная дуга (Тихий океан) протягивается почти на 900 км с севера на юг от Японских островов. По петрохимическим и геохимическим характеристикам сла-

гающих ее вулканических пород она относится к примитивным энсиматическим островным дугам, формирующимся на океанической литосфере. Именно в Идзу-Бонинской дуге еще в 1891 г. впервые были установлены своеобразные породы, названные бонинитами [Petersen, 1891]. Как показали дальнейшие исследования, бониниты приурочены практически исключительно к структурам примитивных энсиматических островных дуг и, соответственно, они приобрели ключевое значение при анализе палеогеодинамики складчатых поясов.

Наиболее характерной особенностью составов бонинитов является сочетание высокой магнезиальности и повышенного содержания SiO_2 . Наши исследования показали, что по соотношению MgO-SiO_2 составы расплавных включений в ортопироксене из бонинитов Идзу-Бонинской дуги располагаются в поле пород бонинитовых серий из островодужных систем западной части Тихого океана. Анализ включений показал, что бониниты не являются случайным сочетанием магнезиальных вкрапленников пироксена и достаточно кислого расплава, а образуются в результате кристаллизации специфической «бонинитовой» магмы.

Задуговой бассейн Манус (Тихий океан) также привлекает к себе внимание в связи с обнаружением на его дне современных сульфидных рудообразующих систем. Наиболее детально исследовалось поле Венский лес, расположенное на глубине около 2500 м [Лисицын и др., 1992]. Физико-химические параметры гидротермальных рудообразующих процессов в бассейне Манус были определены с помощью анализа флюидных включений в минералах из сульфидных руд [Симонов др., 2002]. Установлено, что барит и ангидрит кристаллизовались из близких по составу ($\text{NaCl} + \text{KCl}$) и содержанию солей (до 7.2–7.6 мас. %) растворов. С учетом поправок на давление температуры образования ангидрита составляют 242–285 °С. Эти данные согласуются с температурой рудоносного флюида (275 °С [Лисицын и др., 1992]), изливающегося из активной трубы на дне бассейна Манус, что является дополнительным критерием достоверности параметров, получаемых с помощью флюидных включений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

Литература

Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М. Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» М.: Научный мир, 2002. 304 с.

Бортников Н.С., Симонов В.А., Амплиева Е.Е. и др. Физико-химические условия гидротермальных рудообразующих систем «черных курильщиков», ассоциирующих с мантийными гипербазитами в Центральной Атлантике // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1790–1801.

Геологические исследования в Центральной Атлантике / Под ред. В.Н. Шаропова, В.А. Симонова. Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1991. 192 с.

Лисицын А.П., Крук К., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальное поле рифтовой зоны бассейна Манус // Известия РАН. Серия геологическая. 1992. № 10. С. 34–55.

Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.

Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение и деформации пограничной зоны кора – мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.

Симонов В.А., Бортников Н.С., Лисицын А.П. и др. Физико-химические условия минералообразования в современной гидротермальной постройке «Венский лес» (задуговой бассейн Манус, Тихий океан) // Металлогения древних и современных океанов-2002. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 61–68.

Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 48–54.

Симонов В.А., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Муравьев К.Г. Физико-химические условия современных гидротермальных рудообразующих систем (черные курильщики) в Центральной Атлантике // Геология морей и океанов. Т. 2. М.: ИО РАН, 1997. С. 182.

Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E. et al. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // *Nature*. 1989. Vol. 337. N. 6209. P. 726–729.

Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 88. P. 27–36.

Cherkashov G.A., Ashadze A.M., Gerbruk A.V. New fields with manifestation of hydrothermal activity in the Logatchev area (14°N, Mid-Atlantic Ridge) // *InterRidge News*. 2000. V. 9. P. 26–27.

Fouquet Y., Cherkashov G., Charlou J.L. et al. Serpentine cruise – ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge: First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields // *InterRidge News*. 2008. V. 17. P. 15–19.

Petersen J. Beitrage zur Petrographic Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshimja // *Jahrb. Hamburg, Wiss. Anst.*, 1891. Bd 8. S. 25.

И.Ю. Мелекесцева

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

Гидротермальные сульфидные поля, ассоциирующие с внутренними океаническими комплексами: связаны ли они все с ультрамафитами?

I.Yu. Melekestseva

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

Hydrothermal sulfide fields associated with oceanic core complexes: are they all ultramafic-related?

Abstract. The mineralogical-geochemical peculiarities of massive sulfides from hydrothermal sulfide fields related to oceanic core complexes of the Mid-Atlantic Ridge are analyzed. In spite of spatial association of hydrothermal fields with oceanic core complexes, many fields exhibit no genetic link with mantle rocks. Some peculiarities reflect the magmatic contribution or could also be related to the involvement of E-MORBs and felsic rocks from deep parts of the oceanic core complex to the recycling process.

Введение. В настоящее время известно два типа гидротермальных сульфидных полей, приуроченных к медленным и ультрамедленно-спрединговым хребтам: поля, ассоциирующие с базальтами (ТАГ, Брокен Спур, Снейк Пит, Краснов и др.) и ультрамафитами (Логачев, Рейнбоу, Ашадзе и др.) [Fouquet et al., 2010]. Выходы ультрамафитов маркируют присутствие внутренних океанических комплексов (ВОК), которые выводят на морское дно мантийные породы по разломам типа детачмент [Escartín et al., 2008]. Их сложное геологическое строение приводит к тому, что гидротермальные поля, связанные с выходами ВОК, отличаются друг от друга в пределах одного ВОК, а также от сульфидных полей других ВОК. В данной работе эта проблема рассмотрена на примере гидротермального узла Семенов.

Краткая характеристика объектов. Гидротермальный сульфидный узел Семенов (13°30' с.ш.) в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) открыт в 2007 г. в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Beltenev et al., 2007]. Узел находится между разломами Зеленого мыса и Марафон в западном борту рифтовой долины на глубинах от 2400 до 2950 м и приурочен к выходу ВОК, вытянутому по широте примерно на 10 км при ширине около 4.5 км [MacLeod et al., 2009]. Узел состоит из пяти субширотно расположенных гидротермальных полей [Beltenev et al., 2007, 2009]. С поверхности ВОК драгированы серпентинизированные

и оталькованные перидотиты и редкие габброиды [Перцев и др., 2012]. В тектонической зоне контроля гидротермальных полей Семенов-1, -2, -5 и -3 обнаружены плагиограниты, диориты и тоналиты, которые рассматриваются как вероятные продукты частичного плавления базитового материала или реликтов континентальной коры в глубинных частях гидротермальных систем [Aranovich et al., 2023]. Основные и ультраосновные породы драгированы на полях Семенов-1, -2 и -5, тогда как на полях Семенов-3 и -4 были подняты только базальты [Beltenev et al., 2007, 2009].

Руды полей Семенов-1, -3 и -4 отличаются марказит-пиритовым составом с высоким содержанием барита (до 20 об. %) и опала [Мелекесцева и др., 2010; Melekestseva et al., 2014, 2018]. Сульфиды Cu, Zn и Pb являются акцессорными минералами. Руды содержат высокие концентрации Fe (до 43.54 %), Ba (до 3.48 %), Sr (до 623 г/т), SiO₂ (до 47.38 %) и низкие – Cu (до 0.56 %), Zn (до 0.11 %), Pb (до 0.02 %), Co (до 0.0048 %), Ni (до 0.0083 %), Ag (до 70.8 г/т) (поле Семенов-1). По данным ЛА-ИСП-МС, содержания Co и Ni (типоморфных элементов ультрамафитов) в разных генерациях дисульфидов Fe, в среднем, составляет 0.01–14 г/т Co и 0.01–1.32 г/т Ni. В обломках крупнокристаллического пирита сульфидных брекчий поля Семенов-3 содержания Co и Ni достигают 1145 и 375 г/т, соответственно.

Руды поля Семенов-5 представлены массивными марказит-пиритовыми и прожилково-вкрапленными халькопирит-пиритовыми рудами в гидротермально-измененных ультрамафитах [Firstova et al., 2022]. Руды характеризуются высокими содержаниями Fe (до 44.50 %), варьирующими – Cu (0.11–16.6 %), низкими – Zn (до 0.19 %) и повышенными – Co (859–1600 г/т) и Ni (958–1610 г/т) в прожилково-вкрапленных рудах и умеренными и низкими (9.3–509 и 4.0–45 г/т, соответственно) – в массивных. Химический состав пирита из прожилково-вкрапленных и массивных руд в ультрамафитах поля Семенов-5 отличается от такового из других полей гидротермального узла повышенными содержаниями Co (до 2.97 мас. %) и Ni (до 2.01 мас. %).

Руды поля Семенов-2 представлены медно-цинковыми разностями с халькопиритом, изокубанитом и сульфидами Zn и высокими содержаниями Cu (до 19.33 %), Zn (до 18.32 %), Au (до 188 г/т), Ag (до 1788 г/т), Cd (до 1347 г/т), SiO₂ (до 29.62 %), повышенными – Te (до 34.7 г/т) и низкими – Co (до 0.011 %) и Ni (до 0.003 %) [Melekestseva et al., 2017]. Отличительной особенностью руд поля Семенов-2 является присутствие акцессорных минералов Te (мелонит, теллуровисмутит, гессит, алтаит, калаверит, Te-содержащая блеклая руда), Se (клаусталит, науманнит), Sb (ауростибит) и Co (кобальтин) [Firstova et al., 2019].

Обсуждение. Низкие содержания Co и Ni в рудах и минералах полей Семенов-1, -2, -3 и -4 по сравнению, например, с таковыми в рудах полей Логачев, Ашадзе или Рейнбоу, которые подстилаются ультрамафитами [Fouquet et al., 2010], свидетельствуют об отсутствии генетической связи образования этих руд с ультрамафитами. Генетическая связь с ультрамафитами (прожилково-вкрапленные и массивные сульфиды в измененных перидотитах) прослеживается только на поле Семенов-5.

Высокие содержания Ba, Sr и SiO₂ в рудах полей Семенов-1, -2, -3 и -4 типичны для руд гидротермальных полей Лаки Страйк и Менез Гвен, связанных с Азорской горячей точкой и базальтами типа E-MORB [Fouquet et al., 1994]. Термодинамическое моделирование образования марказит-пиритовых руд, обогащенных баритом, показало их формирование в системе базальт/морская вода при добавлении магматического газа и невозможность их образования в системе перидотит/морская вода даже при добавлении магматического газа [Melekestseva et al., 2014]. Необходимо отметить данные по химическому составу гидротермальных образцов с неактивного поля Рейнбоу-2 с высокими содержаниями Ba (16.20 мас. %) и Pb (20987 г/т) [Fouquet et al., 2010], что ставит под вопрос связь рудообразования с ультрамафитами на поле Рейнбоу-2.

Повышенные содержания Те и присутствие теллуридов в рудах поля Семенов-2 могут указывать на вовлечение в рудообразование кислых пород из глубинной части ВОК. Так, например, на колчеданных месторождениях Урала высокие содержания Те (30 г/т) и теллуриды более типичны для месторождений, формирующихся на кислом основании [Maslennikov et al., 2013].

Закключение. Несмотря на пространственную приуроченность гидротермальных полей узла Семенов к структуре ВОК с мантийными породами, генетическая связь рудообразования с ультрамафитами не прослеживается на большинстве изученных объектов. Все гидротермальные поля обнаруживают вещественные признаки базальтового субстрата [Перцев и др., 2012]. Это отличается от гидротермальных полей, связанных с подобными структурами в других частях САХ (например, Логачев, Рейнбоу, Ашадзе), где связь с ультрамафитами выражена в сильно восстановительных условиях рудообразования и соответствующих минералого-геохимических особенностях руд: в частности, присутствии обильного пирротина [Fouquet et al., 2010]. Содержания и геохимические отношения химических элементов (главных и элементов-примесей) и рудные минеральные ассоциации гидротермальных полей узла Семенов подчеркивают главный вклад основных, а, возможно, и кислых пород из глубинных горизонтов ВОК. Вовлечение кислых дифференциатов в рециклинговую ячейку также предполагается для гидротермальной системы г. Джордан в Юго-Западном Индийском хребте [Nayak et al., 2014]. Некоторые особенности (например, отрицательный изотопный состав S сульфидов некоторых полей, присутствие CO₂ и SO₂ во флюидных включениях [Melekestseva et al., 2014, 2017]) также отражают магматический вклад в рудообразование.

Автор глубоко благодарен В.Н. Иванову, В.Е. Бельтеневу и И.И. Рождественской за возможность участия в рейсе № 30 НИС «Профессор Логачев» и отбора образцов для исследований.

Литература

- Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Иванов В.Н. и др. Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Литосфера. 2010. № 2. С. 47–61.
- Перцев А.Н., Бортников Н.С., Власов Е.А. и др. Современные колчеданные залежи рудного района Семенов (Срединно-Атлантический хребет, 13°31' с.ш.): характеристика ассоциирующих пород внутреннего океанического комплекса и их гидротермальных изменений // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 400–415.
- Aranovich A.Y., Pertsev A.N., Girmis A.V. и др. Basalts from MAR at 13°15'–13°40' N: What mixed? // Lithos. 2023. Vol. 462–463. #107424.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9–10.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. New data about hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge between 11°–14° N: 32nd cruise of R/V Professor Logatchev // InterRidge News. 2009. Vol. 18. P. 14–18.
- Escartín J., Smith D.K., Cann J. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // Nature. 2008. Vol. 455. № 9. P. 790–795.
- Firstova A., Stepanova T., Sukhanova A. et al. Au and Te minerals in seafloor massive sulphides from Semyenov-2 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // Minerals. 2019. Vol. 9. #294.
- Firstova A., Cherkashov G., Stepanova T. et al. New data for the internal structure of ultramafic-hosted seafloor massive sulfides (SMS) deposits: case study of the Semenov-5 hydrothermal field (13°31' N, MAR) // Minerals. 2022. Vol. 12. #1593.
- Fouquet Y., Charlou J.-L., Costa I. et al. A detailed study of the Lucky Strike hydrothermal site and discovery of a new hydrothermal site: Menez Gwen; preliminary results of the DIVA1 Cruise (5–29 May, 1994) // InterRidge News. 1994. Vol. 3(2). P. 14–17.

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 deposits // Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Rona P.A., Devey C.W., Dymont J., Murton B.J. (Eds.) AGU Geophys. Monograph, 2010. P. 321–368.

MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 287. P. 333–344.

Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., et al. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107. P. 67–99.

Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // Marine Geology. 2014. Vol. 349. P. 37–54.

Melekestseva I., Maslennikov V., Safina N. et al. Sulfide breccias from the Semenov-3 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: authigenic mineral formation and trace element pattern // Minerals. 2018. Vol. 8(8). P. 321.

Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A. et al. Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 741–773.

Nayak B., Halbach P., Pracejus B., Münch U. Massive sulfides of Mount Jourdanne along the super-slow spreading Southwest Indian Ridge and their genesis // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 63. P. 115–128.

К.А. Кукса

*Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
katerina.kuksa@spbu.ru*

**Оценка количества взвеси материала гидротермального плюма
в металлоносных осадках рудного узла Семенов
(Срединно-Атлантический хребет)**

К.А. Кукса

St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

**Estimation of the amount of plume particulates in metalliferous sediments from
the Semenov hydrothermal sulfide cluster (Mid-Atlantic Ridge)**

Abstract. Mineralogical and geochemical features of three cores of proximal metalliferous sediments from the Semenov hydrothermal sulfide cluster were studied in order to decipher the evolution of fluid discharge. Iron has a dual origin in core sediments: from hydrothermal plume fallout and mass-wasted sulfide deposits. A novel approach of quantitatively assess the relative amount of plume fallout matter allowed us to reconstruct the temporal variations of hydrothermal activity within the Semenov-1, 2 and 4 fields, which lasted permanently for about ~43 kyr with varying intensity.

Металлоносные осадки, ассоциирующие с современными гидротермальными системами, являются важнейшими хранителями летописи истории гидротермальной деятельности. В то время как результаты изучения сульфидных руд, формирующихся вокруг зон разгрузки гидротермального флюида, позволяют восстанавливать лишь отдельные эпизоды, исследование колонок металлоносных осадков дает возможность расшифровать «непрерывную запись»

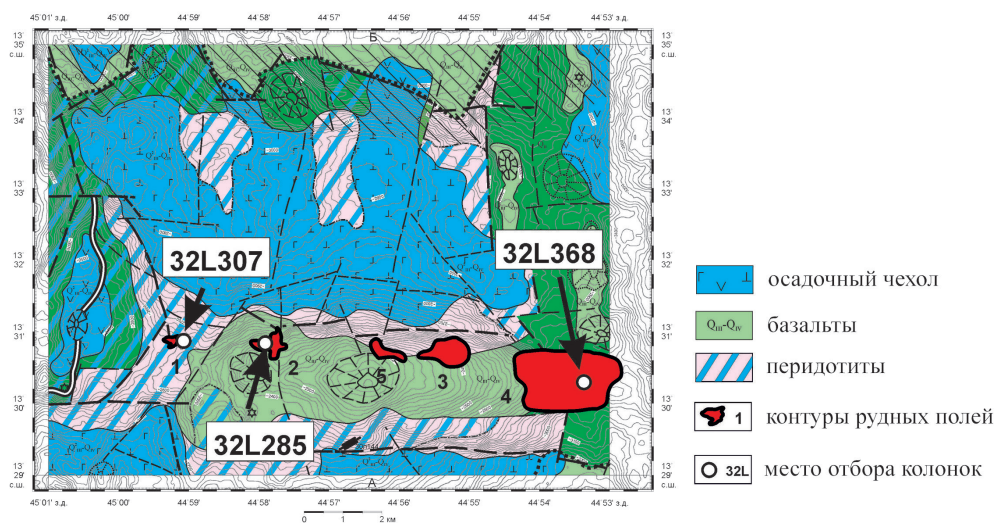


Рис. 1. Положение станций с изученными колонками в гидротермальном сульфидном узле Семенов.

гидротермальных событий и использовать полученную информацию для реконструкции эволюции гидротермальной системы во времени. В настоящей работе представлены результаты минералогического и геохимического изучения трех колонок проксимальных металлоносных осадков рудного узла Семенов, расположенного на Срединно-Атлантическом хребте в районе 13°30' с.ш. с целью восстановления истории гидротермальной деятельности в пределах отдельных рудных полей.

Рудный узел состоит из пяти гидротермальных полей: Семенов-1, 2, 3, 4 и 5. Все поля, за исключением Семенов-4, локализованы в пределах внутреннего океанического комплекса, сложенного серпентинизированными перидотитами и редкими габброидами, на который наложены выходы пиллоу-лав [Перцев и др., 2012]. С поверхности комплекса также драгированы долериты, апобазальтовые тальк-хлоритовые метасоматиты, апосерпентинитовые талькиты, амфиболиты, плагиограниты, диориты и тоналиты. В пределах гидротермальных полей развиты проксимальные металлоносные осадки, а на прилегающей с севера к рудному узлу террасе – дистальные, сложенные преимущественно карбонатным материалом.

Три колонки проксимальных осадков мощностью 55 см отобраны в пределах полей Семенов-1 (32L307), Семенов-2 (32L285) и Семенов-4 (32L368) (рис. 1). Осадки представлены бурыми, рыжими и бежевыми карбонатными илами, в которых встречаются горизонты отложений песчаной или песчано-дресвяной размерности [Бельтнев и др., 2010]. Карбонатная часть осадков сформирована раковинами фораминифер; в них встречаются также минералы гидротермального генезиса – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, изокубанит, атакамит, барит и оксигидроксиды Fe (рис. 2). Гидротермальные образования часто представлены сростками нескольких разных по составу минералов, что типично для продуктов разрушения рудных построек [Kuksa et al., 2021].

Химический состав осадков был определен методом ИСП-МС. Их карбонатность варьирует от 8 до 38 %, наиболее высокие содержания CaCO_3 характерны для колонки 32L307 (в среднем, 30 %), а наименьшие – для колонки 32L368 (в среднем, 10 %). Содержание $\text{Fe}_{\text{окв}}$ варьирует от 2 до 50 % и испытывает значительные колебания по глубине всех трех колонок. Концентрации Cu, Zn и Pb колеблются в диапазоне 0.004–1.1 % $\text{Cu}_{\text{окв}}$, 0.007–0.25 % $\text{Zn}_{\text{окв}}$ и 4.5–330 г/т $\text{Pb}_{\text{окв}}$.

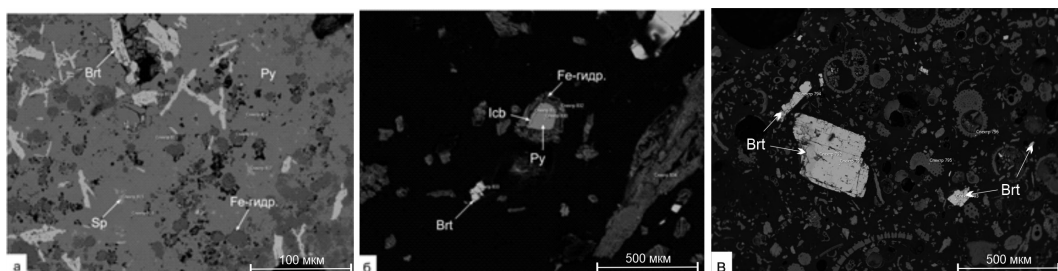


Рис. 2. Минеральный состав проксимальных осадков рудного узла Семенов.

Fe-гидр. – оксигидроксиды железа, Brt – барит, Py – пирит, Isb – изокубанит, Sp – сфалерит. BSE-фото.

Несмотря на сходство в поведении Cu, Zn и Pb в ходе взаимодействия гидротермального флюида с морской водой (преимущественное вхождение в сульфидные минералы), только Pb в изученных осадках образует линейные тренды относительно Fe, которые характеризуются постоянным, но различным отношением Pb/Fe (рис. 3). Так, для осадков полей Семенов-1 и -4 (за исключением нижних горизонтов) типично среднее молярное отношение Pb/Fe $\sim 5.5 \cdot 10^{-5}$. Эта величина несколько превышает отношение данных элементов в сульфидных рудах поля Семенов-1 – $\sim 5.5 \cdot 10^{-5}$ (рассчитано по данным [Melekestseva et al., 2014]), однако меньше их среднего отношения во взвеси вещества гидротермального плюма (Pb/Fe = $15.5\text{--}17.2 \cdot 10^{-5}$ рассчитано по данным [Edmonds, German, 2004] и [German et al., 1991]). В то же время, в осадках поля Семенов-2 величина Pb/Fe значительно выше (~ 17) и близка к отношению данных элементов в рудах соответствующего поля – $\sim 19.6 \cdot 10^{-5}$ (рассчитано по данным [Мелекесцева, 2011]). Это позволяет предполагать, что преобладающие механизмы поступления металлов в проксимальные осадки разных полей рудного узла Семенов были различны: для осадков поля Семенов-2 и нижних горизонтов поля Семенов-4 преобладающим было переотложение материала рудных сульфидных построек. В то же время для осадков полей Семенов-1 и верхних горизонтов Семенов-4 логично допустить смешение взвеси гидротермального плюма и обломочного сульфидного материала в приблизительно равных пропорциях.

Чтобы количественно оценить соотношение в осадках обломочного сульфидного материала и взвеси вещества гидротермального плюма, мы использовали оригинальную методику, описанную в работе [Kuksa et al., 2023]. Состав фоновых пелагических илов Атлантического океана был аппроксимирован средним составом осадков колонки BOFS 22#6M/23#12M [Cave et al., 2002]. Влияние состава подстилающих пород оценено на основе элементного состава перидотита 32L242-5, отобранного в пределах рудного узла [Бельтнев и др., 2010]. Учет доли вещества взвеси гидротермального плюма в осадках трех исследуемых колонок проводился по величине V/Fe отношения в плюме поля Рейнбой [Edmonds, German, 2004] и данным по химическому составу массивных сульфидных руд полей Семенов-1, -2 и -4 [Бельтнев и др., 2010; Мелекесцева, 2011; Melekestseva et al., 2014].

Расчеты показали, что, в среднем, относительное количество в осадках взвеси гидротермального плюма составляет ~ 31 , 43 и 11 % для колонок 32L307 (Семенов-1), 32L285 (Семенов-2) и 32L368 (Семенов-4), соответственно, и значительно варьирует по глубине (рис. 4). Приведенные в работе [Бич, 2024] оценки средней скорости осадконакопления в дистальных осадках рудного узла Семенов (1.17 ± 0.10 см/тыс. лет) позволили рассчитать временные вариации изменения количества вещества взвеси плюма для гидротермального поля Семенов-1. Установлено, что от ~ 45 до ~ 25 тыс. лет гидротермальная деятельность была относительно стабильной, затем последовало резкое усиление активности, максимум которой фиксируется

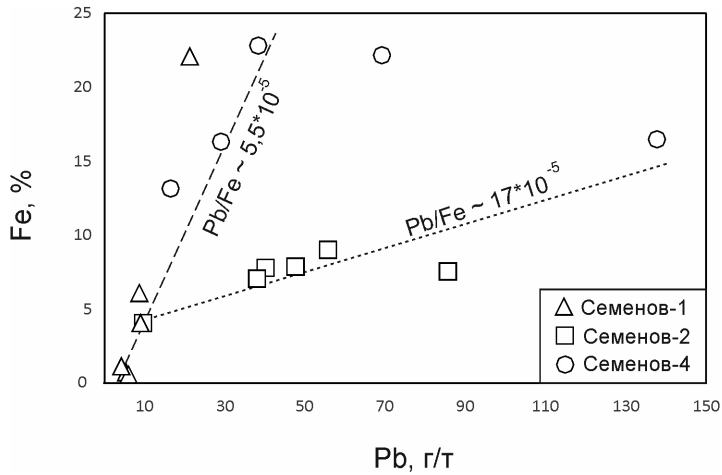


Рис. 3. Соотношение Fe и Pb в проксимальных металлоносных осадках рудного узла Семенов.

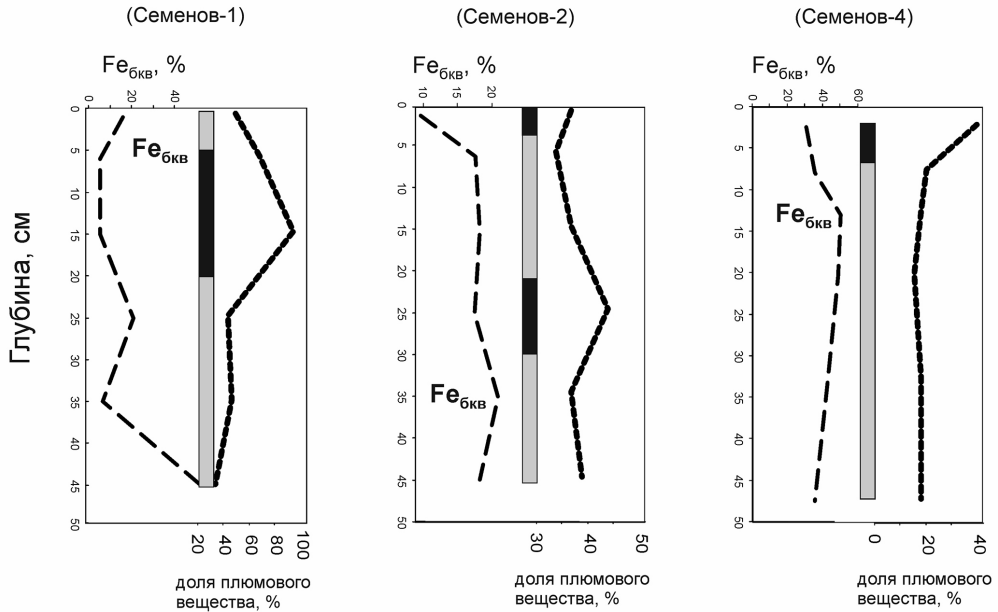


Рис. 4. Распределение бескарбонатного железа ($Fe_{бкв}$ – пунктирная линия) и расчетной доли плюмового вещества (в %, сплошная линия) по глубине колонок гидротермальных полей Семенов-1, 2 и 4.

Для поля Семенов-1 глубина в см соответствует возрасту в тыс. лет. Серой жирной линией показаны периоды относительного ослабления, а черной – усиления гидротермальной деятельности.

в период ~15 тыс. лет. В дальнейшем она опять пошла на спад и в настоящее время полностью загухла. Для поля Семенов-2 в возрастном интервале от <45 тыс. лет и вплоть до настоящего времени предполагается стабильная гидротермальная разгрузка с незначительным усилением в отдельные периоды. Для поля Семенов-4 также можно предполагать непрерывную гидротермальную деятельность в интервале от <45 тыс. лет, сопровождавшуюся усилением разгрузки в самом недавнем времени.

Таким образом, разработанный нами оригинальный способ учета доли обломочного материала сульфидных руд позволяет использовать проксимальные металлоносные осадки для корректной реконструкции истории гидротермальной деятельности отдельных рудных полей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (соглашение от 13.10.2022 № 075-15-2022-1220).

Литература

Бельтнев В.Е. и др. Геолого-геофизические исследования с целью выделения участков, перспективных на ГПС, в осевой зоне САХ (в пределах 11°–12°30' с.ш.) и поисковые работы на участке 13°31' с.ш. Ломоносов, Фонды ФГУНПП «ПИМГРЭ», 2010.

Бич А.С. Распространение и накопление металлов в донных осадках района рудного узла Семенов, 13°30' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // *Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2024.* (настоящий сборник).

Мелекесцева И.Ю. Минеральный и химический состав руд гидротермального поля Семенов-2 // *Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 10–16.*

Перцев А.Н., Бортников Н.С., Власов Е.А. и др. Современные колчеданные залежи рудного района Семенов (Срединно-Атлантический хребет, 13°31' с.ш.): характеристика ассоциирующих пород внутреннего океанического комплекса и их гидротермальных изменений // *Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 400–415.*

Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В. и др. Масштаб вариаций и гетерогенность изотопного состава свинца в сульфидах гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода изотопного анализа // *Доклады Академии наук. 2011. Т. 437. № 5. С. 680–685.*

Cave R., German C.R., Thompson J. et al. Fluxes to sediments underlying the Rainbow hydrothermal plume at 36°14'N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geochimica Cosmochimica Acta. 2002. Vol. 66. P. 1905–1923.*

Edmonds H.N., German C.R. Particle geochemistry in the Rainbow hydrothermal plume, Mid-Atlantic Ridge // *Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. P. 759–772.*

German C.R., Campbell A.C., Edmond J.M. Hydrothermal scavenging at the Mid-Atlantic Ridge: Modification of trace element dissolved fluxes // *Earth and Planetary Science Letters. 1991. Vol. 107. № 1. P. 101–114.*

Kuksa K., Cherkashov G., Bich A. et al. Temporal evolution of the Pobeda hydrothermal site (MAR): Utility of proximal sediment cores // *Chemical Geology. 2023. Vol. 628. #121477.*

Kuksa K., Bich A., Cherkashov G. et al. Mass-wasting processes input in proximal metalliferous sediments: a case study of Pobeda hydrothermal cluster // *Marine Geology. 2021. Vol. 438. #106517.*

Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // *Marine Geology. 2014. Vol. 349. P. 37–54.*

А.С. Бич
ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, Россия
as_bich@mail.ru
Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия

Распространение и накопление металлов в донных осадках района рудного узла Семенов, 13°30' с.ш., Срединно-Атлантический хребет
(научный руководитель – д.г.-м.н. Г.А. Черкашев)

A.S. Bich
VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Distribution and accumulation of metals in seafloor sediments in area the Semenov ore cluster, 13°30' N, Mid-Atlantic Ridge

Abstract. This study presents the results of the analysis of acoustic, geochronological and geochemical data of seafloor sediments at the Semenov ore cluster (13°30' N, Mid-Atlantic Ridge) to assess their distribution and the influence of hydrothermal activity on their composition. The thickness of a sedimentary cover within the terrace north of cluster ranges from 0.7 to 6.4 m increasing from an axial zone of the rift valley to the foot of the ridge-flank mountains. The sedimentation rate in area of the cluster is estimated to be 1.17±0.1 cm/ky. The half-rate of spreading at the western side of the rift valley in the study area is estimated at 20.4 mm/year. The spatial distribution of a Fe/Cu ratio of sediments indicates its increase from the hydrothermal fields. A zone of its lower values is localized in the area of a longitudinal linear depression north of the Semenov-2 hydrothermal field. The hydrothermal sources affect the composition of sediments at a distance of no less than 6 km.

Донные осадки северной приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) представлены кокколит-фораминиферовыми илами, в которых доля биогенного карбоната достигает 80–90 %. Низкая изменчивость карбонатности по глубине осадочных разрезов позволяет считать биогенное карбонатакопление в этом районе постоянным во времени, таким образом, возраст подошвы осадочных разрезов соответствует возрасту экспонирования на дне коренных пород. В районах гидротермальных систем в донных осадках накапливаются гидротермальные минералы (сульфиды, оксигидроксиды Fe и Mn и др.). Их накопление выражается в геохимических аномалиях, контрастность которых увеличивается в направлении к зонам разгрузки гидротермальных флюидов глубоководных полиметаллических сульфидных руд (ГПС). Таким образом, залежи ГПС окружены отложениями с повышенными содержаниями металлов (металлоносными осадками). Закономерности распространения металлов в осадках объясняются осаждением частиц гидротермального плюма, разрушением рудных построек и накоплением сульфидно-обломочного материала [Gurvich, 2006]. Влияние гидротермальных источников на состав донных осадков Атлантического океана изучено на примере отдельных рудных полей, таких как Салданья [Dias, Barriga, 2006], Рейнбоу [Cave et al., 2002] и ТАГ [Dutreix, 2020]. Вопрос о распространении гидротермального плюма для САХ ограничен морфологией хребта: U-образная форма рифтовой долины препятствует распространению гидротермального плюма за ее пределы [Краснов и др., 1992].

Цель работы – выявление закономерностей распространения осадочного покрова и влияния гидротермальных источников рудного узла Семенов на его состав. Нами оценены мощность, возраст и содержания металлов в осадках одного из крупнейших рудных объектов ГПС Мирового океана – рудного узла Семенов (13°30' с.ш., САХ). Узел расположен на за-

падном борту рифтовой долины в пределах сегмента САХ, который характеризуется развитием нижнекоровых пород габбро-перидотитового комплекса, формирующих куполообразные поднятия внутреннего океанического комплекса [McLeod et al., 2009]. Рудный узел состоит из пяти рудных полей (рис. 1), протянувшихся в субширотном направлении [Beltenev et al., 2009].

Мощность осадочного покрова определена по данным профилирования комплексом МАК-1М (АО ПМГРЭ). Содержания металлов (Fe, Mn, Cu, Zn и Co) в донных осадках измерено методом ИСП-МС в ЦЛ ВСЕГЕИ (177 образцов), возраст донных осадков определен методом избыточного тория (^{230}Th) в лаборатории им. В.П. Кеппена (СПбГУ) на основе данных по шести колонкам мощностью до 100 см (46 образцов). Материалы акустического профилирования, образцы донных осадков получены в ходе поисковых работ, выполненных АО ПМГРЭ и ФГБУ ВНИИОкеангеология в 2008–2011 гг. в ходе 32, 33 и 34-го рейсов НИС «Профессор Логачев». В точках пересечения ортогонально ориентированных профилей МАК-1М дважды измерена мощность акустического разреза. Полученные значения показали высокую сходимость ($R^2 = 0.74$), их среднее значение использовано для построения грид-модели мощ-

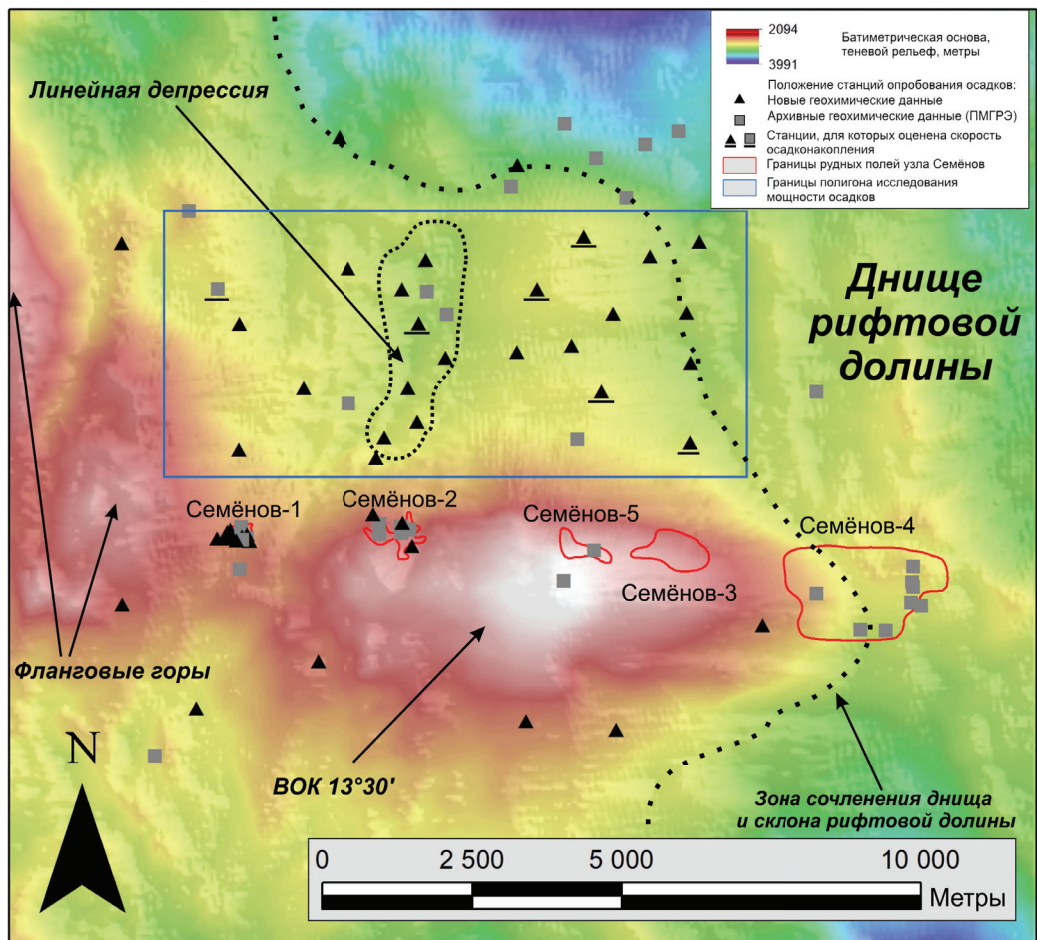


Рис. 1. Карта расположения станций опробования донных осадков, рудных объектов узла Семёнов и элементов строения рифтовой долины.

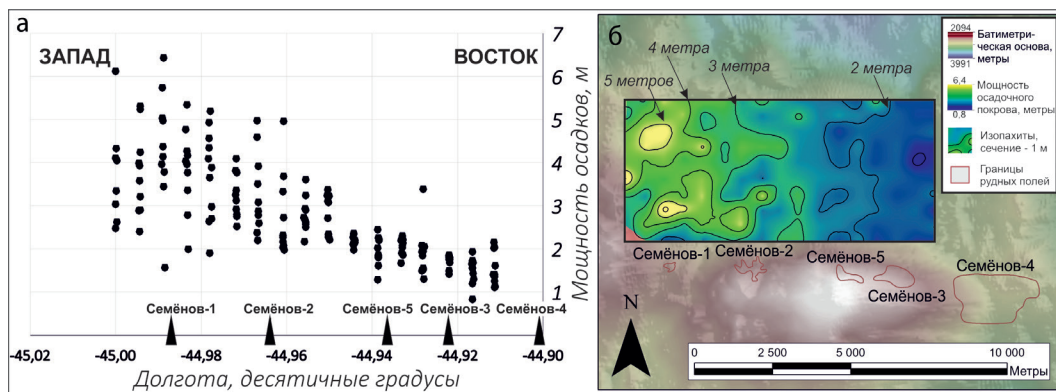


Рис. 2. Диаграмма распределения мощности осадочного покрова от долготы (а) и схема распределения мощности осадочного покрова в пределах террасы к северу от рудного узла Семенов (б).

ности осадочного покрова методом интерполяции. Мощность осадочного покрова к северу от рудного узла Семенов варьирует от 70 до 640 см, закономерно повышаясь в западном направлении (рис. 2). Это показывает, что осадки накапливались в условиях постепенного экспонирования океанической коры, которое могло быть обеспечено аккрецией базальтовой океанической коры в результате спрединга либо экспонированием нижнекоровых пород в результате амагматического спрединга [McLeod et al., 2009].

По результатам геохронологических исследований выявлен экспоненциальный характер снижения активности избыточного ^{230}Th с увеличением глубины анализируемых интервалов биогенных илов, что позволяет использовать эти данные для оценки скорости осадконакопления, которая составила 1.00–1.29 см/тыс. лет (среднее 1.17 ± 0.1 см/тыс. лет), что согласуется с данными для северной приэкваториальной части САХ [Кузнецов, Максимов, 2012]. Возраст изученного осадочного покрова варьирует от 70.94 ± 7.09 до 539.32 ± 53.93 тыс. лет. Увеличение возраста пород океанического дна в направлении спрединга соответствует полускорости спрединга, равной 20.4 мм/год, при полной скорости спрединга, равной 26 мм/год по данным магнитных изохрон [Müller et al., 2008]. Предполагается, что полускорость спрединга в восточном направлении составляет 5.6 мм/год. Доминирование западного направления спрединга косвенно подтверждается концентрацией структур ВОК на западном склоне рифтовой долины [MacLeod et al., 2009]. В пределах рудных объектов акустически различные разрезы не выявлены.

Результаты определения содержания рудных элементов приведены в таблице.

Металлоносные осадки с повышенной железистостью (более 10 % в пересчете на абиогенную основу) обнаружены только на рудных полях и являются проксимальными металлоносными осадками [Gurvich, 2006]. Для них характерны наименьшие значения карбонатности, а содержания рудных элементов (кроме Mn) достигают максимума, постепенно снижаясь в направлении от рудных объектов. В пространственном распределении Mn обнаружены два максимума: первый локализован в контуре рудных полей и может быть вызван накоплением продуктов разрушения низкотемпературных гидротермальных образований (железо-марганцевых корок), а второй максимум отмечен в районе северной окраины террасы и может объясняться повышенной геохимической подвижностью марганца по отношению к железу.

Были также привлечены геохимические данные базы данных Океангеоресурсы, результаты определения аналогичного набора элементов методом ИСП-АЭС (133 образца, ЦЛ ВСЕГЕИ) в образцах близкорасположенных станций опробования донных осадков (рис. 1). Выявлены существенные расхождения в абсолютных значениях концентраций металлов

Содержания металлов в донных осадках в районе рудного узла Семёнов

Параметры и положение		М	мин	макс	ст. о.	М	мин	макс	ст. о.	
	в пределах рудных полей					за пределами рудных полей				
Содержания металлов в пересчете на бескарбонатную основу, %	Fe	8.35	3.67	19.83	5.26	4.69	2.91	7.72	0.74	
	Mn	0.23	0.07	0.41	0.09	0.22	0.05	0.51	0.08	
	Cu	0.55	0.03	3.40	0.96	0.03	0.01	0.11	0.02	
	Zn	0.033	0.011	0.085	0.023	0.013	0.009	0.013	0.003	
	Co	0.005	0.001	0.011	0.005	0.003	0.001	0.006	0.001	
n	21					155				

Примечание. М – медиана; мин и макс – минимальное и максимальное значения, соответственно; ст. о. – стандартное отклонение.

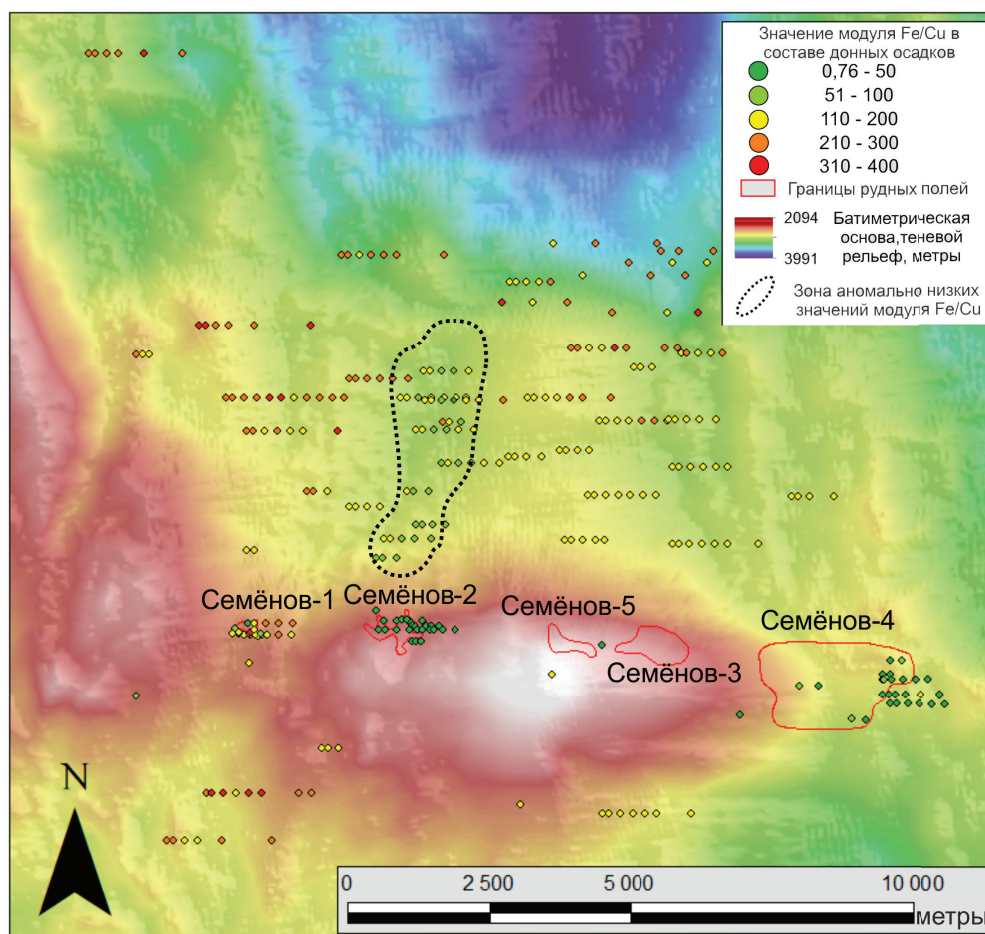


Рис. 3. Распределение отношения Fe/Cu в донных осадках рудного узла Семёнов.

Интервалы колонок глубже поверхностного слоя (0–2 см) спроецированы на поверхность океанического дна из расчета скорости спрединга 20.4 мм/год к востоку от точки пробоботбора в соответствии с возрастом.

близкорасположенных станций, при этом отношения концентраций (модули, относительные концентрации) показали высокую сходимость и были использованы для анализа площадного распределения. Для оценки влияния гидротерм на состав осадков и выбора оптимального геохимического модуля учтено накопление вещества гидротермальных плюмов и продуктов разрушения гидротермальных построек (сульфидно-обломочного материала). С удалением от рудных объектов роль второго механизма резко снижается, что проявлено в контрастной изменчивости распределения содержаний Cu в осадках. Предполагается, что показатель железистости осадков отражает динамику поставки рудного вещества гидротермами. Анализ пространственного распределения Fe/Cu отношения показал увеличение отношения в направлении от рудных полей, где локализованы наименьшие значения (рис. 3). Эта закономерность нарушена в пределах субмеридиональной линейной депрессии к северу от рудного поля Семенов-2, что может свидетельствовать либо о значительной роли депрессий в транспортировке взвешенной части рудного вещества гидротермальных плюмов, либо о наличии других источников гидротермального вещества. Анализ вертикального распределения отношения Fe/Cu в осадочных колонках показал синхронность изменения значений во времени, в том числе, в районе северо-восточной окраины исследуемой террасы, что свидетельствует о влиянии гидротерм на состав осадков на расстояние не менее 6 км от рудных полей Семенов-3, 4 и 5.

Таким образом, в результате изучения донных осадков, залегающих на террасе к северу от рудного узла Семенов, были сделаны следующие выводы. Выявлено увеличение мощности осадков в пределах террасы в западном направлении от 0.7 м в зоне ее сочленения с дном рифтовой долины до 6.4 м у подножья фланговых гор. Средняя скорость осадконакопления на изученной площади составляет 1.17 ± 0.1 см/тыс. лет. Характер площадного распределения Fe и Cu в донных осадках указывает на распространение гидротермального вещества на расстояние не менее 6 км к северу от гидротермальных источников. В пределах линейной депрессии к северу от рудного поля Семенов-2 локализованы аномальные содержания металлов в осадках, которые могут указывать на значительную роль депрессий в транспортировке рудного вещества гидротерм, либо о наличии источников гидротермального вещества в районе исследования. Полускорость спрединга западного склона рифтовой долины составляет 20.4 мм/год. Предполагается, что за последние ~500 тыс. лет спрединг в районе имел асимметричный характер и развивался преимущественно в западном направлении.

Литература

- Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. 278 с.
- Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. СПб: Наука, 2012. 191 с.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. New data about hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge between 11°–14° N: 32nd cruise of R/V Professor Logatchev // *InterRidge News*. 2009. Vol. 18. P. 14–18.
- Cave R.R., German C.R., Thomson J., Nesbitt R.W. Fluxes to sediments underlying the Rainbow hydrothermal plume at 36°14'N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. Vol. 66. P. 1905–1923.
- Dias Á.S., Barriga F.J.A.S. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal sediments from the serpentinite-hosted Saldanha hydrothermal field (36°34'N; 33°26'W) at MAR // *Marine Geology*. 2006. Vol. 225. P. 157–175.
- Dutrieux A.M. Rise and fall of a hydrothermal system: A tale of metalliferous sediments (TAG hydrothermal field, MAR, 26°N). PhD thesis, University of Southampton, 2020. 286 p.
- Gurvich E.G. Metalliferous sediments of the world ocean. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Netherlands, 2006. 416 p.

MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J., et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 287. P. 333–344.

Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2008. Vol. 9. Q04006.

О.В. Бергаль-Кувикас¹, К.А. Виаличка², И.Н. Биндеман², А.Н. Рогозин¹

¹ – *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский, Россия
kuvikas@mail.ru*

² – *Университет Орегон, г. Юджин, США*

Изотопы кислорода – ключ к палеореконструкции условий формирования Верхнеавачинской кальдеры (Восточный вулканический пояс, Камчатка)

O.V. Bergal-Kuvikas¹, K.A. Vialichka², I.N. Bindeman², A.N. Rogozin¹

¹ – *Institute of Volcanology and Seismology,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

² – *University of Oregon, Eugene, United States of America*

Oxygen isotopes as a key to paleoreconstruction of the formation conditions of the Verkhnyaya Avacha caldera (Eastern volcanic belt, Kamchatka)

Abstract. The use of hydrogen and triple oxygen isotopes for determining paleo-altitudes of landscapes is a newly developed field of study referred to as “paleoaltimetry”. Previous work was focused primarily on the Tibetan Plateau, Himalayan Mountains, and Andes. Here, we use these tools to investigate the paleo-altitude and the origin of large-volume mafic ignimbrites (120 km³, 10 × 12 km) of Verkhnyaya Avacha caldera (VC) in Eastern Kamchatka formed 5.8 Ma. The low δ¹⁸O (as low as –5.03 ‰) and δD (–182 ‰) values are spread across 1.2 km depths in many sampled sections of the caldera. The results support the existence of a massive meteoric-hydrothermal system throughout the cooling history of thick basaltic-andesitic intracaldera ignimbrite deposit. The δ¹⁸O values of altering meteoric water vary from –19 to –23 ‰, which is much lower than modern precipitation of –14 ‰ or –11 ‰ estimated for the 2–3 °C warmer climate of the late Miocene. Thus, the 5.8-Ma meteoric-hydrothermal system must have been fed by a high-altitude precipitation and likely glaciers.

Использование изотопов кислорода для определения палеовысот ландшафтов в настоящее время является новой областью исследований. Предыдущие работы в этой области были сосредоточены, в первую очередь, в Андах [Ehlers, Poulsen, 2009]. Разница между изотопным составом метеорных осадков на уровне моря и на больших высотах позволяет выполнить количественную оценку прошлых высот [Rowley et al., 2001] и рассчитать скорости поднятия или эрозии.

Наши работы направлены на выявление условий формирования Верхнеавачинской кальдеры (ВК), расположенной в Восточном вулканическом поясе Камчатки. Верхнемиоценовые базальт-андезитовые игнимбриты исследуемой кальдеры покрывают значительные территории (10 × 12 км, 120 км³) [Bergal-Kuvikas et al., 2019]. Использование сравнительного анализа распространения кальдер с базальт-андезитовым составом пород позволило идентифицировать нам всего пять подобных кальдер известных в мире (Масая в Никарагуа, Виларрика в Чили, Колли Албани в Италии, Танна и Санта Мария на Новых Гибридах) расположенных в субдукционных обстановках, что показало уникальность ВК [Бергаль-Кувикас и др., 2019].

Новые данные по изотопам кислорода свидетельствуют о том, что внутрикальдерные игнимбриты ВК демонстрируют низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, достигающие -5.03‰ , и δD -182‰ в диапазоне глубин 1.2 км в нескольких отобранных разрезах [Vialichka et al., 2024]. Результаты подтверждают существование массивной метеорно-гидротермальной системы на протяжении длительной истории остывания пирокластических потоков, образующих игнимбритовые толщи ВК. По нашим оценкам, значения $\delta^{18}\text{O}$ метеорной воды составляют всего от -19 до -23‰ , что намного ниже таковых современных осадков (-14 или -16‰), оцененных для климата Камчатки, потеплевшего на $2\text{--}3\text{ °C}$ в конце миоцена. Таким образом, метеорно-гидротермальная система ВК зависела от высотных осадков и ледников.

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 22-77-10019, <https://rscf.ru/project/22-77-10019/>.

Литература

Бергаль-Кувикас О.В., Розозин А.Н., Кляццкий Е.С. Использование сравнительного анализа распространения и происхождения кальдер с базальт-андезитовым составом магм для изучения генезиса миоценовых игнимбритов Восточного вулканического пояса Камчатки // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. №. 3. С. 815–828.

Bergal-Kuvikas O., Leonov V., Rogozin A., Bindeman I., Kliapitskiy E., Churikova T. Stratigraphy, structure and geology of Late Miocene Verkhnevachinskaya caldera with basaltic-andesitic ignimbrites at Eastern Kamchatka // Journal of Geosciences. 2019. Vol. 64. P. 229–250.

Ehlers T.A., Poulsen C.J. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 281. P. 238–248.

Vialichka K., Bindeman I., Bergal-Kuvikas O., Rogozin A. Paleoaltimetry and paleotectonic reconstruction using triple oxygen and hydrogen isotopes: depleted $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in ignimbrites of Verkhnevachinskaya caldera in Kamchatka // Article in press. Available at SSRN. 2024. 4707329.

Rowley D.B., Pierrehumbert R.T., Currie B.S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the high Himalaya since the late Miocene // Earth and Planetary Science Letters. 2001. Vol. 188. P. 253–268.

В.А. Симонов, А.В. Котляров

Институт геологии и минералогии

им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

kotlyarov@igm.nsc.ru

Физико-химические параметры формирования вулканогенных комплексов Камчатки (термобарогеохимические данные)

V.A. Simonov, A.V. Kotlyarov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Physicochemical parameters of Kamchatka volcanogenic complexes formation: fluid inclusion data

Abstract. Physicochemical conditions of volcanic island-arc magmatism in Kamchatka are established as a result of mineralogical and fluid inclusion studies. The composition of melt inclusions and minerals indicated the *PT*-parameters of magmatic systems of a number of volcanoes: Tolbachik, Ichinsky, Uksichan and Gorely. The depths of crystallization of minerals for these volcanoes are determined; they are consistent with geophysical data on the levels of accumulation (reservoirs) of magma. For Gorely Volcano, the presence of primary syngenetic melt and fluid inclusions is established directly indicating the phase separation (boiling)

of the melt and confirming seismic data.

Вулканы Камчатки привлекают к себе пристальное внимание, т. к. позволяют выявить основные закономерности современного островодужного магматизма, без знания которых вряд ли возможно корректно расшифровать процессы развития древних переходных зон океан-континент и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Исследования вулканов Камчатки представляют не только научный интерес, но имеют и практическое значение из-за возможных последствий катастрофических извержений. Как показали наши исследования, наиболее перспективным путем выяснения физико-химических параметров формирования вулканогенных комплексов Камчатки является использование методов термобарогеохимии для изучения расплавных и флюидных включений в минералах. Кроме данных по включениям, значение имеет анализ составов минералов-вкрапленников из эффузивов.

Большинство рассмотренных вулканогенных комплексов Камчатки сформировалось при участии однородных магматических систем, реликты которых захватывались минералами в виде первичных расплавных включений. В то же время, иногда наблюдаются сингенетичные первичные расплавные и флюидные включения, что свидетельствует о возможном вскипании магмы и кристаллизации минералов из гетерофазных расплавов.

В первом случае высокотемпературные эксперименты по гомогенизации и последующие анализы закалочных стекол в первичных включениях позволяют выяснить составы расплава, а также температуры кристаллизации. На основе этой информации и данных по составам минералов можно оценить давление и глубины образования вкрапленников из эффузивов Камчатки. Давление при кристаллизации минералов рассчитано в программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] на основе состава расплава и его температуры. РТ-условия кристаллизации пироксена определены в программе WinPLtb, основанной на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется [Yavuz, Yildirim, 2018]. Для расчета давлений и температур магматических процессов применены амфиболовые барометры [Schmidt, 1992] и термобарометры [Ridolfi et al., 2010]. В случае фазовой сепарации магмы при формировании отдельных вулканогенных комплексов Камчатки основное внимание уделялось анализу состава первичных флюидных включений, сингенетичных расплавам.

Физико-химические параметры вулканогенного магматизма Камчатки определены на основе данных по расплавам включениям и минералам из образцов эффузивных пород, отобранных на склонах вулканов Толбачик, Ичинский, Уксичан и Горелый [Добрецов и др., 2016, 2019; Симонов и др., 2021].

Вулкан Толбачик. Кристаллы-лапилли плагиоклаза образовались из базальтовых расплавов при температурах 1115–1075 °С и в условиях низких (до 1 кбар) давлений на глубине 3–2 км. Кристаллизация минералов андезитов происходила при более широких параметрах (1220–1020 °С и 3.3–1.6 кбар) в промежуточной камере на глубинах до 10 км. Источником расплавов послужили очаги базальтовой магмы (фиксируемые геофизическими методами на глубинах 18–20 км) с минимальными температурами около 1290 °С. Для вулкана установлены три промежуточных камеры на глубинах 21–18, 10–5 и менее 3 км. Эти параметры хорошо согласуются с геофизическими данными, свидетельствующими о трех уровнях накопления (резервуарах) магмы под вулканом на глубинах около 20, 5 и 0 км [Belousov et al., 2015].

Вулкан Ичинский. Установлено три уровня промежуточных камер. На глубинах до 23 км и температурах до 1225 °С происходило формирование андезитов. В промежуточной камере (14 км) при 1135–1104 °С в результате дифференциации андезитовых магм образовались дацитовые расплавы. На самых верхних горизонтах (9–3 км) при температурах 1130–1030 °С сформировались дациты. На глубинах 22–19 км и при температурах 980–930 °С кристаллизовались амфиболы андезитов. При подъеме на более высокий уровень (16–11 км) и при снижении температуры от 945 до 880 °С совместно образуются амфиболы андезитов и дацитов.

Вулкан Уксичан. Исследования расплавных включений позволили оценить давления при ликвидусной кристаллизации клинопироксенов и плагиоклазов из базальтовых магм и в результате установить четыре интервала глубин формирования этих минералов: около 60, 45–30, 27–18 и от 12 км до близповерхностных условий. Данные по включениям свидетельствуют о близких температурах кристаллизации разных минералов в базальтах вулкана: плагиоклаз – 1240–1175 °С, ортопироксен – 1225–1180 °С, клинопироксен – 1215–1190 °С. На глубинах 18–16 км при температурах 1010–985 °С кристаллизовались амфиболы латитов вулкана. На заключительной стадии в диапазоне температур 900–810 °С в ходе подъема расплавов с 10 до 3 км образовывались амфиболы дацитов.

Вулкан Горелый, как показали сейсмические данные [Kuznetsov et al., 2017], сохранил возможность извержения со взрывом до настоящего времени. Учитывая, что в его истории развития уже наблюдался мощный этап извержения, во время которого образовалась кальдера обрушения диаметром около 12 км, исследования магматических систем этого вулкана приобретают особое значение. На основе данных по расплавным включениям и минералам установлены два уровня кристаллизации минералов (21–15 км и 9–2 км), характерные для докальдерного (вулкан Пра-Горелый) и посткальдерного (вулкан Молодой Горелый) этапов. Верхний уровень свидетельствует о наличии близповерхностного магматического очага, наиболее вероятно ответственного за катастрофическое извержение. Определены температурные режимы кристаллизации минералов для вулкана Пра-Горелый (1240–1190 °С) и для вулкана Молодой Горелый (1190–1125 °С).

На основании сейсмической информации ранее был сделан вывод о том, что вулкан Горелый буквально насыщен газом и представляет собой огромный «паровой котел» [Kuznetsov et al., 2017]. Наши данные о присутствии в минералах из эффузивов этого вулкана первичных флюидных включений подтверждают эти сейсмические выводы. Присутствие сингенетичных расплавных и флюидных включений прямо свидетельствует о фазовой сепарации (вскипании) расплава, являющейся, по мнению многих исследователей, причиной катастрофических извержений. Детальные исследования с помощью КР-спектроскопии и криометрии показали преобладание CO_2 в первичных флюидных включениях и отсутствие других газов и паров H_2O . Таким образом, в «паровом котле» вулкана Горелый происходило кипение углекислоты. Полученные нами результаты не означают, что в расплавах вулкана Горелый отсутствовала вода, однако ее количество было недостаточно для образования самостоятельных фаз в расплаве.

Физические эксперименты показывают реальность процессов фазовой сепарации (вскипания) насыщенного углекислотой расплава под вулканом Горелый. В наших опытах (с моделями размерами 10 см) первоначально гомогенная жидкость (насыщенная CO_2) резко вскипает одновременно по всему объему с образованием множества газовых пузырьков CO_2 при падении давления в результате мгновенной разгерметизации системы. В дальнейшем, в ходе дегазации наблюдается подъем облака пузырьков CO_2 . Более масштабные эксперименты на установке высотой около 18 м [Озеров, 2019] показывают, что газонасыщенный (CO_2) раствор, поступающий в нижнюю часть подводящего канала, однородный и не содержит свободной газовой фазы. При подъеме раствора по каналу, вследствие снижения давления, происходит образование пузырьков и их последующий рост и подъем. При выходе на поверхность подобных «кипящих» жидкостей (расплавов) могут возникнуть взрывные выбросы – взрывы [Озеров, 2019].

Таким образом, полученные факты о присутствии в минералах сингенетичных расплавных и флюидных включений подтверждаются экспериментами по физическому моделированию, а также геофизическими данными, свидетельствуя о значительной роли фазовой сепарации расплавов в ходе развития магматических систем вулкана Горелый.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

Литература

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры магматизма в районах вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. С. 1353–1383.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В. и др. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 1265–1291.

Озеров А.Ю. Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавному и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. С. 103–133.

Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 307. P. 22–37.

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

Kuznetsov P.Y., Koulikov I., Jakovlev A. et al. Structure of volatile conduits beneath Gorely volcano (Kamchatka) revealed by local earthquake tomography // Geoscience. 2017. Vol. 7. Article #111.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. Vol. 160. P. 45–66.

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 110. P. 304–310.

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

Н.В. Дмитриева, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров

*Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kotlyarov@igm.nsc.ru*

Условия кристаллизации вкрапленников клинопироксена из эффузивных пород острова Сулавеси (Тихий океан)

N.V. Dmitrieva, V.A. Simonov, I.Yu. Safonova, A.V. Kotlyarov

*Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Crystallization conditions of clinopyroxene phenocrysts from effusive rocks of Sulawesi Island (Pacific Ocean)

Abstract. Study of minerals and melt inclusions showed that clinopyroxenes in basalts of Sulawesi Island (Pacific Ocean) crystallized during magma ascent as pressure and temperature decreased from 7 to 0.5 kbar and from 1170 to 1080 °C, respectively. A low-temperature melt (995–950 °C) was also involved in the formation of «andesitic» clinopyroxenes in addition to «basaltic» magma (with higher temperatures). The crystallization of clinopyroxenes in dacites occurred from a low-temperature melt (1055–950 °C) at higher pressure (up to 7 kbar). Clinopyroxenes crystallized under influence of two chemically contrasting magmatic systems: basaltic and dacitic. The andesitic clinopyroxene-forming magma is considered intermediate.

При исследовании условий формирования древних эффузивных комплексов, со многими из которых связаны месторождения полезных ископаемых, трудно получить обоснованную информацию без сравнительного анализа с эталонными данными по современным объектам. В частности, такими объектами являются островные дуги на западе Тихого океана. Изучение древних и современных эффузивных комплексов в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) проводится постоянно, и в последнее время получены представительные данные об условиях кристаллизации клинопироксена из эффузивных пород острова Сулавеси (Тихий океан). Настоящая работа представляет результаты изучения составов вкрапленников клинопироксена и содержащихся в них расплавных включений из современных базальтов, андезитов и дацитов в северо-восточной части острова Сулавеси из коллекции И.Ю. Сафоновой.

Условия кристаллизации клинопироксена из эффузивов опеределены в программе WinPLtb, основанной на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется [Yavuz, Yildirim, 2018]. При расчетах применены хорошо известные и апробированные на других объектах барометры и термометры [Masotta et al., 2013; Putirka, 2008], входящие в состав программы WinPLtb. Информация по химическому составу расплава получена в ходе анализа гомогенных стекол прогретых первичных включений в клинопироксене.

При обработке результатов расчетного моделирования учтены данные из работы [Yavuz, Yildirim, 2018] о точности (стандартная ошибка оценки-расчета) определения давлений и температур по барометрам и термометрам, находящимся в программе WinPLtb. Согласно [Yavuz, Yildirim, 2018] стандартная ошибка оценки-расчета для оценок-расчетов давлений в среднем составляет ± 1.55 кбар, а для температур – ± 21 °С. Соответственно, кроме непосредственных расчетных данных по давлению и температуре учитываются диапазоны стандартных ошибок.

В результате исследований установлен единый тренд одновременного падения температур и давлений для клинопироксена из базальтов, что наиболее вероятно связано с равномерным подъемом магмы с фактически постоянно кристаллизующимися пироксенами. «Андезитовые» клинопироксены кристаллизовались вначале из высокотемпературных «базальтовых» магматических систем, которые сменялись при почти постоянных давлениях более низкотемпературными и менее магниезальными расплавами. Исследования дацитов показали третий путь развития РТ-параметров образования клинопироксенов. Температуры их кристаллизации существенно ниже, чем для большинства пироксенов из базальтов и андезитов, а давления достаточно высокие и близки к данным по «базальтовым» и «андезитовым» минералам.

В итоге, прослежена эволюция современного магматизма острова Сулавеси в последовательной смене: базальты → андезиты → дациты. Основой послужила «базальтовая» магматическая система с кристаллизацией клинопироксена в ходе равномерного подъема магмы, сопровождающегося падением давления (от 7 до 0.5 кбар) и закономерным уменьшением температуры от 1170 до 1080 °С. Кроме «базальтовых» высокотемпературных магм при кристаллизации «андезитовых» клинопироксенов участвовали низкотемпературные (995–950 °С) расплавы практически при тех же давлениях. Клинопироксены дацитов образовывались исключительно из относительно низкотемпературных (1055–950 °С) расплавов при повышенном (до 7 кбар) давлении, характерном для базальтов. О влиянии «базальтовой» системы на образование пироксенов в дацитах свидетельствуют не только повышенное давление, но и сходство составов части клинопироксенов.

Составы вкрапленников клинопироксена в эффузивах зависят от содержания химических компонентов в расплаве, отражая особенности эволюции магматических систем. Особое значение имеют зональные кристаллы, последовательное изучение которых от центра к краю позволяет выяснить важные детали минералообразующих процессов в ходе формирования эффузивных пород.

Исследование вкрапленников по разрезам показало, что клинопироксены базальтов и андезитов кристаллизовались при участии двух типов расплавов: с повышенными и пониженными магнезиальностью (Mg#) и содержаниями Al_2O_3 . Вкрапленники клинопироксена из дацита образовывались исключительно из расплавов с пониженными значениями Mg# и содержаниями Al_2O_3 в отличие от минералов из базальтов и андезитов. Для «дацитовых» пироксенов характерны устойчивые значения магнезиальности и содержания Al_2O_3 в начале кристаллизации клинопироксена с падением содержания Al_2O_3 на завершающих этапах роста этого минерала.

В результате изучения изменения состава вкрапленников от центра к краю установлено, что при формировании современных эффузивов северо-восточной части острова Сулавеси принимали участие разные магматические системы, имеющие особенности развития во времени. Выделяются наиболее примитивные (высокомагнезиальные) расплавы с выдержанными составами, из которых кристаллизовались базальтовые вкрапленники клинопироксена (с максимумами значений Mg# и содержания Al_2O_3). Следы этих расплавов прослеживаются в клинопироксенах из андезитов. Другие (менее магнезиальные) «базальтовые» клинопироксены не выдержаны по своему составу с падением значений Mg# и содержания Al_2O_3 в краевых частях, где они практически совпадают с данными по «дацитовым» клинопироксенам. По характеру изменения составов вкрапленников клинопироксена выделяются две контрастные магматические системы: базальтовая и дацитовая. Андезитовые магмы занимают промежуточное положение.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№№ 122041400057-2 и 122041400044-2) и при поддержке РНФ (№ 21-77-20022).

Литература

Masotta M., Mollo S., Freda C., Gaeta M., Moore G. Clinopyroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 166. P. 1545–1561.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. P. 61–120.

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

С.Н. Кох

*Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
zateeva@igm.nsc.ru*

Грязевые вулканы – транспортеры вещества и минералообразующие системы

S.N. Kokh

*Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Mud volcanoes – element flux and mineral formation processes

Abstract. Active mud volcanic systems in Kerch-Taman, Caspian, Sakhalin and Ily regions are characterized in terms of sources of sedimentary material and mechanisms of its redistribution, mobilization,

and eruption, as well as fractionation of elements and their selective accumulation in solid, liquid, and gaseous hosts including the origin of newly formed minerals. Rocks in mud volcanic landscapes can accumulate B, Li, Hg, As, Na, Cl, Br, C, Ca, Mg, and Sr, which fractionate into a fluid phase and become concentrated on geochemical barriers near the surface. Minerals form in mud volcanic processes as mud volcano fluids (saline water and methane) discharge on the surface and produce precipitated salts and different types of combustion metamorphic rocks.

Грязевый вулканизм – это глобальное геологическое явление, характерное для крупных кайнозойских осадочных бассейнов подвижных поясов Земли, в которых мощности толщ глинистых осадков превышают 3–4 км. В образовании грязевых вулканов задействована сложная комбинация процессов седиментации, диагенеза, созревания рассеянного органического вещества, истирания и дробления пород, их выноса к поверхности в составе различных транспортирующих сред – газа, пульпы, вод и, наконец, аккумуляции продуктов извержений в грязевулканических постройках. В подавляющем большинстве случаев (за исключением областей повышенной магматической активности) через грязевулканические аппараты разгружаются флюиды, являющиеся продуктами преобразований минерального и органического вещества в молодых осадочных бассейнах. Материал твердых выбросов грязевых вулканов представляет собой специфичный тип газо- и водонасыщенных дезинтегрированных осадков, стремительно перемещенных из глубин осадочного разреза на дневную поверхность [Ковалевский, 1940; Авдусин, 1948; Якубов и др., 1971; Холодов, 2002; Корф, 2002; Шнюков и др., 2005; Mazzini, Etiope, 2017; Sokol et al., 2018, 2019; Лаврушин и др., 2021, 2022]. Движущей силой грязевого вулканизма являются стационарные восходящие потоки газов, возвращающие из осадочной толщи в атмосферу гигантские объемы CH_4 и CO_2 . Большую часть времени истечение газов происходит в режиме спокойной эманации. Стремительный подъем газов к поверхности завершается катастрофическими извержениями, до 30 % которых сопровождаются самовоспламенением метановых фонтанов при их выходе в атмосферу [Lerche, Bagirov, 1999; Шнюков и др., 2005; Алиев и др., 2009; Kokh et al., 2016, 2017].

Общепризнанно, что грязевый вулканизм обеспечивает вертикальный тепломассоперенос в пределах осадочного чехла, что неизбежно приводит к дифференциации вещества и возникновению геохимических и минералогических аномалий. Целью данной работы является реконструкция источников и механизмов перераспределения вещества осадочных толщ, его транспортировки к поверхности, фракционирования и избирательного концентрирования в различных средах (твердые фазы, жидкость, газ), включая минеральные новообразования. В качестве объектов исследования выбраны грязевые вулканы четырех провинций – Керченско-Таманской, Сахалинской, Илийской и Каспийской, отличающихся по возрасту, геодинамической позиции, строению и геохимическим особенностям пород осадочного чехла, масштабам флюидопотоков и динамике их разгрузки. Получен массив аналитических данных и созданы взаимосогласованные базы изотопных, геохимических и минералогических характеристик сосуществующих продуктов выбросов грязевых вулканов. На этом основании проанализированы минералообразующие процессы в рамках грязевого вулканизма, выявлены минералы-индикаторы его различных этапов и охарактеризованы тренды минералого-геохимической эволюции вещества газо- и водонасыщенных осадков, стремительно перемещенных из глубин осадочного разреза на дневную поверхность.

Грязевые вулканы в составе глинистых выбросов, вод и газов транспортируют на земную поверхность колоссальные объемы макро- и микроэлементов, изначально сосредоточенных в питающих их материнских толщах на глубинах 1–5 км. Геохимическую специфику продуктов грязевого вулканизма сообща определяют тектоническая позиция вулканических аппаратов, глубина расположения их корней и набор пород в этой зоне, а также интенсивность взаимодействия грязевулканических вод с транспортируемым материалом [Sokol et al., 2018, 2019, 2021; Kokh et al., 2021a, b].

Основу твердых выбросов грязевых вулканов составляют минералы дезинтегрированных материнских осадков (слоистые силикаты и материал песчаной фракции, включая акцессорные минералы). Диагностированные здесь карбонаты, сульфиды, сульфаты, фосфаты и самородные вещества имеют, преимущественно, аутигенную природу. В отношении этого минерального комплекса грязевые вулканы выступают как транспортирующий агент [Алиев и др., 2017; Sokol et al., 2018, 2021; Kokh et al., 2021a]. Собственная минералообразующая функция грязевого вулканизма реализуется при разгрузке на поверхность флюидов – минерализованных вод и газовых струй (с преобладанием CH_4 и CO_2). Производными этих процессов являются минералы, кристаллизующиеся из грязевулканических вод, и пирогенные породы, возникающие в связи с воспламенением грязевулканических газов, обжигом и плавлением осадков.

Гидрогеохимические особенности грязевулканических вод ($\text{HCO}_3\text{-Cl/Na} - \text{Cl-HCO}_3\text{/Na}$ типы) определяют состав кристаллизующихся солей, среди которых преобладают карбонаты, гидрокарбонаты и хлориды при подчиненной роли сульфатов Na, Na-Ca, Na-Mg, Ca и Mg [Grapes et al., 2013; Kokh et al., 2015; Sokol et al., 2019]. Карбонаты наследуют свойственный грязевулканическим водам изотопно-тяжелый состав кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +8...+13 \text{ ‰ VPDB}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C} = +8...+17 \text{ ‰ VPDB}$) и редкоземельный состав, вследствие чего являются индикаторами палеофокусов разгрузки таких вод на поверхность. С ландшафтами грязевого вулканизма связан самостоятельный генетический тип аккумуляций континентальных боратов (бура, тинкалконит, улексит) (рис. 1). Необходимые условия их формирования включают: pH вод 8.5–9.5, содержание $\text{B} > 400 \text{ г/т}$, бессточные котловины и водоупорный слой глин, высокую степень инсоляции и испарения [Sokol et al., 2019].

Грязевые вулканы являются автономным геологическим источником атмосферной ртути [Kokh et al., 2021b]. Устойчивые высокоградиентные атмосферные аномалии Hg^0 существуют над грязевулканическими каналами и контролируют их расположение разломными зонами ($50\text{--}520 \text{ нг/м}^3 \text{ Hg}^0$, фоновые значения $\leq 3 \text{ нг/м}^3$). В глинистых грязевулканических выбросах аномалии Hg локальны (валовое содержание Hg до 920 нг/г) и связаны с присутствием Hg-содержащих сульфидов (киновари, метациннабарита, Hg-сфалерита, пирита и сульфосолей) [Sokol et al., 2018, 2021; Kokh et al., 2021a, b] (рис. 2). Доминирующей формой ртути в грязевулканических осадках является сульфидная (до 70 %), инертность которой в зоне гипергенеза обеспечивает высокая щелочность грязевулканических вод.

В пределах наземных провинций грязевого вулканизма тепловая энергия газовых пожаров, регулярно возникающих при катастрофических извержениях, преобразует материал грязевулканических выбросов в специфические комплексы пирогенных пород [Grapes et al., 2013; Kokh et al., 2016, 2017; Kokh, Sokol, 2023]. Генерация пирогенных расплавов на грязевых вулканах локальна и реализуется только в связи с заглубленными очагами горения метана ($1200\text{--}1400 \text{ °C}$) либо при обжиге фрагментов осадков непосредственно в ядре факела при $T \geq 1400 \text{ °C}$. Возникающие термические ореолы характеризуются аномальными термическими градиентами: до 100 °C/см в зоне плавления и до 30 °C/см в зоне спекания. Вертикальный прямоточный газовый факел с точкой выхода пламени на (или над) поверхности земли не обеспечивает значимый радиационный теплоперенос на дневную поверхность в зоне своей вертикальной проекции, что исключает образование здесь высокотемпературных пирогенных пород. Алюмосиликатные паралавы и клинкеры, наиболее часто возникающие при воспламенении газовых факелов на грязевых вулканах, характеризуются низкой минералогической продуктивностью ($K = M_{\text{минералов}} / N_{\text{элементов}} < 1.5$), которую сообща определяют: ограниченный диапазон составов их протолита, сходный температурный режим и редокс-условия плавления, а также полимеризация сухих кислых расплавов при закалке и их стеклование, опережающее процесс кристаллизации.

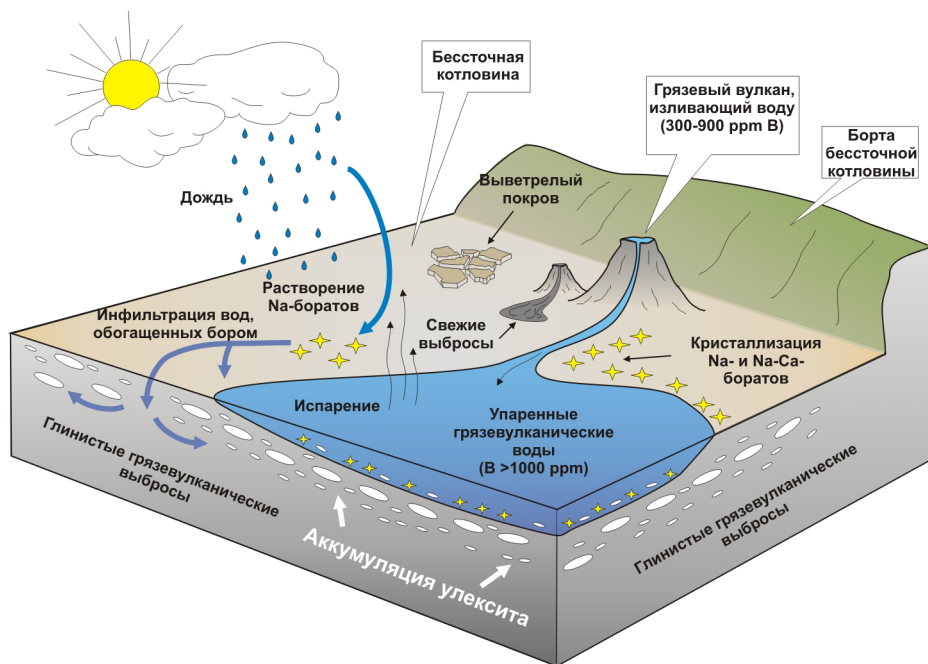


Рис. 1. Модель формирования месторождения континентальных боратов, генетически связанного с процессом грязевого вулканизма на примере Булганакского грязевулканического очага (Керченский полуостров) [Sokol et al., 2019].

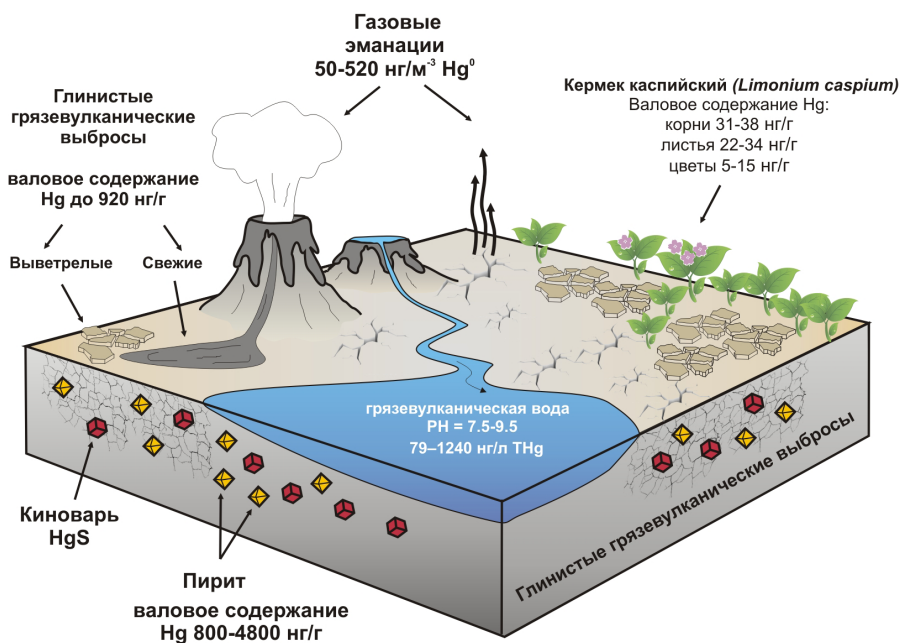


Рис. 2. Сводная схема распределения Нg в главных компонентах грязевулканического ландшафта Керченского полуострова [Kokh et al., 2021b].

Таким образом, в грязевулканических ландшафтах геохимические аномалии формируют элементы, фракционирующие во флюидную фазу (B, Li, Hg, As, Na, Cl, Br, C, Ca, Mg, Sr). Большинство из них образует самостоятельную минерализацию, генетически связанную с процессом грязевого вулканизма, а именно: (i) производные упаренных грязевулканических вод (хлориды, бораты, карбонаты, Na, Ca ± Mg, в том числе (ОН)- и/или водосодержащие); (ii) ассоциации травертиновых источников (карбонаты Ca ± хлориды); (iii) ассоциации продуктов пирогенеза (оксиды Si, Fe, Mg, Ti; силикаты Ca, Na, Al, Mg, Fe ± фосфиды, самородные вещества, сульфиды) среди количественно преобладающих сухих алюмосиликатных стекол.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

Литература

Авдусин П.П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Петрографические исследования. Москва: АН СССР, 1948, 191 с.

Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Рахманов Р.Р. Каталог извержений грязевых вулканов Азербайджана (1810–2007 гг.). Баку: Nafta-Press, 2009. 110 с.

Алиев Ад.А., Лаврушин В.Ю., Кох С.Н. и др. Изотопный состав серы пирита из выбросов грязевых вулканов Азербайджана // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 5. С. 409–419.

Ковалевский С.А. Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджан и Туркмении). Баку: Азгостоптехиздат, 1940, 200 с.

Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А.С., Сокол Э.В. и др. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 1. Геохимические особенности и генезис грязевулканических вод // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 6. С. 485–512.

Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А.С., Сокол Э.В. и др. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 2. Генезис грязевулканических газов и региональные геохимические тренды // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 1. С. 3–27.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.

Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2005. 176 с.

Якубов А.А., Ализаде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Баку: Элм, 1971. 257 с.

Grapes R., Sokol E., Kokh S. et al. Petrogenesis of Na-rich paralava formed by methane flares associated with mud volcanism, Altyn-Emel National Park, Kazakhstan // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 165. P. 781–803.

Kokh S.N., Shnyukov Y.F., Sokol E.V. et al. Heavy carbon travertine related to methane generation: A case study of the Big Tarkhan cold spring, Kerch Peninsula, Crimea // Sedimentary Geology. 2015. Vol. 325. P. 26–40.

Kokh S., Dekterev A., Sokol E., Potapov S. Numerical simulation of an oil–gas fire: a case study of a technological accident at Tengiz oilfield, Kazakhstan (06.1985–07.1986) // Energy Exploration and Exploitation. 2016. № 34(1). P. 77–98.

Kokh S., Sokol E., Dekterev A. et al. The 2011 strong fire eruption of Shikhzarli mud volcano, Azerbaijan: a case study with implications for methane flux estimation // Environmental Earth Sciences. 2017. № 76. 701.

Kokh S.N., Sokol E.V., Gustaytis M.A. Mercury anomaly in Oligocene-Miocene Maykop Group sediments (Caucasus continental collision zone): mercury hosts, distribution, and sources // Minerals. 2021a. Vol. 11(7). 751.

Kokh S.N., Sokol E.V., Gustaytis M.A., Sokol I.A., Deviatiiarova A.S. Onshore mud volcanoes as a geological source of mercury: Case study from the Kerch Peninsula, Caucasus continental collision zone // Science of the Total Environment. 2021b. Vol. 751. 141806.

Kokh S.N., Sokol E.V. Combustion metamorphism in mud volcanic events: a case study of the 6 May 2000 fire eruption of Karabetova Gora mud volcano // *Minerals*. 2023. Vol. 13(3). 355.

Kopf A.J. Significance of mud volcanism // *Reviews of Geophysics*. 2002. Vol. 40. P. 1–52.

Lerche I., Bagirov E. Impact of natural hazards on oil and gas extraction. The South Caspian Basin. New York: Springer, 1999. 353 p.

Mazzini A., Etiopie G. Mud volcanism: An updated review // *Earth-Science Reviews*. 2017. Vol. 168. P. 81–112.

Sokol E., Kokh S., Kozmenko O. et al. Mineralogy and geochemistry of mud volcanic ejecta: a new look at old issues (a case study from the Bulganak field, Northern Black Sea) // *Minerals*. 2018. Vol. 8. 344.

Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A. et al. Boron in an onshore mud volcanic environment: Case study from the Kerch Peninsula, the Caucasus continental collision zone // *Chemical Geology*. 2019. Vol. 525. P. 58–81.

Sokol E.V., Kokh S.N., Nekipelova A.V. et al. Ge-Hg-rich sphalerite and Pb, Sb, As, Hg, and Ag sulfide assemblages in mud volcanoes of Sakhalin Island, Russia: an insight into possible origin // *Minerals*. 2021. Vol. 11(11). 1186.

A.E. Masloboeva¹, D.A. Gavryushkin²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
st086847@student.spbu.ru

² – Институт физики Земли им. О.И. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

**Спелеотем пещеры Воронцовская (Краснодарский край):
петрографическая и геохимическая характеристики**
(научный руководитель – к.г.-м.н. В.Б. Ершова)

A.E. Masloboeva¹, D.A. Gavryushkin²

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

² – Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

**Speleothem of the Vorontsovskaya Cave (Krasnodar krai):
petrographic and geochemical characteristics**

Abstract. Flowstone of the Vorontsovskaya Cave (Krasnodar krai) is composed of alternating light and dark calcite laminae, which include light relatively large columnar calcite crystals and brown layers of microcrystalline calcite, respectively. An uneven thickness of the laminae can be explained by changing precipitation rate: the thicker laminae indicate the enhanced precipitation and the thinner laminae indicate suppressed precipitation or a dry period. The fabrics can also show changes related to variations in supersaturation, drip rate or input of detrital particles or organic matter. Open columnar fabrics formed under relatively constant and regular drips. Shale-normalized REEs and Y patterns of the flowstone exhibit a negative Ce anomaly and a positive Eu anomaly. Negative Ce anomaly indicates oxidizing formation conditions. Magnitude of the positive Eu anomaly is most likely controlled by the dissolution of feldspar in the water producing the carbonates.

Спелеотемы (сталагмиты, сталактиты и флоустоуны (*flowstones*)) широко распространены в карстовых пещерах и образуются при осаждении карбонатных минералов из капельных вод, дегазирующих избыток углекислого газа при попадании в пещеры. Спелеотемы хранят уникальный архив данных, характеризующий локальные и глобальные климатиче-

ские и экологические условия того периода, когда они формировались [Henderson, 2006]. Они представляют собой, возможно, наилучшую высокодетальную (с разрешением от сезона до десятилетия) непрерывную наземную запись климатических изменений с точной и достоверной хронологией. Целью настоящей работы является петрографическое и геохимическое изучение спелеотемы карстовой пещеры Воронцовская (Краснодарский край) для выяснения условий, влияющих на их рост, а также восстановление геохимической обстановки их формирования. Материалом для исследования послужили три образца керна, пробуренного с помощью портативного электрического дрелла, из натечной плотины в южной части пещеры в Очажном гроте.

Для петрографических исследований было изготовлено 15 прозрачно-полированных шлифов, которые были изучены с помощью оптического микроскопа Olympus BX-53 с катодоллюминесцентным анализатором Mk5-2 (на базе кафедры региональной геологии Санкт-Петербургского государственного университета, г. Санкт-Петербург). Также в работе использованы аналитические возможности ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель»: СЭМ Hitachi TM-3000 с анализаторами Oxford, настольный дифрактометр Miniflex II с Cu анодом, ИК-спектрометр Bruker Vertex 70 FTIR и микроскоп Leica DM4500 P LED. Для геохимических исследований были подготовлены 20 проб, выделенных с помощью микробура. Содержания Fe, Ca и Mg измерены на ИСП-АЭС спектрометре Optima 8000 DV (Perkin Elmer), а содержания микроэлементов – на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре NexION 300S (PerkinElmer) в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург).

Воронцовская система пещер расположена на территории Хостинского района Краснодарского края в 1.5 км к востоку от с. Воронцовка в верховьях р. Кудепста на Воронцовском хр. Относится к спелеопровинции Южного склона Сочинской спелеообласти. Протяженность пещеры составляет 10.4 км, амплитуда высот – 240 м. Пещера расположена в верхнемеловых пелитоморфных светло-серых известняках сантона мощностью около 80 м. Известняки подстилаются темной толщей переслаивания альб-сеномана, сложенной аргиллитами, глинистыми тонкоплитчатыми известняками и мергелями [Дублянский, Илюхин, 1982].

Исследованный флуостуон представляет собой туфовую плотину, которая продолжает расти по настоящее время, благодаря подземному водотоку. Он сложен неравномерно переслаивающимися крупными темными и более мелкими светлыми слоями, которые под оптическим микроскопом представлены, соответственно, светлыми средне-крупнокристаллическими слоями кальцитового спарита и плотными темными, микритовыми и/или микроспаритовыми кальцитовыми слоями (рис. 1).

Спаритовые слои составляют около 60–70 об. % породы и представлены столбчатыми, преимущественно, открытыми кристаллами кальцита (Co ; по классификации [Frisia, 2015]) размером от 0.5 до 8 мм по удлинению. В некоторых шлифах присутствуют участки, сложенные волокнистыми агрегатами кальцита и столбчатыми радиаксиальными кристаллами с волнистым погасанием. Между кристаллами часто присутствуют тонкие вытянутые поры и включения. Кристаллы расширяются сверху, образуя веерообразную форму. Внутри этих слоев присутствуют микронные темные слои, сложенные микритом. Края кристаллов преимущественно неровные закругленные (Co_{ip}), а иногда ромбоидальные (Co_{rt}).

Микритовые и микроспаритовые слои согласно облекают края веерных кристаллов (рис. 1). Толщина слоев до 3 мм. Кроме того, микрит и микроспарит могут заполнять пространство между столбчатыми кристаллами, а также могут замещать более крупные кристаллы (в шлифах видны реликты столбчатых кристаллов). Правильная зональность иногда нарушается при срезании спаритовых слоев микритовыми слоями (рис. 1а, б). Микритизированные участки могут быть связаны с пористостью; поры крупные (до 1.5 мм), округлые

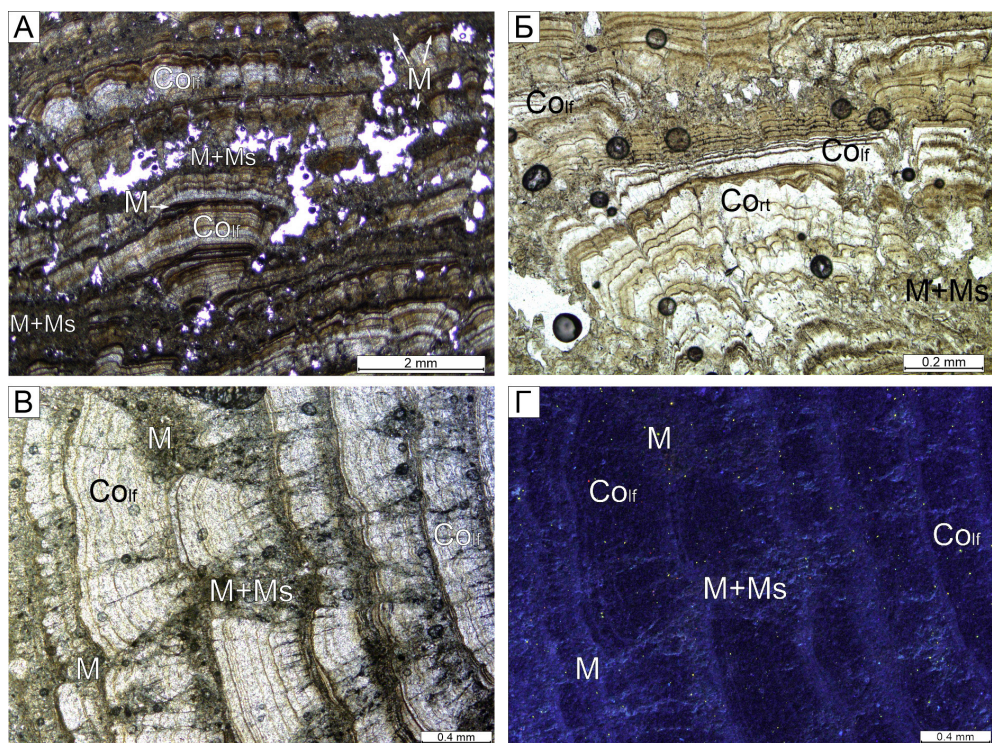


Рис. 1. Структура изученного спелеотема с чередованием разных открытых столбчатых кристаллов с плоскими или неровными (Co_{if}) и зазубренными (ромбоздральными) (Co_{rt}) краями, микрита (M) и микроспарита (Ms). Фото А – шлиф № 22-1, проходящий свет; Б – шлиф № 21-1, проходящий свет; В – шлиф 20-1, проходящий свет; Г – шлиф 20-1, катодолуминесцентное свечение. Классификация по [Frisia, 2015].

и вытянутые, похожи на ваги. Микритовые слои характеризуются темно-синим катодолуминесцентным свечением, у спаритовых слоев свечение отсутствует (рис. 1г).

По данным рентгенофазового анализа, электронной микроскопии и рамановской спектроскопии изученные образцы состоят из кальцита (рис. 2а). Спектры арагонита не были идентифицированы даже в областях, состоящих из волокнистых или игольчатых кристаллов. Акцессорные минералы представлены кварцем и глауконитом. По данным электронной микроскопии в породе присутствуют мелкие зерна рутила, ильменита, магнетита и сульфидов Fe. Карбонаты содержат Ca 30.59–35.94 %, Mg 0.022–0.163 % и Fe – до 0.059 %. Концентрации РЗЭ составляют 3.1–21.4 г/т. Спектры распределения РЗЭ характеризуются отчетливой отрицательной аномалией Ce ($Ce/Ce^* = 0.17–0.42$) и положительной аномалией Eu ($Eu/Eu^* = 1.94 – 6.57$; рис. 2б).

Таким образом, результаты исследования позволяют сделать следующие выводы. Флуостуны пещеры Воронцовская представлены переслаиванием столбчатых кристаллических и микрокристаллических слоев. Это чередование отражает гидрологические изменения. Различная толщина слоев может быть связана с отложением кальцита в зависимости от количества осадков: толстые слои свидетельствуют о большем количестве осадков, а тонкие – о меньшем количестве осадков или о более сухом периоде [Fairchild et al., 2000]. Преобладание столбчатых открытых прослоев указывает на то, что спелеотем формировался из мощной пленки жидкости при высокой скорости потока и низкой скорости дегазации [Frisia, 2015].

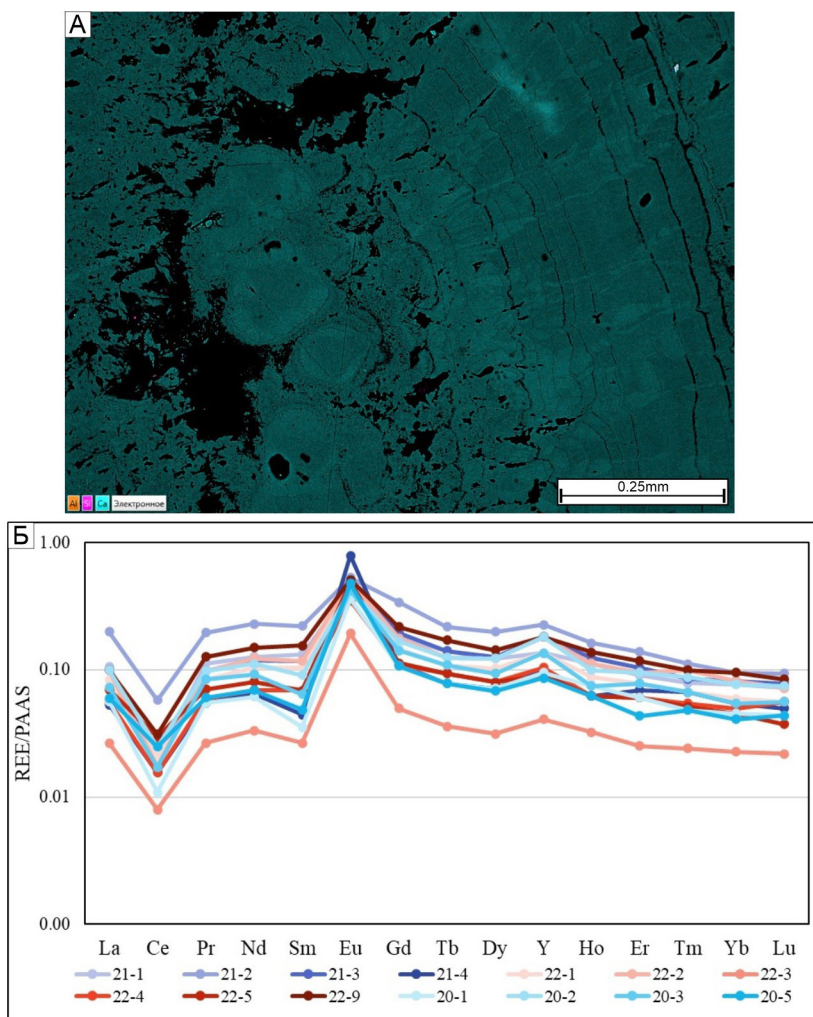


Рис. 2. А – СЭМ-карта распределения элементов в обр. 21-1; Б – PAAS-нормализованные спектры распределения РЗЭ карбонатов. Вертикальная шкала – логарифм отношений определенной концентрации к концентрации в резервуаре Post-Archean Australian Shale [McLennan, 2001].

Ромбоэдрические края столбчатых кристаллов некоторые исследователи связывают с турбулентным течением и с тем, что кристаллы постоянно находились в воде [Turgeon, Lundberg, 2001], а плоские и неровные края, вероятно, связаны с темными богатыми органикой пластинками. Окисление органического вещества может способствовать локальному растворению, приводящему к выравниванию верхушек кристаллов [Frisia, 2015]. Формирование микритовых слоев может являться результатом присутствия некарбонатных примесей и органического вещества. Также микрит мог образоваться в результате механической эрозии и коррозии крупных кристаллов [Wróblewski et al., 2017]. Отрицательная аномалия Ce отражает образование карбонатов в окислительной обстановке, а положительная аномалия Eu, по всей видимости, является индикатором присутствия в области питания подземных вод разрушающихся основных пород.

Исследование поддержано грантом РФФ № 22-27-00453.

Литература

- Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М.: Наука, 1982. 137 с.
- Fairchild I.J., Borsato A., Tooth A.F. et al. Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 166. P. 255–269.
- Frisia S. Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimate studies // *International Journal of Speleology*. 2015. Vol. 44. P. 1–16.
- Henderson G.M. Caving in to new chronologies // *Science*. 2006. Vol. 313. P. 620–622.
- McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. Vol. 2. Article 2000GC000109.
- Turgeon S., Lundberg J. Chronology of discontinuities and petrology of speleothems as paleoclimatic indicators of the Klamath Mountains, southwest Oregon, USA, 2001 // *Carbonates and Evaporites*. 2001. Vol. 16. P. 153–167.
- Wróblewski W., Gradziński M., Motyka J., Stankovič J. Recently growing subaqueous flowstones: Occurrence, petrography, and growth conditions // *Quaternary International*. 2017. Vol. 437. P. 84–97.

ЧАСТЬ 3. ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

М.А. Юдовская

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

Судьба магматических сульфидов при серпентинизации

М.А. Yudovskaya

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

The fate of magmatic sulfides during serpentinization

Abstract. Magmatic sulfides and related Pt mineralization exhibit diverse behavior during serpentinization. Example of mineralization in serpentinites of the Molopo Farms Complex (Botswana) shows the possibility of full dissolution of platinum group minerals and fixation of platinum group elements in solid solutions of secondary mineral assemblages of sulfides, arsenides, antimonides, and native metals.

Поведение магматических сульфидов и связанной с ними платинометальной минерализации при серпентинизации весьма разнообразно. Растворение и окисление сульфидов при высоких отношениях флюид/порода может не сказываться на сохранности минералов платиновой группы (МПГ), более устойчивых к окислению. Вместе с тем, МПГ в серпентинизированных хромититах и дунитах офиолитовых комплексов и не предполагают их первичной ассоциации с сульфидным расплавом в силу недосыщенности высокомагнезиальных магм по сере. В расслоенных интрузивах присутствие первичных сульфидов исключить нельзя даже для ультраосновных кумулатов, поэтому выделение вторичных сульфидных ассоциаций не всегда однозначно. Пример минерализации в серпентинитах комплекса Молопо Фамс показывает возможность полного растворения МПГ при фиксации элементов платиновой группы (ЭПГ) в твердых растворах вторичных минеральных ассоциаций сульфидов, арсенидов, антимонидов и самородных металлов.

Комплекс Молопо Фамс (МФК) расположен примерно в 200 км к западу от комплекса Бушвельд и локализован в кварцитах и углистых сланцах супергруппы Трансвааль с возрастом 2.6–2.06 млрд лет. Возраст кристаллизации МФК составляет 2.056 млрд лет и идентичен возрасту комплекса Бушвельд [Beukes et al., 2019]. Большая часть интрузива перекрыта кайнозойскими песками Калахари, поэтому интерпретация его строения, в основном, основана на геофизических данных и пересечениях скважин. Деформированный лополит разделен на северную и южную доли разломами, которые являются продолжением древнего линеамента Табазимби-Мурчисона, разделяющего два кратонных блока кратона Каапвааль и рассматривающегося как возможная зона подводящих каналов бушвельдских магм.

Современное бурение МФК в зоне этих разломов ставило целью обнаружить минерализацию, характерную для проточных подводящих каналов, но вместо этого пересекло фрагмент расслоенной ультраосновной Нижней зоны комплекса с бедной никелевой минерализацией. Нижняя ультраосновная толща МФК имеет мощность до 2 км и сложена переслаиванием гарцбургитов, ортопироксенитов с резко подчиненными прослоями дунитов и вкрапленных хромитов. Первичная магматическая сульфидная минерализация с содержанием ЭПГ до 1.3 г/т отмечена ранее в ортопироксенитах вблизи подошвы интрузива и отличалась преобладанием Pt-Pd висмутотеллуридов с редкими сперрилитом и Au-Ag сплавами [Kaavera et al., 2020].

В новых пересечениях преобладает вторичная сульфид-арсенид-самороднометалльная минерализация Ni с редкими реликтами первичных магматических сульфидов. Двумя основными вторичными рудными минералами являются хизлевудит и аваруит, которые приурочены к интеркумулусному пространству, наследуя позицию интерстициальных сульфидов. На более низкотемпературной стадии образуется ассоциация макинавита, годлевскита, никелина и сульфидов Cu, таких как халькозин, ковеллин, халькопирит и борнит. Минерализация Ni ассоциирует со вторичными амфиболами (магнезиальная роговая обманка, паргасит и актинолит-тремолит), которые развиваются по серпентинизированному протолиту. Данные по составу валовых проб пород показывают, что распределение ЭПГ практически идентично таковому в неизмененных минерализованных породах Нижней зоны МФК, а также и Нижней зоны родственного Бушвелда, тогда как зоны вторичной минерализации отличаются обогащением Ni и Au и обеднением Cu.

Дискретные МПГ не были обнаружены за исключением микроскопических реликтов лаурита. Однако арсениды Ni (маухерит и орселит) содержат до 2300 г/т Pd, 44 г/т Pt и 6 г/т Au, что резко контрастирует с обеднением ими Co-содержащего пентландита, который обычно является их основным концентратором. Хизлевудит не содержит концентраций ЭПГ выше предела обнаружения методом ЛА-ИСП-МС, а аваруит обогащен Ru и Rh. Баланс металлов показывает, что Ni был извлечен как из первичных сульфидов, так и из хромита и оливина, а ЭПГ были перераспределены среди вторичных сульфидов, сплавов и арсенидов в соответствии с благоприятной схемой изоморфного замещения. Предполагается, что вклад As из углистых сланцев Трансвааля способствовал стабилизации ЭПГ в арсенидах и антимонидах, предотвращая диссипацию и потерю благородных металлов при высокотемпературном гидротермальном событии.

Литература

Beukes N.J., de Kock M.O., Vorster C. et al. The age and country rock provenance of the Molopo Farms Complex: implications for Transvaal Supergroup correlation in southern Africa // *South African Journal of Geology*. 2019. Vol. 122. P. 39–56.

Kaavera J., Imai A., Yonezu K. et al. Controls on the disseminated Ni-Cu-PGE sulfide mineralization at the Tubane section, northern Molopo Farms Complex, Botswana // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 126. P. 1–23.

Минералогические и микроструктурные особенности ультрамафитов массива Северный Крака (Южный Урал)

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

Mineralogical and microstructural features of ultramafics of the Northern Kraka massif (South Urals)

Abstract. Mineralogical characteristics of ultramafic rocks of the Northern Kraka massif and their microstructural features are described. The rock-forming olivine has constant composition and a #Mg value in a range of 0.88–0.95. Orthopyroxene corresponds to enstatite and clinopyroxene includes diopside and augite. The composition of Cr-spinel depends on the host rock Cr content increasing from peridotite to dunite. Pyroxene and olivine grains locally exhibit traces of deformation and decay in form of lamellae and recrystallization of small grains at the periphery.

Офиолитовые массивы широко представлены в складчатых структурах Южного Урала. Массивы Крака являются одними из самых больших по площади и неравномерно изученных вследствие относительно низкой хромитоносности. С точки зрения понимания процессов минералообразования интересен массив Северный Крака: на его территории имеются выходы перидотитов с относительно слабой долей вторичных изменений. На основе данных о фугитивности кислорода, валовых содержаний Al_2O_3 и CaO, а также состава хромшпинелидов ранее предлагалось относить ультрамафиты Северного Крака к субконтинентальным перидотитам при значительных вариациях окисления, существовавших в верхней мантии [Чашухин и др., 1998; Чашухин, Вотяков, 2010]. Петрографические и петрохимические характеристики пород массива, а также его хромитовая минерализация описаны в монографиях [Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008].

Цель данной работы – изучение минералогических и микроструктурных особенностей перидотитов и дунитов массива для определения условий их образования. Электронно-микроскопические исследования с определением состава минералов проводились на СЭМ Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments.

Породообразующие минералы изученных ультрамафитов – оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Амфиболы присутствуют в незначительных количествах. Главным аксессуарным минералом выступает хромшпинелид. В значительно меньших количествах содержатся сульфиды – хизлевудит Ni_3S_2 , пирротин $Fe_{1-x}S$, пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$ и его кобальтсодержащая разновидность $(Fe,Ni,Co)_9S_8$, реже встречаются халькопирит $CuFeS_2$, миллерит NiS . Также присутствуют аварунит Ni_3Fe , вайраунит $CoFe$, самородная медь Cu и никелин $NiAs$. Платинометалльная минерализация представлена лауритом $(Ru,Os)S_2$, эрликманитом $(Os,Ru)S_2$, тугоплавкими платиноидами ряда $Os-Ir-Ru$, изоферроплатиной (Pt_3Fe) , сплавами состава $Cu-Pd$ [Савельев и др., 2018; Савельев, Гатауллин, 2023].

Оливин характеризуется постоянным составом. Доля форстеритового минала составляет 0.91–0.95 в дуните и 0.93–0.88 в перидотитах. Содержания NiO составляют 0.25–0.55 %. По соотношениям FeO и NiO оливин перидотитов и дунитов попадает в типичные поля офиолитовых ультрамафитов [Брянчинова, 1990]. Приблизительно в 10 % анализов обнаружен марганец в количествах до 0.37 % MnO .

Ортопироксен представлен крупными таблитчатыми зернами, часто с ламелями клинопироксена и амфибола, также в виде мелких зерен-необластов на периферии некоторых крупных зерен, образование которых связывается с выделением примесей из первичных кристаллов пироксена в ходе деформации [Савельев и др., 2017]. Состав стабилен, соответствует энстатиту с незначительным содержанием CaO и FeO. Содержит до 7.11 мас. % Al_2O_3 и до 1.53 мас. % Cr_2O_3 . В незначительном количестве анализов зафиксированы 1.02 мас. % NaO в одном анализе, 0.22 мас. % TiO_2 в одном анализе и до 0.28 мас. % MnO.

Клинопироксен в гарцбургите и лерцолите образует мелкие необласты, окружающие крупные зерна ортопироксена, и значительно реже – крупные таблитчатые (уплощенные) зерна. Состав соответствует диопсиду, иногда авгиту; минерал содержит 7.72 мас. % Al_2O_3 и 1.91 мас. % Cr_2O_3 , NaO, некоторые анализы содержат до 0.86 мас. % TiO_2 , до 0.69 мас. % MnO и 0.28 мас. % NiO в одном анализе.

В некоторых образцах встречается плагиоклаз, по составу соответствующий битовниту либо лабрадору. Обычно он находится в центре сростков с хромшпинелидом.

Изученные зерна аксессуарных хромшпинелидов в ультрамафитах характеризуются значительными вариациями #Cr и #Mg в зависимости от состава содержащей их породы, хромистость в ряду лерцолит-гарцбургит-дунит-хромитит возрастает от 0.2 до 1.8 формульного коэффициента Cr. Магнезиальность не зависит от породы и варьирует в пределах 0.5–0.8 #Mg. Изометричные и гипидиоморфные зерна хромшпинелида типичны для дунитов, обычно они высокохромистые по составу и непрозрачные, либо темно-вишневые в шлифах. Для перидотитов характерны ксеноморфные зерна большего размера, более глиноземистые от желто-бурых до темно-вишневых на просвет.

Амфиболы представлены зернами, сопутствующими диопсиду сходных размеров; ламелями и округлыми выделениями в ортопироксене; необластами на периферии крупных деформированных зерен ортопироксена. Составы соответствуют чаще всего магнезиальной роговой обманке и паргаситу, редко чермакиту и эдениту по классификации [Leake et al., 1997].

Вторичная минерализация представлена серпентином и магнетитом. Серпентин в дуните образует петли вокруг реликтов оливина в перидотитах и, главным образом, баститовые псевдоморфозы по пироксену. По составу соответствует лизардиту. Магнетит представлен каймами на периферии зерен хромшпинелидов вплоть до полного замещения хромшпинелидов в серпентините и пылевидными выделениями в агрегатах серпентина.

В перидотитах ортопироксен и оливин несут следы пластических деформаций. Почти во всех изученных образцах диагностирована порфинокластическая структура, когда по размеру зерна образуются крупные деформированные (0.8–4 мм) порфинокласты и мелкие зерна (менее 0.8 мм) – необласты. Анализ данных EBSD-сканирования оливина указывает на то, что ось [100] почти совпадает с линейностью, а две другие оси [010] и [001] образуют пояса в плоскости, нормальной к минеральному уплощению и полосчатости. Это характерно для D-типа текстуры оливина [Jung, 2017], который обычно связан с активизацией множественного скольжения по семейству плоскостей $\{0kl\}$ в направлении [100]. В ортопироксене под малым углом к линейности концентрируются оси [001] либо [010], а плоскостью скольжения неизменно является (100). Подобные текстуры могут быть интерпретированы как сочетание типов АВ и АС, согласно классификации [Jung, 2017].

Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелидов показывают, что перидотиты образовались как тугоплавкий остаток (рестит) частичного плавления примитивной мантии, составляющего от 10 до 30 % по диаграмме OSMA [Arai, 1994], при этом для лерцолита характерны 10–15 % частичного плавления. При оценке по формуле [Hellebrand et al., 2001] получены сходные данные – до 20 % в перидотитах. Расчет температуры закрытия обменных реакций, которая соответствует температуре завершения диффузионного обмена

в парах оливин-шпинелид [Базылев, 2003], показал интервал 650–900 °С, при этом наиболее часто встречаются температуры около 700 °С. Двупироксеновые геотермометры показали более высокие значения (850–1200 °С) с наиболее частыми значениями около 1000 °С. Фугитивность кислорода, рассчитанная по [Ballhaus et al., 1991], изменяется от –3 до +1.5 $\Delta \log f_{O_2}$ (FMQ). Диапазон давлений, рассчитанный по геобарометру для срх с Mg>0.75 на основе модифицированного двупироксенового геотермометра Вуда-Банно [Wood, Banno, 1973; Putirka, 2008], для лерцолитов варьирует в пределах 5–14 кбар, что соответствует глубинам 15–40 км.

Проведенные исследования позволяют заключить, что изученные ультрамафиты представляют собой мантийные тектониты с интенсивным развитием высокотемпературных пластических деформаций. Преимущественно восстановительные условия свидетельствуют о подъеме ультрамафитов в составе верхнемантийного диапира в условиях слабо деплетированной мантии. Широкая вариация давлений, соответствующая как плагиоклазовой, так и шпинелевой фациям глубинности, может свидетельствовать о сохранении соотношений составов пироксенов, соответствующих различным стадиям подъема диапира.

Авторы благодарят рецензентов за ценные рекомендации и замечания. Исследования выполнены за счет гранта РФФ № 22–17–00019. EBSD-исследования проведены на базе ЦКП ИПСМ РАН «Структурные и физико-механические исследования материалов».

Литература

Базылев Б.А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дисс. на соиск. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва, 2003, 370 с.

Брянчанинова Н.И. Породообразующие силикаты ультрабазитов как индикаторы условий образования и рудоносности. Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1990. 22 с.

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., Нугуманова Я.Н., Гатауллин Р.А. и др. О новых проявлениях платинометальной минерализации в офиолитовых ультрамафитах Южного Урала // Петрология магматических и метаморфических комплексов. 2018. С. 321–325.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабилов И.И. О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 2. С. 200–204.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Шпинелевые лерцолиты массива Северный Крака (Южный Урал) – реликты наименее трансформированного вещества верхней мантии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 4. С. 530–533.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. О природе ультрамафитов массивов Крака (Южный Урал) // Труды Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 116–121.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implication for the oxydation state of the upper mantle // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 107. P. 27–40.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2001. Vol. 410. P. 677–681.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. Vol. 69. P. 61–120.

Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // *Geosciences Journal*. 2017. Vol. 21. P. 985–1011.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1973. Vol. 42. P. 109–124.

Т.Д. Шабутдинов^{1, 2}, А.А. Самигуллин¹, Р.А. Гатауллин¹

¹ – *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия*
timurgeolog11@gmail.com

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

Минералогическая и петрографическая характеристика ультрамафитов и хромитов восточной части массива Южный Крака (Южный Урал)

(научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

T.D. Shabutdinov^{1, 2}, A.A. Samigullin¹, R.A. Gataullin¹

¹ – *Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia*

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

Mineralogical and petrographic characteristics of ultramafic rocks and chromitites of the eastern part of the South Kraka massif (South Urals)

Abstract. The petrographic and mineralogical characteristics of ultramafic and chromitites of the eastern part of the Southern Kraka massif (South Urals) are studied. The accessory minerals of Fe, Ni and PGMs are found in chromitites. Based on the composition of Cr-spinel and rock-forming minerals, olivine-spinel and two-pyroxene geothermometers, geobarometers and oxybarometers the following parameters are calculated: $T = 800\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7\text{--}10\text{ kbar}$, $\Delta\log\text{O}_2 = -3\text{ to }+0.5$. Based on the analysis of our data, it is concluded that the ultramafic rocks of the eastern part of the South Kraka massif are moderately depleted restites of the upper mantle diapir, which most likely existed beneath a rift structure in a peripheral western part of the Paleo-Ural basin.

Массив Южный Крака – один из четырех массивов «кракинской группы», расположенных на северном замыкании Зилаирского синклинория на западном склоне Южного Урала. Он характеризуется изометричной морфологией в плане на севере и разветвляется к югу. Практически весь массив площадью 450 км² расположен в междуречье рек Белой, Каги и Южного Узяна. Первые упоминания об ультрамафитах массивов Крака приводятся в работах Н.Ф. Чернышева, Р.И. Мурчисона, А. Штукенберга второй половины XIX в. В 20–30-х гг. XX века в связи с поисками хромитов и хризотил-асбеста началось планомерное изучение массивов Крака [Тиховидов, 1932ф; Фарафонтъев, 1937; Логинов, 1933; Квятковский, 1929; Соколов, 1948]. Массивы также изучались А.В. Клочихиным, В.В. Радченко, А.В. Буряченко, Г.Н. Савельевой, Е.И. Денисовой др. [Клочихин и др., 1969; Савельева, 1987; Денисова, 1990]. С 1990-х гг. вновь повысился интерес к изучению массивов Крака [Ковалев, Сначев, 1998; Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018]. Несмотря на длительную историю исследований, наблюдается неравномерность в изучении массивов. На Южном Крака детально изучена западная часть, поскольку здесь сосредоточены наиболее крупные хромитопроявления [Ковалев, Сначев, 1998].

Целью данной работы является описание минералогических и петрографических особенностей ультрамафитов и хромититов восточной части массива Южный Крака, которая на протяжении долгого времени была недоступна для исследований ввиду того, что она входит в состав Башкирского государственного природного заповедника. Минералогическое описание ультрамафитов данной территории в литературе отсутствует. Всего в ходе полевых работ в 2023 г. было отобрано 90 образцов на шлифы и аншлифы.

Все образцы ультрамафитов серпентинизированы с развитием низкотемпературного петельчатого серпентина [Артемов, Кузнецова, 1979] или α -лизардита по [Варлаков, 1986]. Количество серпентина в лерцолитах и гарцбургитах составляет 30–60 об. %, реже его концентрация в гарцбургитах и дунитах увеличивается до 80 об. %. Реликты первичных породообразующих минералов в перидотитах представлены оливином, орто- и клинопироксеном, повсеместно присутствует акцессорный хромшпинелид. Оливин представлен реликтами внутри петель серпентина. Во всех породах он характеризуется высоким содержанием форстеритового минала, при этом максимальные значения характерны для дунитов (Fo_{94}), минимальные – для лерцолитов (Fo_{87}).

Клинопироксен в лерцолитах и гарцбургитах образует мелкие зерна размером 0.1–0.6 мм. Ортопироксен представлен деформированными крупными зернами до 3 мм, либо развитыми по ним баститовыми псевдоморфозами. По составу ромбический пироксен представлен высокомагнезиальным энстатитом, а моноклинный – диопсидом, реже низкожелезистым авгитом (рис. а). В некоторых образцах ультрамафитов и хромититов встречены амфиболы: в лерцолитах по составу они соответствуют чермакиту, а включения в зернах рудного хромита представлены магнезиогорнблендитом (рис. б).

Акцессорный хромшпинелид в гарцбургитах и лерцолитах часто является ксеноморфным, просвечивает в тонких срезах светло-желтым цветом, иногда – до оранжевого. В дунитах хромшпинелид гипидиоморфный либо идиоморфный, просвечивающий в тонких срезах красно-коричневым цветом. Состав акцессорного хромшпинелида изменяется от высокоглиноземистого в лерцолитах ($Cr\#$ 0.16–0.3) до высокохромистого в дунитах ($Cr\#$ 0.6–0.85) (рис. в, г).

В хромититах встречены включения редких акцессорных минералов размером от 1 до 15 мкм, среди которых отмечаются самородные фазы (медь, аварунит), сульфиды Fe, Ni, и минералы платиновой группы (МПП): лаурит RuS_2 , ирарсит $(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS$, купроиридсит $(Cu,Fe)Ir_2S_4$ и сплавы тугоплавких платиноидов. Таким образом, в хромититах проявлена ассоциация МПП с ведущей ролью тугоплавких платиноидов, что является характерным для месторождений в мантийных реститах.

На основе составов сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида в перидотитах и дунитах построена диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA), которая свидетельствует о том, что изученные породы представляют собой тугоплавкий остаток (рестит) частичного плавления исходного мантийного материала (пиролита) (рис. д).

По составам сосуществующих минералов рассчитаны температуры минеральных равновесий по различным версиям оливин-шпинелевых и дупироксеновых геотермометров [Roeder et al., 1979; Brey, Kohler, 1990; Ballhaus et al., 1991; Putirka, 2008] (T 800–1100 °C), а также оценено общее давления по пироксеновым геобарометрам Путирки [Putirka, 2008] (P 5–7 кбар), фугитивность кислорода определялась по оксибарометру Бальхауза с соавторами [Ballhaus et al., 1991] ($\Delta \log fO_2$ от –3 до +0.5). Установлено, что лерцолиты формировались в наиболее восстановительных условиях (от –3 до –0.5 FMQ), а для образования гарцбургитов, дунитов и хромититов характерна более высокая фугитивность кислорода ($\Delta \log fO_2$ от 0 до +0.5). Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что ультрамафиты восточной части массива Южный Крака представляют собой умеренно деплетированные реститы верх-

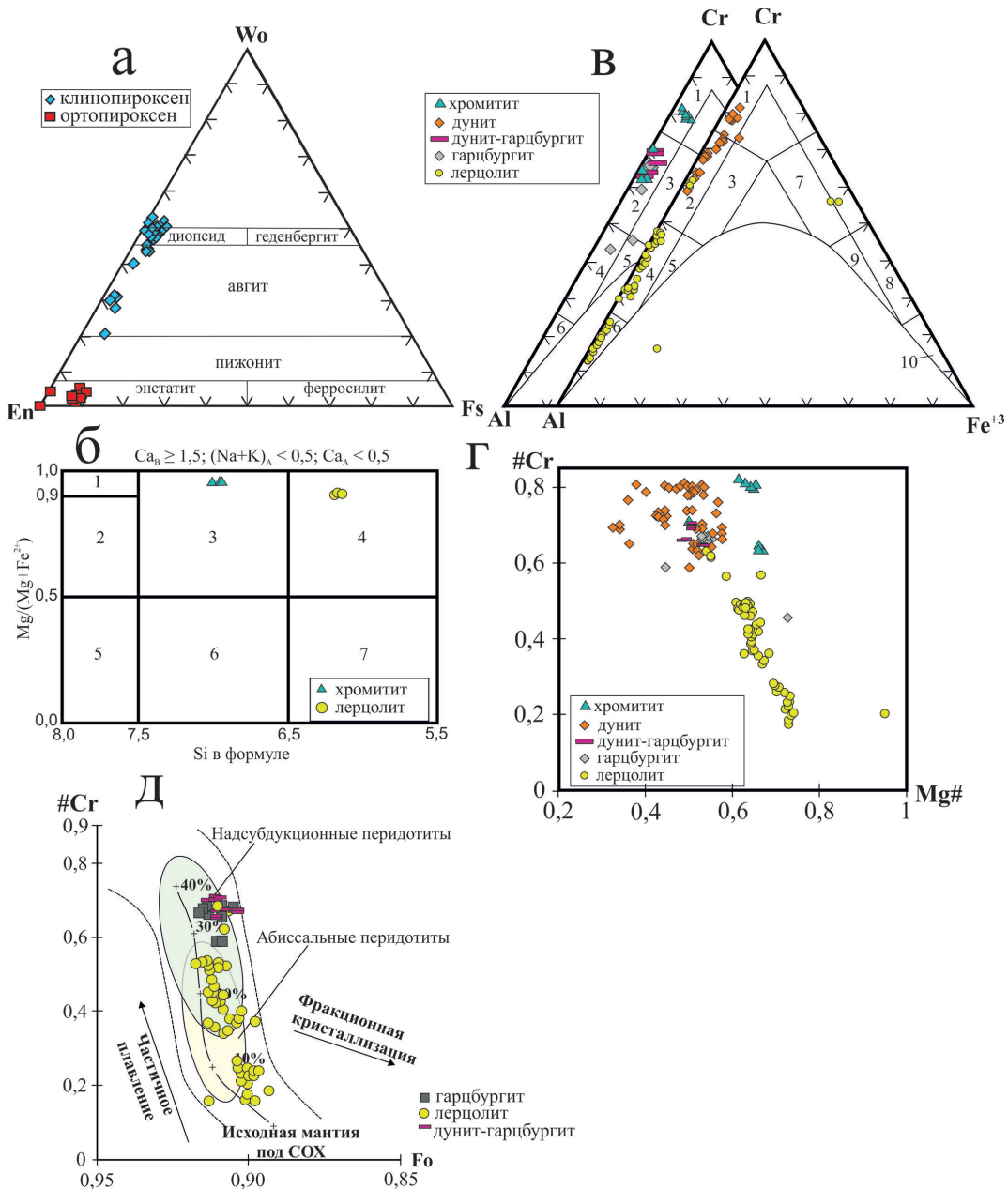


Рис. Особенности состава породообразующих минералов и хромшпинелидов: а – диаграмма составов орто- и клинопироксенов; б – классификационная диаграмма для амфиболов: 1 – тремолит, 2 – актинолит, 3 – магнезиальная роговая обманка, 4 – чермакит, 5 – ферроактинолит, 6 – железистая роговая обманка, 7 – феррочермакит [Leake et al., 1997]; в – классификационная диаграмма хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – алюмохромит, 3 – субферриалюмохромит, 4 – хромпикотит, 5 – субферрихромпикотит, 6 – пикотит, 7 – субалюмоферрихромит, 8 – хроммагнетит, 9 – субалюмохроммагнетит, 10 – магнетит (поля по [Павлов, 1949]); г – диаграмма Cr#–Mg# для хромшпинелидов, где Cr# = Cr/(Cr+Al+Fe³⁺), Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺); д – диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации – OSMA [Arai, 1994]

немантийного диапира, который, вероятнее всего, существовал под рифтогенной структурой в периферической западной части Палеоуральского бассейна.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 22–17–00019.

Литература

- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н.* Кiemбайское месторождение хризотил-асбеста. М.: Недра, 1979. 233 с.
- Варлаков А.С.* Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 224 с.
- Денисова Е.А.* Структура ультраосновного массива Южный Крак (Южный Урал) // Известия АН СССР, Серия геологическая. 1990. № 1. С. 45–63.
- Квятковский Р.Э.* Геологическое описание площади между р. Белой и восточным склоном хр. Ирендык. Уфа, БГУ, 1929.
- Клочихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В.* Геологическое строение северной части Зилаирского мегасинклиниория и сопредельных территорий. Уфа: БТГФ, 1969.
- Ковалев С.Г., Сначев В.И.* Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). Уфа: УНЦ РАН, 1998. 104 с.
- Логинов В.П.* Отчет о геологических исследованиях в районе перидотитовых массивов в 1932 г. (геологическая съемка М 1:50 000). Уфа: БГУ, 1933.
- Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геологических наук АН СССР. 1949. № 13. С. 10–35.
- 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., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность 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, 2001. 212 с.
- Соколов Г.А.* Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Труды ИГН АН СССР, серия рудных месторождений. 1948. № 12. 128 с.
- Тиховидов С.Ф.* Промышленный и сокращенный предварительный геологический отчет начальника I Хромитовой ГРП Башгеолтреста о геолого-разведочных работах в Кагинском, Башартском и Хамитовском районах республики за 1931 г. Уфа: БГУ, 1932ф.
- Фарафонтьев П.Г.* Геология и хромитовые месторождения района перидотитовых массивов Крака на Южном Урале. Уфа: БГУ, 1937.
- Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*. 1994. Vol. 113. P. 191–204.
- Ballhaus C., Berry R., Green D.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implication for the oxydation state of the upper mantle // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. Vol. 107. P. 27–40.
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in 4-phase lherzolites: 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. Vol. 31. P. 1353–1378.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., et al.* Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist*. 1997. Vol. 35. P. 219–246.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. Vol. 69. P. 61–120.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.* A Re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. Vol. 68. P. 325–334.

**Редкоземельная минерализация монзонит-порфиритов Шартымского массива
(Балбукский комплекс, Южный Урал)**

A.A. Samigullin, I.R. Rakhimov
Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

**Rare earth mineralization of monzonite porphyrites of Shartym pluton
(Balbuk complex, South Urals)**

Abstract. The eastern part of the Shartym pluton (Balbuk complex, South Urals) consists of monzonite-porphyrates. Phenocrysts are composed of clinopyroxene and plagioclase. Rare earth mineralization includes REE-bearing epidote and allanite in contrast to phase 2 rhyolite porphyries, which, in addition to the above minerals, contain monazite and xenotime.

Введение. Шартымский массив расположен на северном замыкании Магнитогорской мегазоны и традиционно относится к балбукскому комплексу [Анисимов и др., 1983; Холоднов и др., 2009]. Он характеризуется изометричными очертаниями, хорошо выражен в рельефе, его относительная высота – 180 м. Локализован массив в вулканогенно-осадочных породах верхнего девона и нижнего карбона: бугодакская толща (D_3bd) сложена туфами и туфопесчаниками базальтов и андезибазальтов; зилаирская свита (D_3-C_1zl) – полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с карбонатным цементом; кизильская свита (C_1kz) – известняками. Массив является полифазным: южная, юго-восточная и восточная части состоят из монзонит-порфиритов 1 фазы балбукского комплекса; центральная и западная части массива сложены риолит-порфирами 2 фазы балбукского комплекса [Анисимов и др., 1983]. Петрогеохимические и минералогические особенности и РЗЭ минерализация гранитоидов 2 фазы описаны в работах [Самигуллин, Рахимов, 2023а; 2023б]. Целью данной работы является описание РЗЭ минерализации монзонит-порфиритов 1 фазы.

Методы исследований. Из образцов магматических пород Шартымского массива изготовлены петрографические шлифы и полированные пластины, которые изучались под поляризационным микроскопом Carl Zeiss Axioskop 40. Электронно-микроскопические исследования с определением составов минералов проводились на СЭМ Tescan Vega Compact с ЭДС Xploer 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). Исследования проводились в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа).

Результаты и обсуждение. Изученные монзонит-порфириты обладают порфировидной структурой (рис. 1). Фенокристаллы представлены субидiomорфным серицитизированным и альбитизированным плагиоклазом (размер 1–2 мм) и ксеноморфным клинопироксеном (размер 0.5–3 мм), который по химическому составу соответствует диопсиду (рис. 2а). В основной массе присутствуют плагиоклаз, клинопироксен и хлорит. Вторичные минералы – эпидот, серицит, амфибол и хлорит. Из аксессуарных минералов установлены титанит, магнетит, ильменит, апатит, циркон, алланит.

РЗЭ минерализация представлена РЗЭ-содержащим эпидотом и алланитом-Се. РЗЭ-содержащий эпидот в монзонит-порфирах образует ксеноморфные выделения размером от 10 до 50 мкм в интерстициях минералов основной массы (рис. 3а). Эпидот содер-

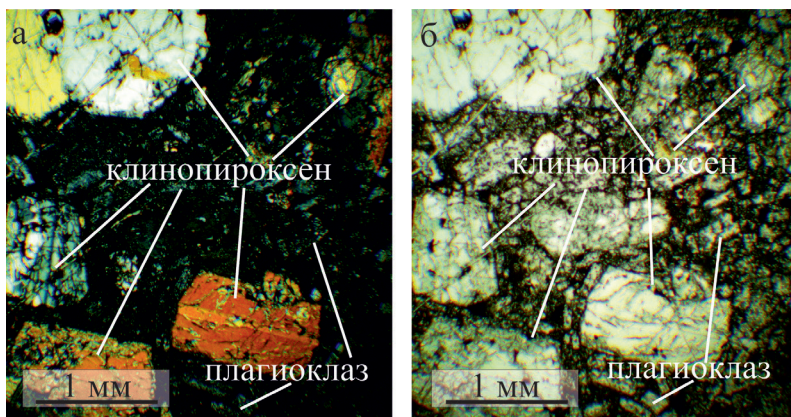


Рис. 1. Порфиридная структура монзонит-порфиров. Фото в поляризованном свете (никели: а – скрещены, б – параллельны).

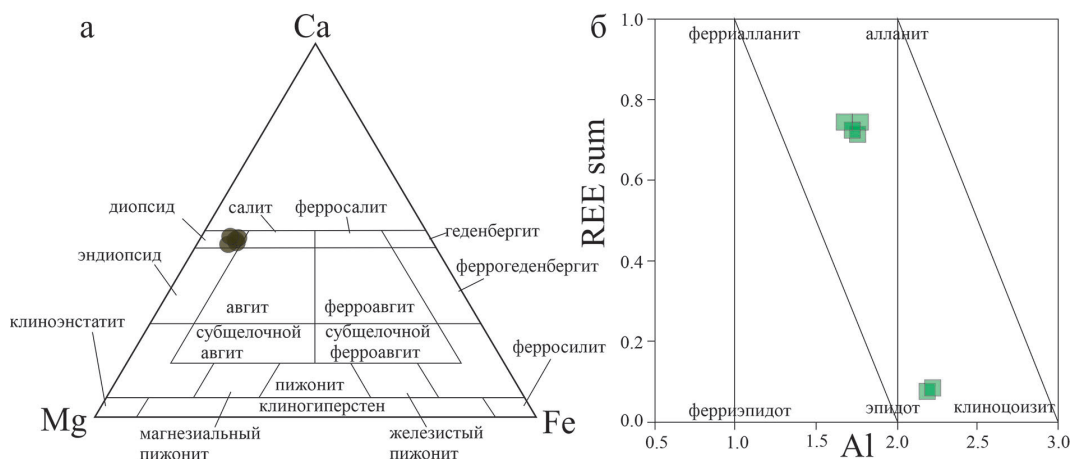


Рис. 2. Классификационная диаграмма для клинопироксенов [Morimoto, 1988] (а) и эпидота и алланита [Petrik et al., 1995] с использованием результатов пересчета анализов на кристаллохимические формулы (б) для монзонит-порфиров Шартымского массива.

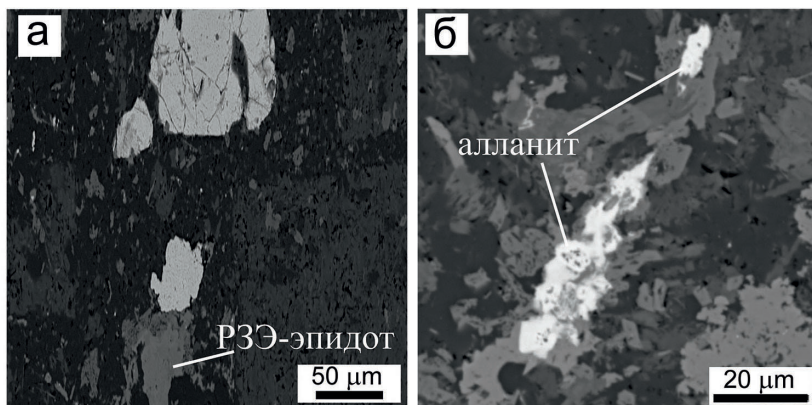


Рис. 3. РЗЭ-минерализация монзонит-порфиров Шартымского массива: а – РЗЭ-содержащий эпидот, б – алланит-Се. BSE-изображения.

Химический состав РЗЭ-содержащего эпидота и алланита-Се (мас. %)

Компоненты	РЗЭ-содержащий эпидот		Алланит-Се			
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37.41	36.81	36.11	30.19	32.38	32.74
Al ₂ O ₃	23.41	23.15	7.41	9.68	13.81	10.58
CaO	21.11	20.95	10.29	11.29	16.10	11.61
Sc ₂ O ₃	0.40	0.35	–	–	–	–
MnO	0.92	0.87	–	–	–	–
TiO ₂	–	–	3.45	2.42	1.74	2.45
CoO	–	–	0.23	–	–	–
FeO	12.12	12.68	17.91	18.74	17.17	17.99
La ₂ O ₃	1.63	1.68	5.94	5.91	3.73	5.00
Ce ₂ O ₃	2.45	2.53	10.83	12.21	6.47	10.30
Pr ₂ O ₃	–	–	–	0.83	0.45	0.80
Nd ₂ O ₃	0.66	0.79	2.85	3.28	1.51	2.79
Сумма	100.11	99.81	95.72	95.18	93.77	95.39

жит (мас. %) MnO до 0.92, Sc₂O₃ до 0.40, La₂O₃ 1.63–1.68, Ce₂O₃ 2.45–2.53 и Nd₂O₃ 0.66–0.79 (табл.). Алланит-Се образует ксеноморфные выделения размером от 10 до 55 мкм, которые приурочены к контактам зерен эпидота с амфиболом (рис. 3б), а также тесно ассоциирует с РЗЭ-содержащим эпидотом. Доминирующим среди лантаноидов является Ce₂O₃ 6.47–12.21, подчиненную роль играют (мас. %) La₂O₃ 3.73–5.94, Pr₂O₃ 0–0.83 и Nd₂O₃ 1.51–3.28 (табл.). На диаграмме Al–REE (формульные коэффициенты), содержания Σ РЗЭ в алланите-Се составляют 0.75 к.ф. при пониженных значениях Al в отличие от таковых в РЗЭ-содержащем эпидоте (Σ РЗЭ < 0.1) (рис. 2б).

Выводы. В монцонитах-порфиритах Шартымского массива обнаружена редкоземельная минерализация, представленная алланитом-Се и РЗЭ-содержащим эпидотом, которая отличается от минерализации риолит-порфиров 2 фазы отсутствием монацита и ксенотима. Ранее отнесение монцонит-порфиров изучаемого массива к балбукскому комплексу некоторыми исследователями ставилось под сомнение, однако присутствие РЗЭ-содержащего эпидота является типоморфной особенностью этих пород [Макагонов, Котляров, 2016] и подтверждает, что восточная часть массива относится к балбукскому комплексу.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 22-77-10049.

Литература

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

Самигуллин А.А., Рахимов И.Р. РЗЭ-минерализация гранитоидов Шартымского массива (Балбукский комплекс, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2023. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023а. С. 166–170.

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

Макагонов Е.П., Котляров В.А. Редкоземельная минерализация в щелочных и субщелочных породах Балбукского комплекса (Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 2. С. 34–43.

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

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogy and Petrology*. 1988. Vol. 39. P. 55–76.

Petrík I., Broska I., Lipka J., Šiman P. Granitoid allanite-(Ce) substitution relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia) // *Geologica Carpathica*. 1995. Vol. 46. P. 79–94.

А.Б. Немов, Е.В. Медведева

*Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
ya.andrew808@yandex.ru*

Тектониты апосиенитовой пластины Центральной щелочной полосы Ильмено-Вишневогорского полиметаморфического комплекса, Южный Урал

A.B. Nemov, E.V. Medvedeva

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

Tectonites of an after-syenite sheet of Central alkaline band of the Imeny-Vishnevogorsky polymetamorphic complex, South Urals

Abstract. The work presents the results of studies of tectonites from an after-syenite tectonic sheet from the Central alkaline band of the Imeny-Vishnevogorsky polymetamorphic complex, South Urals. The varying composition of mineral assemblages of tectonites indicates the replacement of high-temperature by low-temperature assemblages. The replacement processes in minerals and geochemical features of rocks indicate the redistributions of elements in rocks under continental crustal conditions with the change in regimes silicic-alkaline metasomatism.

Введение. Ильмено-Вишневогорский полиметаморфический комплекс (ИВПК) на Южном Урале широко известен в мире богатством минерального разнообразия, которое, прежде всего, связано с породами щелочно-карбонатитовой ассоциации с миаскитовыми массивами (Ильменогорским и Вишневогорским) и породами Центральной щелочной полосы (ЦЩП), где выделяют щелочные метасоматиты, автохтонные миаскиты и сиениты, меланократовые карбонатно-силикатные породы и карбонатиты [Левин и др., 1997]. В пределах Ильменогорского массива в вертикальном разрезе выделяют подинтрузивный, интрузивный и надинтрузивный субкомплексы. Породы ЦЩП расположены в зоне максимального давления Уфимского субширотного выступа. Существуют представления о том, что оба миаскитовых массива слагали единое тело, которое при коллизионных процессах было разьединено и растянуто в осевой части ИВПК. В районе ЦЩП проявлено чешуйчато-блоковое строение, обусловленное широким развитием преимущественно субширотных меридиональных разрывных нарушений [Юрецкий и др., 1982; Баженов и др., 1992; Петров и др., 2015], наиболее крупные из которых (с запада на восток) – Селянкинско-Вишневогорский и Таткульский. Исследование вещественного состава пород и их структурно-текстурных особенностей позволило установить присутствие меридионально вытянутых пластин, сложенных породами, испытывавшими динамометаморфизм. По вещественному составу выделяются апосиенитовая, апогнейсовая, гранодиоритовая и другие пластины. Цель данной работы – определение сте-

пени динамометаморфических процессов в апосиенитовой пластине ЦЩП и изучение геохимических особенностей пород. Работа основана на материалах, отобранных авторами за период 2014–2018 гг.

Геологическое положение. Породы апосиенитовой пластины (аз. пад. $110\text{--}100^\circ / \angle 80\text{--}75^\circ$) вскрыты субширотной дорожной врезкой длиной 230 м. Западная часть пластины сложена апомиаскитовыми, а восточная – апосиенитовыми милонитами. Породы имеют светло-серый цвет, грубо- и тонкоплитчатую отдельность. В апомиаскитовой части пластины вдоль плоскости отдельности расположены тонкие (от 1 до 5 см) пропластки черных тонкозернистых биотит-нефелин-полевошпатовых пород, а в апосиенитовой части отмечаются будины (10–50 см) метамафитов.

Структурно-текстурные особенности. Структуры светло-серых апосиенитовых пород характерны для протомилонитов, реже, милонитов. Протомилониты имеют средне-крупнозернистую, а милониты – мелкозернистую структуру матрикса, среди которой расположены σ -порфиорокласты [Passchier, Trouw, 1996] калиевого полевого шпата, амфибола и нефелина (для апомиаскитовых протомилонитов). Матрикс сложен рекристаллизованным агрегатом альбита, калиевого полевого шпата, биотита и нефелина (для апомиаскитовых протомилонитов). Минеральный состав апомиаскитовых (апосиенитовых) протомилонитов (об. %): К-Na-полевой шпат – 40–45, нефелин – 25–30, альбит – 20–30, биотит – 10–20, кварц – 15–20, амфибол – 5–15. Акцессорные минералы: апатит, титанит, циркон, алланит, пироклор, ильменит, магнетит, минералы РЗЭ – 2–3.

Биотит-нефелин-полевошпатовые пропластки среди апомиаскитовых протомилонитов имеют тонкозернистый альбит-биотитовый матрикс, в котором расположены округлые порфиорокласты калиевого полевого шпата и нефелина. Текстура матрикса плоскопараллельная, микрополосчатая со следами течения [Дашкова, Полеховский, 1997]. По текстурно-структурным особенностям они соответствуют милонит-ультрамилонитам. Минеральный состав (об. %): К-Na-полевой шпат 30–40, альбит 15–30, биотит 20–30, нефелин 5–10. Акцессорные минералы: апатит и титанит >5–8, циркон, алланит, пироклор, ильменит, магнетит, минералы РЗЭ – 8–10.

Будины метамафитов среди апосиенитовых протомилонитов характеризуются мелко-среднезернистой структурой с линзовидными порфиробластами граната, которые окружены оторочкой плагиоклаз-амфиболового агрегата. Под микроскопом в них отмечается гранобластовая, немагнетогранобластовая, а в краевой части лепидогетерогранобластовая структуры. Текстура изменяется от массивной в центре до полосчатой в краевой части будины. Минеральный состав (центр (край) (об. %)): амфибол 30–45 (15–25), плагиоклаз 25–30 (10–20), К-Na-полевой шпат 10–15 (20–30), скаполит 0–30 (0–10), кварц – 0–5 (10–20), гранат 5–15 (0–5), пироксен 0–15, биотит 0–5 (5–10). Акцессорные минералы: апатит, титанит, циркон, алланит, пироклор, ильменит, магнетит, минералы РЗЭ – 3–5.

Петрогеохимические особенности пород. Химический состав метамафитов в апосиенитовых протомилонитах в центральной части будин соответствует габбродиоритам нормального и умеренно-щелочного ряда, а в краевой – монцонитам. Биотит-нефелин-полевошпатовые милонит-ультрамилониты из апомиаскитовых протомилонитов соответствуют полевошпатовым ийолитам. В ряду милонит-ультрамилониты → апомиаскитовые протомилониты и будины метамафитов → апосиенитовые протомилониты увеличиваются содержания К, Na, Si и Al и уменьшаются – Ti, Fe, Mn, Mg, Ca и P. В породах матрикса апомиаскитового и апосиенитового составов ЛРЗЭ преобладают над ТРЗЭ (рис. а), что характерно для континентальной коры. Высокие концентрации РЗЭ зафиксированы для биотит-нефелин-полевошпатовых милонит-ультрамилонитов ($\Sigma\text{РЗЭ} = 1260$ г/т) и пород из будин метамафитов ($\Sigma\text{РЗЭ} = 810$ г/т) [Немов, Медведева; 2023].

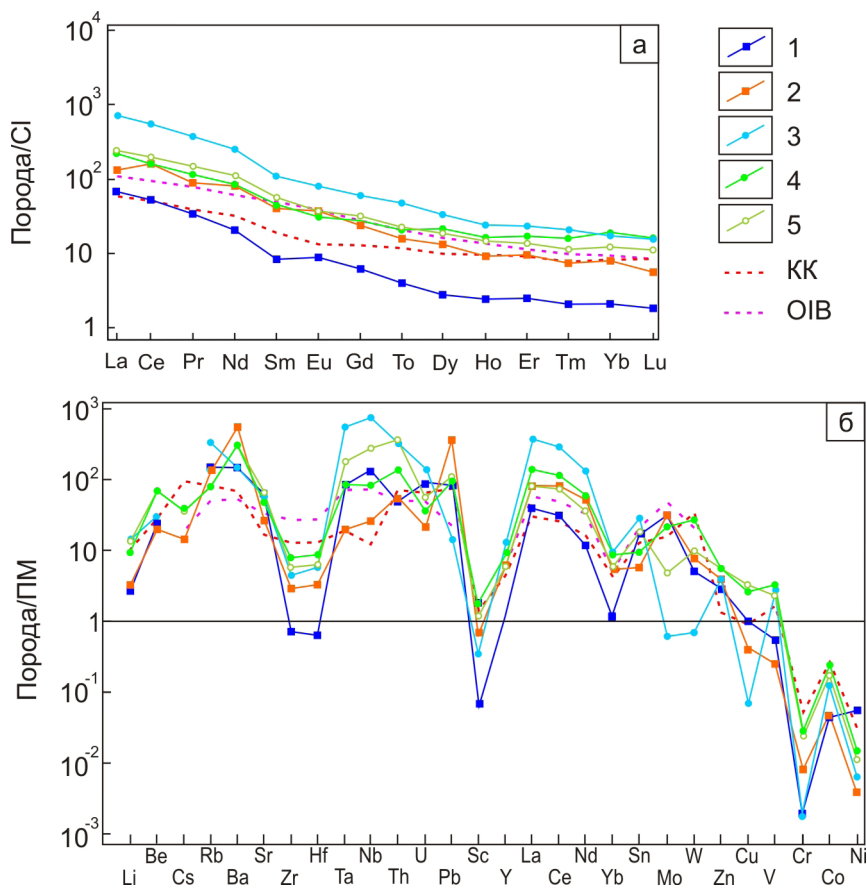


Рис. Распределение содержаний РЗЭ (а) и элементов-примесей (б) в тектонитах Центральной щелочной полосы Ильмено-Вишневогорского полиметаморфического комплекса, нормированных к углистому хондриту (CI) (а) и примитивной мантии (ПМ) (б), по [McDonough, Sun, 1995].

Протомилониты: 1 – апомиаскитовые; 2 – апопсиенитовые. 3 – биотит-нефелин-полевошпатовый милонит-ультрамилонит. Породы будин мафитового состава: 4 – центр тела; 5 – край тела. Пунктирные линии: красная – средние содержания континентальной коры (KK, [Rudnick, Gao, 2003]); пурпурная – базальты океанических островов (OIB, [McDonough, Sun, 1995]).

Для пород апопсиенитовых протомилонитов (рис. б) характерны высокие содержания крупно-ионных литофильных (Ba), высокочargedных (Zr, Hf, Pb) и редких (REE, Sc) элементов и Cr, а для апомиаскитовых протомилонитов – высокочargedных (Ta, Nb, U, Sn) и транзитных (Cu, V, Ni) элементов. От метамафитов к апопсиенитовому протомилонитовому матриксу и от биотит-нефелин-полевошпатовых милонит-ультрамилонитов к апомиаскитовому протомилонитовому матриксу увеличиваются содержания крупно-ионных литофильных (Rb, Ba, Sr) и высокочargedных (Pb, Mo, W) элементов и снижаются – крупно-ионных литофильных (Li, Be, Cs), высокочargedных (Ta, Nb, Th, U, Zr, Hf), транзитных (Cu, V, Cr, Co, Ni) и редких (REE, Sc) элементов. Близкие содержания транзитных (Cu, V, Cr, Co, Ni) элементов и Sc в меланократовых породах свидетельствуют о едином протолите для этих пород.

Минералогические особенности. В минералах из протомилонитов, а также из метамафитов и биотит-нефелин-полевошпатовых милонит-ультрамилонитов широко проявлены процессы замещения.

В метамафитах клиноферросилит замещается диопсидом, в краевой части тела диопсид замещается феррочермакитом и паргаситом, в апосиенитовом протомилонитовом матриксе кальциевые амфиболы замещаются слюдой флогопит-аннитового ряда. Состав плагиоклаза изменяется от An_{27-33} до An_{14-20} , иногда замещается скаполитом. В краевой части тела появляются калиевый полевой шпат, кварц, а в матриксе апомиаскитовых протомилонитов плагиоклаз замещается альбитом. Гранат представлен мелкими округлыми идиобластами гроссуляр-альмандинового ряда, которые оторочены агрегатом олигоклаза и феррочермакита.

Акцессорные минералы представлены фторапатитом, титанитом и алланитом-Се. Во фторапатите и титаните отмечены $\Sigma P3Э$ до 1.3 мас. %. В алланите-Се от центра к краю зерен отмечается рост $\Sigma P3Э$ (от 10 до 25 мас. %), Ti, Fe^{II}, Mn и уменьшение Al и Ca.

В биотит-нефелин-полевошпатовых милонит-ультрамилонитах при переходе к апомиаскитовым протомилонитам возрастает доля нефелина, слюда становится более железистой (f от 0.6 до 0.8) и глиноземистой (al' от 0.3 до 0.4). Калиевый полевой шпат замещается альбитом. В составе фторапатита от центра к краю зерна зафиксирован рост $\Sigma P3Э$ (от 1.5 до 3.5 мас. %). В титаните от центра к краю зерна отмечается снижение $\Sigma P3Э$ (от 1.3 до 0.0 мас. %), Fe, Ti, при незначительном увеличении – Ca, Al и F. В алланите-Се зафиксированы высокие $\Sigma P3Э$ (26–27 мас. %). В апомиаскитовом протомилонитовом матриксе и биотит-нефелин-полевошпатовом милонит-ультрамилоните обнаружены пирохлор, бастнезит, эшинит, монацит богатые P3Э ($\Sigma P3Э$ от 6 до 60 мас. %). По титаниту и алланиту часто развивается мелкозернистый агрегат бастнезита, а по апатиту – монацита [Немов, Медведева, 2023].

Выводы. Породы апосиенитовой пластины ЦЩП являются тектонитами. Породы апосиенитового и апомиаскитового матрикса имеют текстурно-структурные характеристики протомилонитов. Биотит-нефелин-полевошпатовые породы в апомиаскитовом матриксе соответствуют милонит-ультрамилонитам. Мафитовые породы среди апосиенитового матрикса соответствуют бластомилонитам. Изменения состава минеральных ассоциаций и минералов в ряду от метамафитов к апосиенитовым протомилонитам указывают на смену высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Петрогеохимические характеристики пород свидетельствуют о том, что несмотря на отличия в минеральном и химическом составе биотит-нефелин-полевошпатовые милонит-ультрамилониты и будины метамафитов, вероятно, имеют единый протолит. На это указывают концентрации транзитных (V, Cr, Co, Ni, Sc) элементов в этих породах. Процессы замещения в минералах характеризуют процессы перераспределения элементов в породах в коровых условиях, при которых кремнекислый метасоматоз (увеличение содержаний Si и Al) сменяется щелочным (увеличение содержаний K, Na, Rb, Ba, Sr, Nb, Ta и др.).

Литература

Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. Уфимская широтная структура Урала. Путеводитель экскурсий. Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. 89 с.

Дашкова А.Д., Полеховский Ю.С. Атлас структур и текстур тектонитов в зонах разломов докембрийских щитов. СПб: СПбГУ, 1997. 64 с.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997. 244 с.

Немов А.Б., Медведева Е.В. Тектониты Ильмено-Вишневогорской зоны сдвига (Южный Урал, Россия). Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии // Мат. XXXIV Молодежной науч. школы-конф., посвящ. памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова. СПб: Свое издательство, 2023. С. 146–149.

Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.

Юрецкий В.Н., Петров В.И., Кузнецов Г.Г. и др. Отчет ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1:50000 Ильменогорской площади в Каслинском и Аргаяшском районах, территориях г.г. Кыштым, Карабаш, Миасс, Чебаркуль Челябинской области за 1976–1982 гг. Фонды ИГЗ, 1982, ПГО «Уралгеология», ЧГРЭ.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. № 3–4. P. 223–253.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1996. 308 pp.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry – 3. The Crust*. Elsevier, 2003. P. 1–64.

Н.А. Антонишин

*Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
n.antonishin@yandex.ru*

**Геохимические особенности гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии
(Западное Прибалхашье, Республика Казахстан)
как инструмент для оценки типа субстрата
(научный руководитель – к.г.-м.н. Г.Ю. Шардакова)**

N.A. Antonishin

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

**Geochemical features of granitoids of the South Saryshagan intrusion (Western
Balkhash region, Kazakhstan) as a tool for evaluating of the substrate type**

Abstract. The object of the study, plagiogranitoids of the South Sary Shagan intrusion (Central Kazakhstan), is located within a heterogeneous accretion zone of the Early–Middle Paleozoic age. The analysis of petrogeochemical features indicates their subduction-related genesis and mixed (mantle-crustal) type of the source, which is typical of granitoids productive for porphyry Cu mineralization.

Объектом этой работы являются граниты Южно-Сарышаганской интрузии (ЮСИ) (Республика Казахстан), потенциально продуктивные на медно-порфировое оруденение. Цель исследования – уточнение геодинамического режима формирования интрузии и оценка возможного состава субстрата для выплавления гранитов ЮСИ. Задачей работы было изучение минералого-петрографических особенностей пород ЮСИ и их химического состава. Тип субстрата также оценен с использованием ключевых геохимических диаграмм. Для работы использован каменный материал, данные по полевой документации, полученные во время двух производственных практик на месторождении, материалы геологических отчетов 1957–1984 гг., а также хозяйственных работ, проведенных в 2020–2023 гг. Анализы на петрогенные (РФА) и редкие элементы (ИСП-МС) проводились в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Изучался керн, отобранный с разных глубин из двух скважин (до 300 м), пробуренных в ЮЗ части интрузии.

ЮСИ располагается в Западном Прибалхашье, в 12 км к ЮЗ от пос. Сарышаган и в 2 км к югу от крупного Сарышаганского массива, который вмещает одноименное Cu-порфировое

месторождение, запасы меди которого оценены в 455–570 тыс. т [Изотов и др., 1983ф; Геологическое..., 2000]. В настоящее время оно не разрабатывается. Поэтому перспективный объект, изучаемый нами и приуроченный к ЮСИ, в современной геологической документации также именуется «Сарышаган». Возрастные и изотопные данные для гранитов ЮСИ отсутствуют. Вмещающими являются вулканогенно-осадочные породы, на разных картах обозначенные O_{1-2} и D_{2-3} .

Породы ЮСИ представлены плагиогранодиорит- и плагиогранит-порфирами с фенокристами олигоклаза, кварца и биотита. Матрикс сложен альбитом, кварцем и биотитом; акцессорные минералы включают апатит и циркон; рудные минералы – пирит, халькопирит, титанит, рутил, ильменорутит, молибденит. Плагиоклаз как в базисе, так и фенокристах неравномерно серицитизирован и карбонатизирован; биотит замещается хлоритом, иногда – мусковитом; по-видимому, также имеется вторичный альбит.

По химическому составу минимально измененные породы отвечают гранодиоритам и гранитам (табл.) известково-щелочной серии, это умеренно калиевые, пералюминиевые разновидности, соответствуют I-гранитам. В них нет калиевого полевого шпата, содержание K_2O в большей части проб < 1.8 мас. % при отношении $K_2O/Na_2O = 0.1-0.4$, поэтому породы можно считать «плагиогранитами». Описание петрографии и состава минералов из пород ЮСИ приведены в работах [Прибавкин и др., 2020; Шардакова и др., 2023].

Нормированные на хондрит содержания РЗЭ (сумма 15–40 г/т) в плагиогранитах ЮСИ указывают на слабое фракционирование ЛРЗЭ при $(La/Yb)_n = 3-12$. Содержания микроэлементов в породах (г/т) варьируют в диапазонах: Rb – 10–35, Sr – 80–120, Y – 1.2–5, Nb – 2–3, Zr – 35–80, Ba – 60–120, Th – 2.8–6.

Согласно литературным данным, ЮСИ располагается в контурах Западно-Балхашской ветви Балхаш-Илийского верхнепалеозойского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса [Изотов, 1983; Геологическое..., 2000]. По более современным представлениям, геодинамическая картина западного Прибалхашья представляет собой коллаж террейнов, зону стыка аккреционного клина раннепалеозойского возраста, фрагментов активной окраины (девон-пермь) и ряда мелких микроконтинентальных блоков [Дегтярев, 2012 и др.]. Современные датировки пород (как вулканогенных, так и эффузивных) из большинства структур отсутствуют.

Нормализованные на хондрит тренды распределения РЗЭ в гранитах ЮСИ имеют слабый положительный наклон, не имеют аномалии Eu, также на трендах, нормализованных на N-MORB, присутствуют отрицательные аномалии Nb. Все эти черты характерны для магматитов, генерация которых связана с субдукцией [Фролова, Бурикова, 1997]. С другой стороны, позитивные аномалии U, K и Pb типичны для «коровых» производных [Туркина, 2014]. На диаграммах Пирса [Pearce et al., 1984] точки гранитов ЮСИ лежат в поле VAG, на модифицированной диаграмме [Pearce et al., 2021] – внутри и около поля SZLM (субдукционно-модифицированной литосферной мантии), что также говорит о влиянии субдукции на процесс генерации магм (рис. а). Анализ ряда других ключевых соотношений указывает на «смешанные» параметры субстрата (источника?): субдукционный вклад прослеживается по соотно-

Таблица

Средние содержания петрогенных элементов (мас. %) в гранитоидах ЮСИ

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	67.71	0.31	14.76	1.68	2.85	0.05	0.85	1.14	5.11	1.72	0.07	2.05	98.30
2	69.56	0.33	14.46	1.86	2.06	0.06	0.70	1.33	5.62	1.70	0.09	1.60	99.37

Примечание. 1 – гранодиориты (n = 2), 2 – граниты (n = 10).

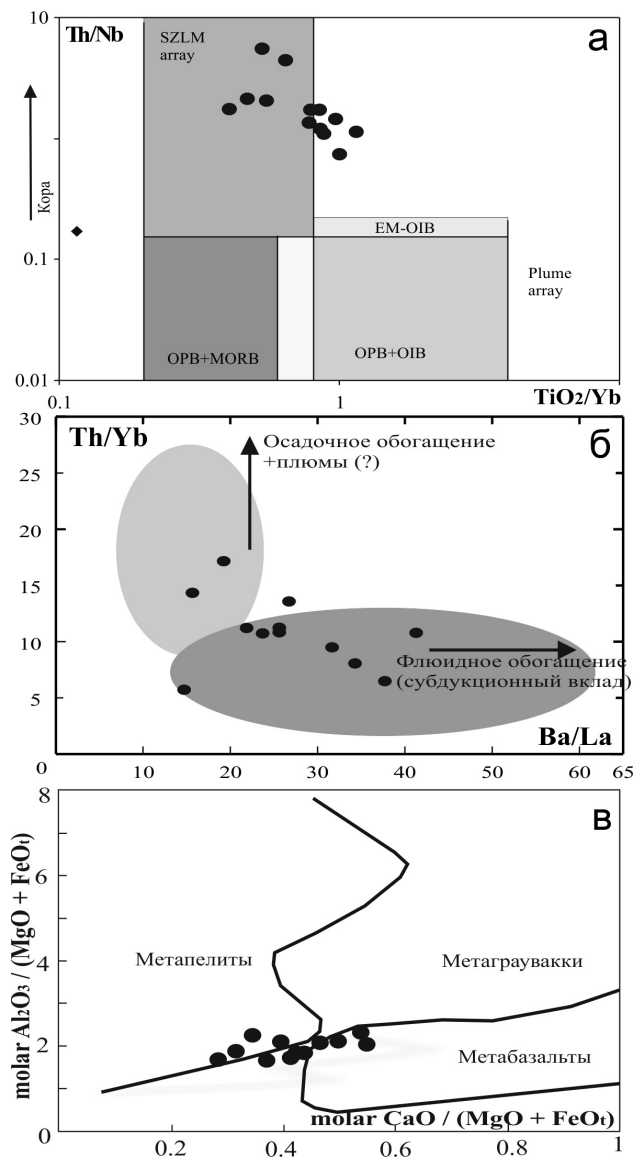


Рис. Диаграммы, позволяющие оценить тип субстрата для выплавления гранитоидов: а – диаграмма Пирса [Pearce et al., 2021]: OPB – океанические платобазальты, MORB – базальты COX, OIB – базальты океанических островов. Поля, фиксирующие вклад этих компонентов в магмогенерацию, отвечают производным астеносферной мантии разного состава: деплетированной (OPB+MORB) и обогащенной (OPB+OIB). Положение точек в поле SZLM указывает на участие в генезисе пород вещества литосферы, модифицированной субдукцией, Plume-аггау – поле плюм-зависимых образований; б – диаграмма Th/Yb–Ba/La [Маргтынов и др., 2010]; в – диаграмма, позволяющая определить вклад в субстрат различных компонентов по расчётным параметрам на основе породообразующих окислов [Altherr et al., 2000]. Черные круги – точки составов гранитоидов ЮСИ.

шениям Ba/Nb-Nb, Ba/Th-Nb, а по параметрам Th/Yb-Ba/La, Ba/Th-Th/Nb – видно некоторое влияние осадочного материала (например, рис. б). По соотношениям Nb-Yb-Th/Yb состав исследованных гранитов близок среднему составу верхней континентальной коры. Косвенно

судить о типе магматического источника позволяет соотношение Y/Nb и величина Y/Nb индекса [Холоднов и др., 2021]. Для магматитов, сгенерированных в обстановке активной окраины, величина Y/Nb лежит в интервале от 1 до 5, что верно и для случая с ЮСИ. Магматиты «островодужного» типа, как правило, имеют более высокие отношения Y/Nb (5–20).

Диаграммы, опирающиеся на некоторые другие расчетные параметры [Sylvester, 1998; Altherr et al., 2000] (рис. в), показывают, что в субстрате для выплавления гранитов ЮСИ могло играть роль совместно вещество базальтоидов и осадочная компонента (метаграувакки, метапелиты). Обзор поведения отношений Nb/U, Zr/Nb и La/Yb [Коваленко и др., 2009] показывает, что точки состава наших плагиогранитов удалены от каких-либо «реперов», располагаясь между ними, что может указывать на смешанный (мантийно-коровый) тип субстрата.

Таким образом, формирование гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии связано с режимом субдукции, а субстрат для их выплавления носил смешанный, мантийно-коровый характер: в нем принимали участие как базиты погружающегося слэба, так и осадочный материал, попавший в зону субдукции. Эти признаки характерны для большинства объектов, вмещающих медно-порфировое оруденение.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № 123011800009-9.

Литература

- Геологическое строение Казахстана. Алматы: МПР и ООС РК, 2000. 394 с.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Изотов В.В., Скрипниченко А.Ф. и др. Отчет по теме «Детальные поисковые работы в пределах Западно-Балхашского синклинория за 1978–1983 гг.». 1983ф.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко Д.В., Козловский А.М., Андреева И.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Вариации изотопного состава неодима и канонических отношений содержания несовместимых элементов как отражение смешения источников щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Буретгейского массива и одноименного редкометального месторождения // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 249–275.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Д.И. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.
- Прибавкин С.В., Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Антонишин А.В. Минералы меди зоны окисления Cu(Mo)-порфирового рудопоявления Сарышаган (Западное Прибалхашье, Центральный Казахстан) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 1. С. 58–68.
- Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. 118 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., и др. Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 225–245.
- Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Антонишин Н.А. Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 5. С. 717–739.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 51–73.
- 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.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. Vol. 392–393.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 29–44.

И.Р. Прокопьев, А.Г. Дорошкевич

Институт геологии и минералогии

им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

prokop@igm.nsc.ru

Включения в редкометальных карбонатитах массива Средняя Зима (Восточный Саян)

I.R. Prokopyev, A.G. Doroshkevich

Sobolev Institute of Geology and

Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Inclusions in rare metal carbonatites of Srednyaya Zima complex (Eastern Sayan)

Abstract. Polycrystalline inclusions in zircon characterize the composition of melts of ore-bearing carbonatites of the Srednyaya Zima complex, Eastern Sayan. According to the study of inclusions, the carbonatite melt had an alkali-silicate-carbonate composition with high Ca, Na, Mg, Fe, CO₂, OH, F, Cl content and higher Sr, Ba, Ti, Al, Si, Nb, U, Ta, and Zr content. The phosphate-carbonate composition of polycrystalline inclusions in pyroxene of the Srednyaya Zima phlogopite rocks indicate that the ore-bearing apatite-calcite-phlogopite rocks probably formed during the interaction of carbonatites with the host silicate rocks. The hydrothermal Ba-Sr-REE mineralization formed from saline carbonate and alkaline (Na) fluids at the minimum mineral formation temperature range of 340–415 °C.

Введение. В неопротерозое на рубеже порядка 650–630 млн лет вдоль южной окраины Сибирского кратона происходило внедрение целого ряда редкометальных щелочно-карбонатитовых комплексов, таких как Белая Зима, Средняя Зима, Большая Тагна, Жидой, Веселое, Пограничное, Арбарастах и Ингили, образование которых связывают с эпохой проявления крупномасштабного внутриплитного магматизма и тектоническими событиями завершающего этапа распада суперконтинента Родиния [Ярмолук и др., 2005].

Щелочно-карбонатитовый массив Средняя Зима входит в состав Зиминского рудного района, расположенного в Восточном Саяне, в бассейне левых притоков р. Зима. Зиминский рудный район представляет собой потенциально промышленный объект на редкие металлы, такие как Ta, Nb, U и REE, а также содержит повышенные концентрации Pb, Zn и P [Пожарицкая, Самойлов, 1972; Фролов и др., 2003]. Большая часть массива Средняя Зима сложена редкометальными карбонатитами. Выделяют несколько разновидностей, сформировавшихся в последовательности: кальцитовые – доломит-кальцитовые – анкеритовые карбонатиты. Пироксениты, мельтейгиты, ийолиты и нефелиновые сиениты на эрозионном срезе присутствуют в подчиненном количестве. Карбонатиты образуют дайки и линейно-вытянутые тела. Также в строении массива участвуют рудоносные на Zr, P и REE апатит-кальцит-флогопитовые породы (метасоматиты), образующиеся на контакте карбонатитов с вмещающими метаморфическими породами (гнейсы, сланцы и др.).

Целью исследования является изучение минерального состава и физико-химических условий формирования рудоносных карбонатитов и метасоматитов массива Средняя Зима.

При исследовании использованы методы оптической микроскопии (Olympus BX51), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ TESCAN с ЭДС приставкой MIRA 3LMU), термометрии (Linkam THMSG-600) и рамановской спектроскопии (LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon; Raman WiTec).

Результаты исследований. Кальцитовые карбонатиты массива Средняя Зима имеют мелко-среднезернистую структуру, массивную и, местами, линейную текстуру. Основной породообразующий минерал – кальцит (90–95 об. %). К второстепенным (5–7 об. %) относятся биотит (3–4 об. %), фторапатит, нефелин, ильменит, а также вторичные полевые шпаты – альбит с калиевым полевым шпатом, хлорит, скаполит, карбонаты, фторкарбонаты, фосфаты РЗЭ (бастнезит-Се, монацит-Се и др.) и цеолиты. Сульфиды представлены пиритом и галенитом (1 об. %). Акцессорные минералы (до 1 об. %) – пироксид, циркон, бурбанкит, магнетит, рутил, титанит, стронцианит и барит.

В цирконе кальцитовых карбонатитов установлены поликристаллические включения двух типов (рис. а–в). Первый тип включений имеет преимущественно карбонатный состав (рис. а, б). Во включениях присутствует микрозернистый агрегат кальцита, содержащего до 0.91 мас. % SrO. Карбонатная фаза также представлена стронцианитом, баритокальцитом и/или доломитом. По данным СЭМ в ней присутствует примесь Na₂O до 0.2 мас. %. Наряду с карбонатами включения первого типа вмещают Nb-содержащие рудные минеральные фазы в виде кристаллов уранпироксидов (?) и/или колумбита (?).

Второй тип включений в цирконе представлен поликристаллическим агрегатом карбонатно-силикатного состава (рис. в). Кристаллические фазы включений содержат зерна фторапатита, клинопироксена, флогопита, кальцита и рудной Nb-содержащей фазы – минерала группы пироксидов (?). В апатите и флогопите кальцитовых карбонатитов также установлены концентрированные кристалло-флюидные вторичные включения, локализованные по плоскостям и трещинам в минерале-хозяине. Газовая фаза включений содержит углекислоту. Дочерние кристаллические фазы (30–40 об. % включения) по данным рамановской спектроскопии представлены кальцитом, гидроксилбастнезитом-(Се) и тенардитом. Также во включениях присутствуют непрозрачные рудные фазы. Термометрические исследования включений показали температурный интервал гомогенизации 340–415 °С.

Минеральные и поликристаллические включения были изучены в клинопироксене рудоносных апатит-кальцит-флогопитовых пород массива Средняя Зима (рис. а–л). Породы имеют массивную, порфиристую структуру. Зерна апатита и клинопироксена погружены в матрицу карбонат-флогопитового состава. Рудные фазы представлены кристаллами циркона и гидротермальной минерализацией, содержащей прожилки и микрозернистые агрегаты карбонатов, фторкарбонатов, гидрокарбонатов и фосфатов ЛРЗЭ (бастнезит-Се, монацит-Се, анкилит-Се и др.). В породе также присутствуют стронцианит и барит. Ва-Sr-РЗЭ минерализация метасоматитов сходна по минеральным парагенезисам с РЗЭ минерализацией кальцитовых карбонатитов, и, скорее всего, отражает единый процесс преобразования карбонатитов и метасоматитов на гидротермальном этапе. В эгирине карбонат-флогопитовых пород идентифицированы поликристаллические включения карбонатного (кальцитового) и апатит-кальцитового состава (рис. з–к).

Выводы. Поликристаллические включения в цирконе характеризуют состав расплавов рудоносных карбонатитов массива Средняя Зима. Согласно результатам изучения включений, расплав имел щелочно-силикатно-карбонатный состав с высокими содержаниями Са, Na, Mg, Fe, CO₂, OH, F, Cl и повышенными концентрациями Sr, Ba, Ti, Al, Si, Nb, U, Ta и Zr. Необходимо отметить, что минеральный состав включений практически тождественен или коррелирует с данными по изучению расплавных поликристаллических включений в силикокарбонатитах неопротерозойского массива Арбарастах [Prokoryev et al., 2021], которые в

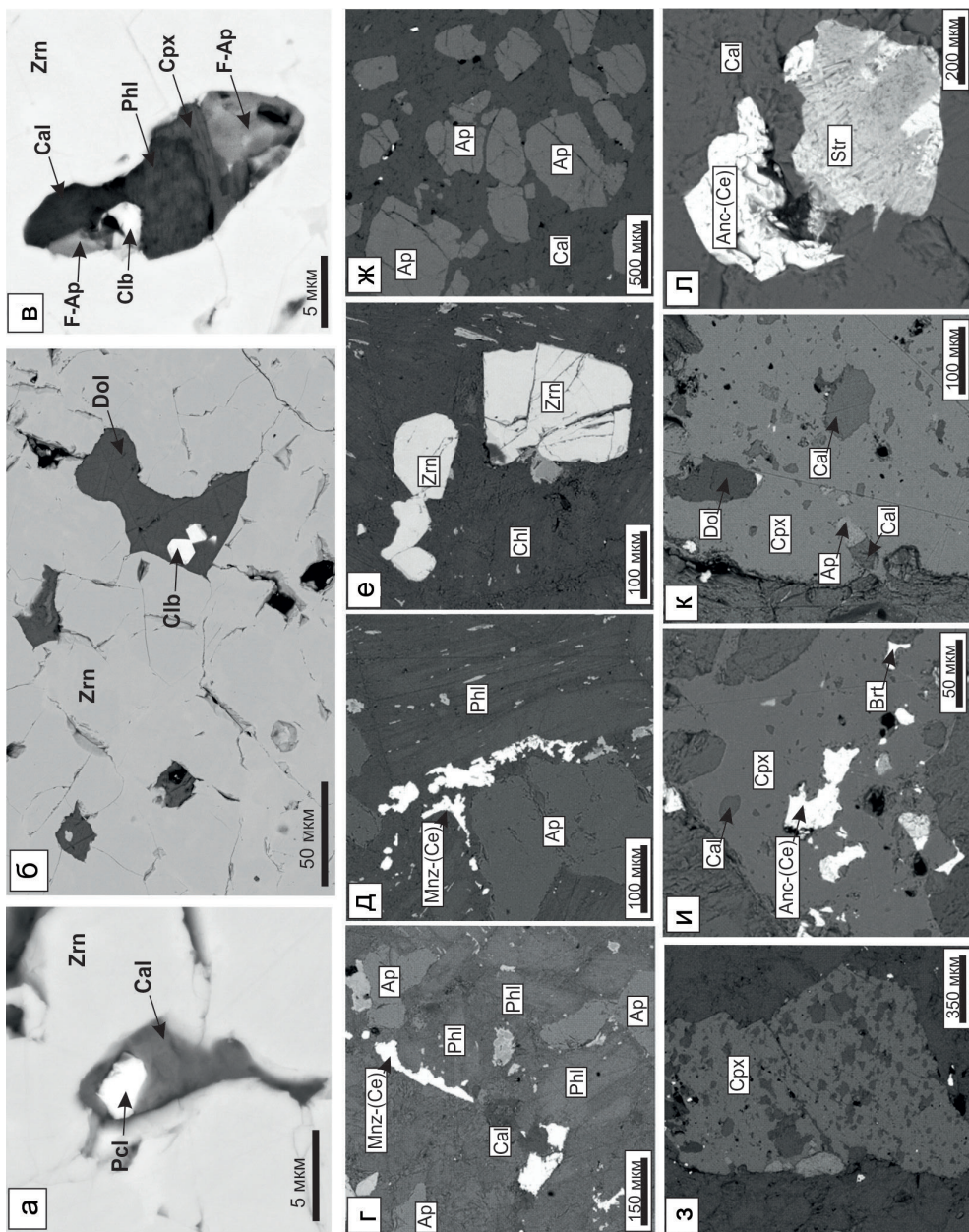


Рис. Результаты СЭМ исследования минерального состава включений в цирконе карбонатитов (а-в), а также минеральных включений рудоносных апатит-кальцит-флогопитовых метасоматитов (г-л) массива Средняя Зима. Аббревиатуры минералов указаны согласно [Wang, 2021].

различной степени метасоматизированы вплоть до образования рудоносных флогопитов, сходных по минеральному составу с пироксен-карбонат-флогопитовыми породами массива Средняя Зима.

Учитывая фосфатно-карбонатный состав поликристаллических включений в пироксене флогопитовых пород Средней Зимы, можно предположить, что апатит-карбонатно-флогопитовые породы образовались по сходному механизму формирования кальциокарбонатитов комплекса Арбарастах – при взаимодействии карбонатитов с вмещающими силикатными по-

родами. Наложенная гидротермальная Ba-Sr-P3Э минерализация карбонатитов и метасоматитов, вероятно, образовалась из концентрированных карбонатных и щелочных (Na) флюидов в минимальном интервале температур минералообразования 340–415 °С.

Исследования выполнены за счет средств гранта РФФ № 23-17-00098.

Литература

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 268 с.

Фролов А.А., Толстов А.Р., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ Природа, 2003. 287 с.

Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

Prokopyev I., Doroshkevich A., Zhumadilova D., Starikova A., Nugumanova Y.N., Vladykin N. Petrogenesis of Zr-Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): mineralogy and inclusion data // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 131. #104042.

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. P. 291–320.

В.Е. Глушкова¹, И.С. Перетьяжко¹, Е.А. Савина¹, Е.А. Хромова²

¹ – *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
г. Иркутск, Россия
glushkova@jgc.irk.ru*

² – *Геологический институт
им Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия*

Геолого-минералогическая характеристика и условия образования пород пирометаморфических комплексов Монголии

V.E. Glushkova, I.S. Peretyazhko¹, E.A. Savina¹, E.A. Khromova²

¹ – *Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia*

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

Geological-mineralogical characteristics and formation conditions of Mongolian combustion metamorphic complexes

Abstract. Mongolian combustion metamorphic (CM) complexes formed from Quaternary to present because of wild coal fires. The rocks in the northeast part of the Khamaryn-Khural-Khiid CM complex are a result of spontaneous combustion coal in synclines. The sedimentary protolith of pyrogenic rocks were probably pelitic rocks and sandstones with carbonate cement. The thickness of CM rocks is >30–40 m; partly melting temperature of sedimentary strata reached 1300–1400 °C reaching, possibly, the stability field of stable β -cristobalite (>1470 °C). Crystallization of some pyrogenic mafic melts (a source of the melilite-nepheline paralavas of the Khamaryn-Khural-Khiid CM complex) began under extremely reducing conditions around 1365 °C with the formation of Fe phosphide (barringerite), native iron and troilite in droplets of the Fe-S-P melt.

В Монголии известны два пирометаморфических комплекса (Нилгинский и Хамарин-Хурал-Хид), образованные в результате пожаров бурого угля в осадочной толще раннеемеловой Дзунбаинской свиты [Peretyazhko et al., 2017; Перетяжко и др., 2018]. В породах комплексов преобладают обожженные пелиты (аргиллиты, алевропесчаники) и продукты их частичного плавления – стекловатые клинкеры. Намного реже встречаются мелилит-нефелиновые, плагиоклаз-пироксеновые ± индиалитовые и железистые паралавы [Савина, Перетяжко, 2023; Peretyazhko, Savina, 2023].

В настоящей работе обсуждается геологическое строение комплекса Хамарин-Хурал-Хид, обобщенная характеристика минерального состава пирогенных пород и условий их образования. Работа выполнена на основе коллекции пирогенных пород Монголии, отобранных И.С. Перетяжко и Е.А. Савиной в 2016–2018 гг., а также полевых наблюдений 2023 г., полученных при участии автора. Минерально-фазовый состав пород определен методом СЭМ ЭДС на электронных микроскопах CarlZeiss LEO-1430VP и Tescan MIRA-3 LMU, рамановские спектры минералов получены на конфокальном спектрометре WITec Alpha 300R (WITec GmbH).

Пирометаморфические комплексы расположены на расстоянии около 300 км друг от друга и приурочены к разным угленосным бассейнам в Центральной и Восточной Монголии (рис. 1). На эродированной площади Нилгинского комплекса пирогенные породы бронируют вершины трех останцов высотой до 40 м, сложенных неизменными пелитовыми породами (глиной и алевропесчаником). В 4–5 км от останцов в окрестностях и на стенках буроугольного карьера Тугруг вскрыта осадочная толща, участками термически измененная. Возраст палеопожаров Нилгинского комплекса не превышает 2 млн лет [Перетяжко и др., 2018]. Комплекс Хамарин-Хурал-Хид формировался в процессе древних (четвертичных) и современных угольных пожаров, последний из которых наблюдали в 1932–1947 гг. В центральной части комплекса пирогенные породы мощностью до 30–40 м образуют типичный ландшафт «горельников» – овраги и протяженные гряды с небольшими пещерами, сформированными в результате обрушений и эрозии осадочной толщи после угольных пожаров. На СВ фланге комплекса пиропороды образуют холмы высотой до 3–4 м и обнажаются в руслах сухих водотоков на площади трех депрессий, отделенных друг от друга останцами слоистой осадочной толщи, сложенной песчаниками с карбонатным цементом и обожженными аргиллитами с реликтами углей.

По данным полевых наблюдений построена схема геологического строения и предполагаемый разрез по породам комплекса Хамарин-Хурал-Хид (рис. 2). В центральной части комплекса обнажается осевой фрагмент антиклинальной складки, осложненной на крыльях складками меньшего порядка и прогибами с пологим углом залегания пород осадочной толщи и линзами бурого угля. Природные пожары были вызваны, по-видимому, самовозгоранием бурого угля в процессе окисления сульфидной серы (в прослоях угля часто встречается пирит). Фронт пожаров постепенно продвигался по угольным прослоям от флангов линз к их центральным частям, где мощность бурого угля была наибольшей. После выгорания угля произошло проседание вышележащих пирогенно измененных пород и образование трех депрессий, ограниченных сбросами на контакте с останцами осадочных пород (рис. 2).

В пирометаморфических комплексах Монголии преобладают тонкокристаллические мелилит-нефелиновые паралавы, иногда со следами течения расплава на поверхности образцов. Породообразующая минеральная ассоциация представлена фенокристами основного плагиоклаза, Al-клинопироксена и мелилита. Интерстиции между фенокристами заполнены минералами группы нефелина и кислым алюмосиликатным стеклом с включениями минералов групп оливина (Са-фаялитом и кирштейнитом), шпинели, рёнита-куратита, К-Ва полевых шпатов, пирротина, кальцита и других редких минералов [Peretyazhko et al., 2017; Перетяжко

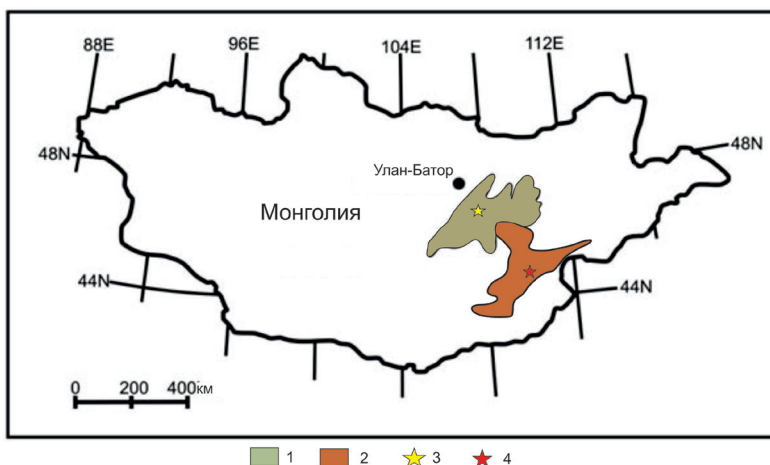


Рис. 1. Положение угленосных бассейнов (1 – Чоир-Нилгинский, 2 – Восточно-Гобийский) и пирометаморфических комплексов (3 – Нилгинский, 4 – Хамарин-Хурал-Хид) Монголии.

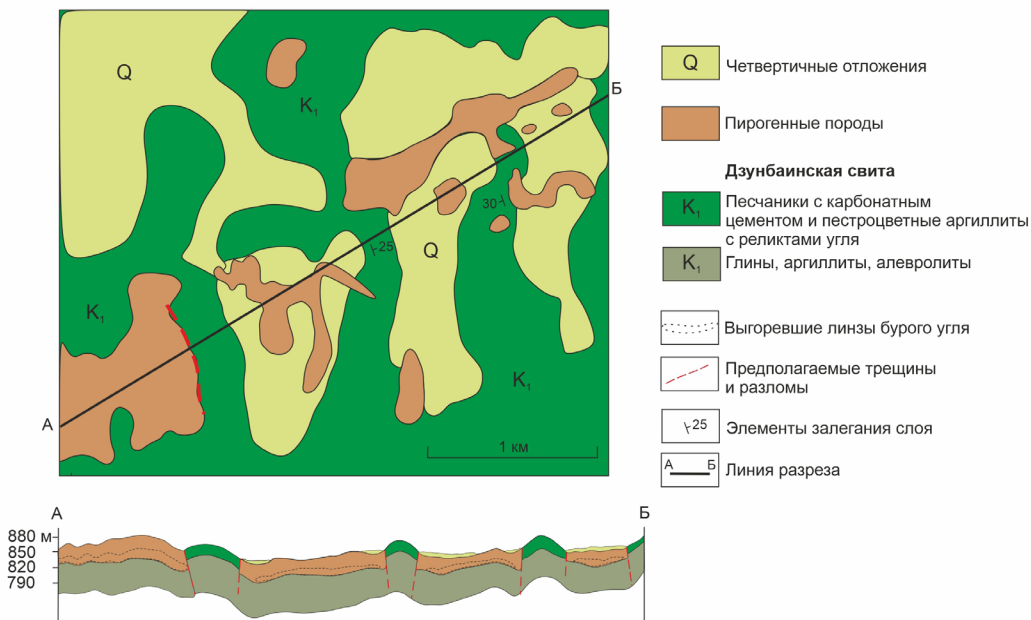


Рис. 2. Схема геологического строения и предполагаемый разрез северо-восточного фланга комплекса Хамарин-Хурал-Хид.

и др., 2018; Глушкова и др., 2023а, б]. В Al-клинопироксене и мелилите наблюдается ростовая зональность – уменьшение содержания Al_2O_3 от центра к краю зерен. Реликты ксенолитов карбонатно-силикатных пород, встречающиеся в паралавах, сложены Al-диопсидом (до 49 мол. % кушироита, $CaAl_2SiO_6$) и геленитом (до 92 мол. % геленита, $Ca_2Al_2SiO_7$) в ассоциации с перовскитом, монтичеллитом, магнетитом, пирротинном и кальцитом.

Клинкеры пирометаморфических комплексов содержат алюмосиликатное кислое (плюмазитовое) стекло, в котором находятся реликты пелитовых пород, оплавленные зерна

кварца и новообразованные фазы – ромбические (кордиерит, секанинаит) и гексагональные (индиалит, ферроиндиалит) минералы группы кордиерита, муллит, Fe-муллит, силикат-шпиль состава $(\text{AlFe}^{2+}\text{Mg})\text{SiO}_4$, плагиоклаз, пироксены, фаялит, полиморфы SiO_2 (тридимит, кристобалит) [Савина, Перетяжко, 2023; Peretyazhko, Savina, 2023]. В комплексе Хамарин-Хурал-Хид встречаются также обогащенные железом пирогенные породы, сложенные тонкодисперсным агрегатом гематита, магнетита-якобсита с реликтовыми зернами минералов, и железистые паралавы (кристобалит-фаялитовая, тридимит-секанинаитовая), содержащие до 42 мас. % $\text{Fe}_2\text{O}_{\text{зобщ}}$.

Большое разнообразие пород в пирометаморфических комплексах Монголии обусловлено гетерогенностью состава осадочных толщ и локальными условиями термических преобразований пород. Протолитом для клинкеров и железистых паралав были пелиты, в разной степени обогащенные железом. Находки индиалита и ферроиндиалита свидетельствуют о температуре частичного плавления этих пород >1050 °С. Наличие оплавленных зерен детритового кварца и кристобалита позволяет предположить, что температура пирогенных изменений пелитов локально превышала 1300–1400 °С и, возможно, достигала поля устойчивости β -кристобалита (>1470 °С). Обогащенные железом пирогенные породы формировались из силикатно-железистого расплава при значительном интервале летучести кислорода в окислительных условиях.

В результате твердофазных термических преобразований и частичного плавления мергелистых известняков сформировались мафические расплавы, исходные для мелилит-нефелиновых паралав. По качественной петрологической модели [Peretyazhko et al., 2021], на стадии высокотемпературного и низкобарического метаморфизма в РТ-условиях стабильности кальцита в мергелистом известняке кристаллизовались Al-клинопироксен и мелилит (геленит). В крайне высокотемпературных условиях (>1250 °С) происходило последовательное инконгруэнтное плавление силикатных минералов, кальцита и образовались несмесимые расплавы – карбонатный ($\text{CaCO}_3 + \text{CaO}$ либо стехиометрический кальцитовый) и несколько силикатных различного состава. В результате слияния силикатных расплавов формировался недосыщенный по SiO_2 и обогащенный Са расплав, из которого кристаллизовалась мелилит-нефелиновая паралава. В матриксе паралав сохранились зональные фенокристы мелилита с ядром геленита, а также реликты ксенолитов мергелистого известняка, сложенные геленитом, Al-диопсидом, монтichelлитом и другими минералами.

Кристаллизация некоторых пирогенных мафических расплавов, исходных для мелилит-нефелиновых паралав комплекса Хамарин-Хурал-Хид, начиналась в крайне восстановительных условиях около 1365 °С с образования в каплях Fe-S-P расплава фосфида Fe (баррингерита), самородного железа и троилита. Сrostки и отдельные вкрапления этих фаз микронных размеров обнаружены в ранних зонах роста фенокристов плагиоклаза и в стеклах ксенолитов клинкера, захваченных расплавами паралав.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ 23-27-00031.

Литература

Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Минералы группы оливина в мелилит-нефелиновых паралавах пирометаморфических комплексов Монголии // Записки РМО. 2023а. № 1. С. 61–77.

Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Главные породообразующие минералы паралав пирометаморфических комплексов Монголии // Записки РМО. 2023б. № 4. 65–83.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Иванов А.В. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 178–210.

Савина Е.А., Перetyazhko И.С. Условия и процессы формирования кристобалитового клинкера, железистых и мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 12. С. 1690–1715.

Peretyazhko I.S., Savina E.A. Melting processes of pelitic rocks in combustion metamorphic complexes of Mongolia: mineral chemistry, Raman spectroscopy, formation conditions of mullite, silicate spinel, silica polymorphs, and cordierite-group minerals // *Geosciences*. 2023. Vol. 13. N. 12. Article 377.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir–Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // *Mineralogical Magazine*. 2017. Vol. 81. N. 4. P. 949–974.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (>4 MPa) and high-temperature (>1250 °C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralava in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. Vol. 176. Article 38.

Э.С. Вивдич^{1,2}, Ш.К. Балтыбаев^{1,2}

¹ – *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт Петербург, Россия*
emily.vivdich@yandex.ru

² – *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт Петербург, Россия*

Вариации давления при минералообразовании в тектонических зонах

E.S. Vivdich^{1,2}, Sh.K. Baltybaev^{1,2}

¹ – *Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia*

² – *St. Petersburg State University, Institute of Earth's Sciences, St. Petersburg, Russia*

Pressure variations during formation of minerals in tectonic zones

Abstract. The occurrence of “overpressure” is a challenging problem in metamorphic petrology. The paper examines the “overpressure” estimations in metamorphic rocks of the Meyeri tectonic zone (Southeast Fennoscandian Shield, Russia) using geothermobarometry methods. The PT estimations revealed pressure exceeding the lithostatic one by 1–4 kbar that is caused by additional tectonic stress during overthrusting of rocks of the Svecofennian belt on the Archean Karelian Craton. This method can be applied to other similar tectonic zones to detect the “overpressure” phenomenon.

Введение. Температура и давление – это основные факторы метаморфизма, установление природы которых является важной задачей при реконструкции условий метаморфического минералообразования. В случае давления обычно говорят о литостатическом, но также обсуждается вопрос появления давления, которое превышает литостатическое («overpressure») или ниже него («underpressure») [Gerya, 2015 и ссылки внутри]. Хотя численное моделирование подтверждает возможность появления «сверхдавления» благодаря тектоническому фактору [Schmalholz et al., 2014], сведения о выявленных природных примеров этого феномена практически отсутствуют.

В данной работе приводятся результаты РТ-оценки формирования пород Мейерской тектонической зоны [Балтыбаев и др., 1996, 2000] Северного Приладожья (Республика Ка-

релия), рассматриваемого как часть тектонической шовной структуры между палеопротерозойским Свекофеннским подвижным поясом и архейским Карельским кратоном. Эта зона концентрирует большое количество месторождений и рудопроявлений [Ладожская..., 2020], поэтому знание условий формирования пород этой зоны полезно при прогнозно-поисковых работах.

Материалы и методы. Образцы метаморфических пород для изучения отобраны из автохтонного (окраина Карельского кратона) и аллохтонного (комплексы Свекофеннского подвижного пояса) блоков Мейерской тектонической зоны. Состав минералов определен с помощью растрового электронного микроскопа JEOL JSM-6510LA с ЭДС JED-2200 (JEOL, Япония) в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (аналитик О.Л. Галанкина). Данные микроанализа обрабатывались в программе MINAL3 (автор Д.В. Доливо-Добровольский).

В работе применен подход геотермобарометрии, в основе которого лежит использование мультивариантных минеральных равновесий. Специальные программы на основе единой согласованной системы термодинамических данных позволяют построить множество линий минеральных реакций между чистыми фазами и миналами, входящими в состав минералов-твердых растворов, с учетом активностей миналов. Результаты расчетов могут быть представлены в виде системы линий реакций, пересекающихся в случае наличия равновесия в некоторой точке РТ-пространства. Одним из важных критериев достижения химического равновесия является пересечение линий минимум трех независимых реакций в одной точке.

РТ-параметры оценены с помощью программы winTWQ (версии 2.3) [Berman, 1991, 2007]. В расчетах применялась база термодинамических данных JUN92 [Berman, 1988] для пород базитового состава и база DEC06 [Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007] для метапелитов. Расчеты подготовлены с помощью TWQ_Comb [Доливо-Добровольский, 2006]. Для амфиболсодержащих парагенезисов в метабазитах также использован модуль avPT программы THERMOCALC (версия 3.40) с базой данных DS55s [Holland, Powell, 1998] и дополнением TC_Comb [Доливо-Добровольский, 2013].

Результаты работ. РТ-параметры становления химического равновесия в парагенезисе $Grt + Bt + Pl + Kfs + Qz$, типичном для метапелитов, оценены с учетом водно-углекислотного (или углекислотно-водного) флюида, мольная доля воды в котором изменялась от 0.3 до 0.7 по данным изучения флюидных включений в метаморфических и метайнтрузивных породах Северного Приладожья, включая породы тектонической зоны [Балтыбаев и др., 2000, 2022]. Полученные «пучки» включают пересечение трех независимых реакций и указывают на установления равновесия в диапазоне $P = 8.0\text{--}10.8$ при $T = 770\text{--}780$ °С (рис. 1а, б).

С помощью метода TWEEQU проанализированы минеральные ассоциации базитовых метаморфических пород. Для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ по пересечению трех независимых реакций получены РТ-параметры равновесия в диапазоне $P = 7.0\text{--}7.3$ кбар и $T = 690\text{--}730$ °С (рис. 1в, г).

Методом мультиравновесной термобарометрии в программе THERMOCALC получены повышенные РТ-параметры в исследуемых образцах метабазитов: в обр. Б-22-526 равновесное состояние фиксируется при $P = 7.7$ кбар и $T = 700$ °С (рис. 2а), в обр. Б-22-613 – при $P = 8.4$ кбар и $T = 730$ °С (рис. 2б). Оценки температуры и давления для этих же образцов, полученные в программе winTWQ, хотя и несколько ниже, но попадают в диапазоны среднеквадратических отклонений $sd(P)$ и $sd(T)$, рассчитываемых в программе THERMOCALC. Полу-

¹ Здесь и далее, минералы и их миналы: *Amp* – амфибол (*fAct* – ферроактинолит, *Prg* – паргасит, *Tr* – тремолит, *fTs* – феррочермакит, *Ts* – чермакит), *Bt* – биотит (*Ann* – аннит, *Eas* – истонит, *Phl* – флогопит, *Sdp* – сидерофиллит), *Grt* – гранат (*Alm* – альмандин, *Grs* – гроссуляр, *Prp* – пироп), *Pl* – плагиоклаз (*Ab* – альбит, *An* – анортит), *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qz* – кварц.

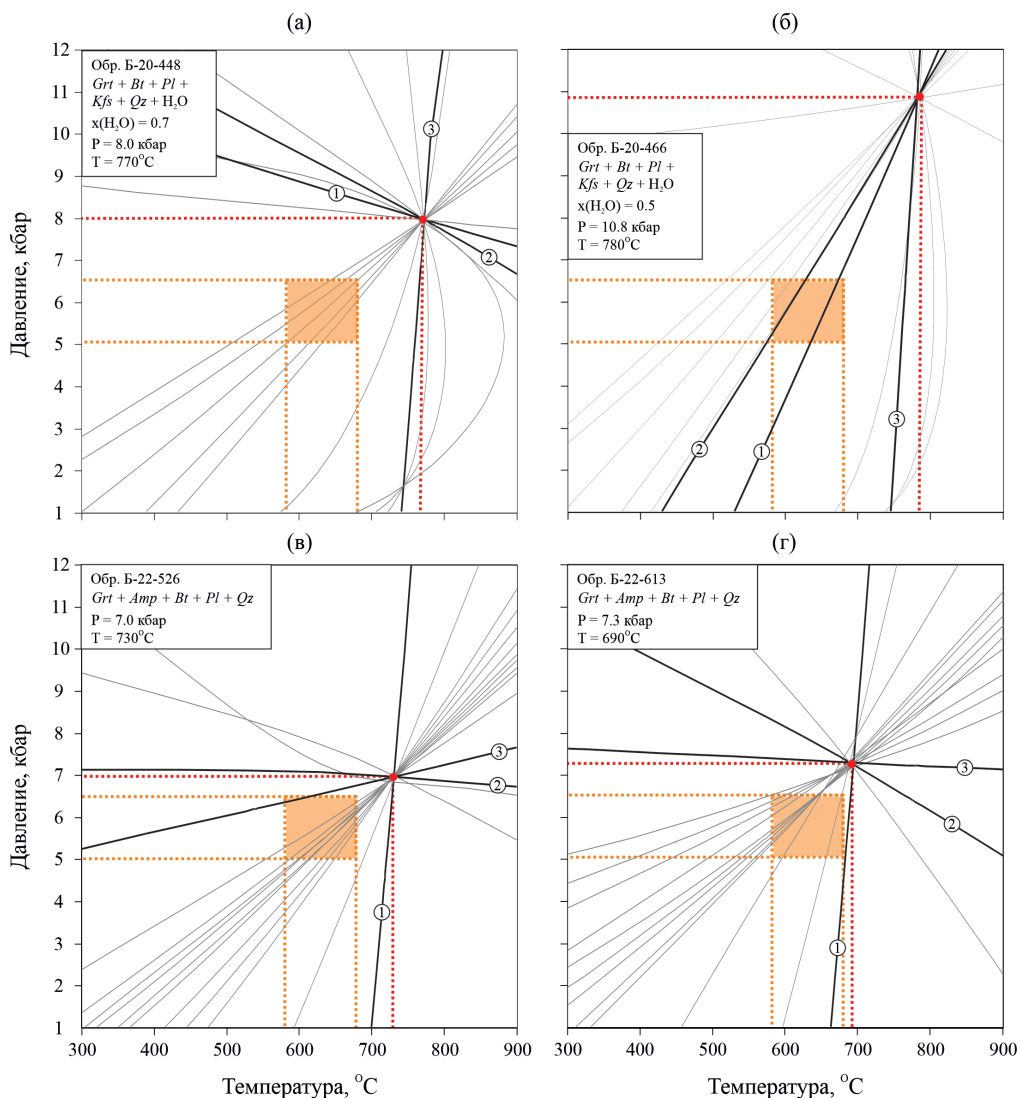


Рис. 1. РТ-диаграммы, рассчитанные в программе winTWQ, для образцов метapelитов (а, б) и метабазитов (в, г), демонстрирующие установление химического равновесия в рассмотренных образцах при давлениях, превышающих литостатическое на 1–4 кбар. Цифрами обозначены линии трех независимых реакций: а – 1) $3Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$; 2) $4Kfs + 4Grs + 3Eas + 7Alm + 4H_2O = 7Ann + 12An + 2Prp$; 3) $Alm + Phl = Prp + Ann$; б – 1) $3Sdp + 6Qz + 3Prp + 2Grs = 2Alm + 6An + 3Phl$; 2) $3Sdp + 7Prp + 4Kfs + 4Grs + 4H_2O = 2Alm + 12An + 7Phl$; 3) $Alm + Phl = Prp + Ann$; в, г – 1) $Alm + Phl = Prp + Ann$; 2) $9fTs + 13Prp + 8Grs + 6Ab = 9Alm + 24An + 3Tr + 6Prg$; 3) $3fTs + 12Qz + 5Prp + 4Grs = 3Alm + 12An + 3Tr$. Здесь и на рис. 2, оранжевый прямоугольник – область пиковых значений регионального метаморфизма по [Балтыбаев и др., 2000].

ченные оценки давления существенно выше давлений, которые фиксируются в окружающих метаморфических породах: до 5–6 кбар по [Балтыбаев и др., 2000].

Выводы. Таким образом, в Мейерской тектонической зоне выявлены «сверхдавления», которые на 1–4 кбар превышают давление пика регионального метаморфизма (~7–11 кбар против 5–6 кбар). Причиной «сверхдавления» может служить дополнительная тектоническая

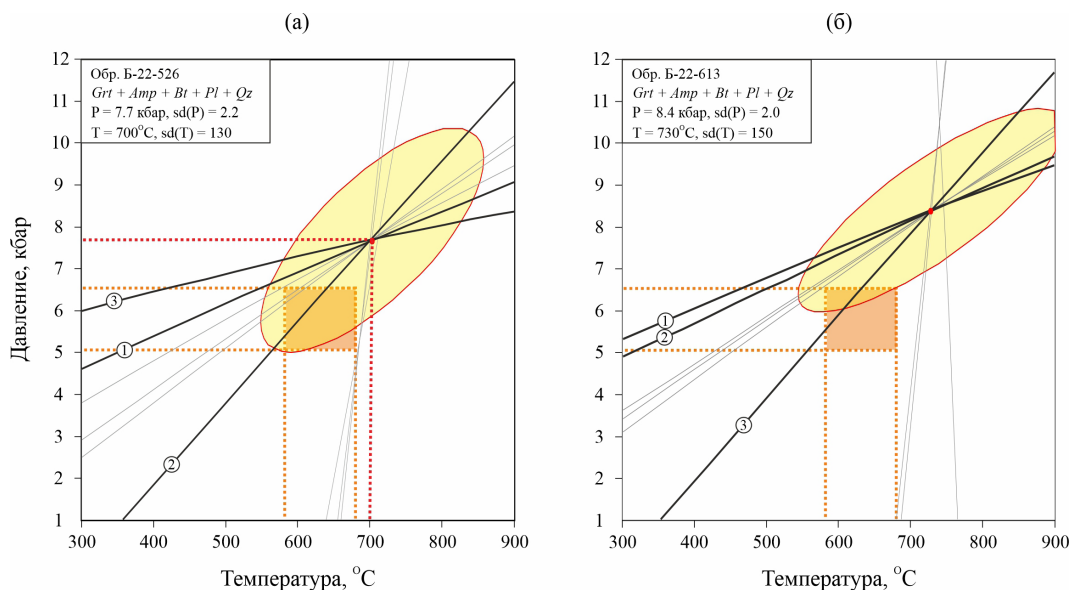


Рис. 2. P-T-параметры, рассчитанные в программе THERMOCALC, для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ из образцов метабазитов Б-22-526 (а) и Б-22-613 (б). Цифрами обозначены линии трех независимых реакций: а – 1) $Prp + 2Grs + 3Eas + 6Qz = 3Phl + 6An$; 2) $2Grs + 3Alm + 3Eas + 6Qz = 2Prp + 3Ann + 6An$; 3) $5Prp + 10Grs + 15Eas + 9fAct + 30Qz = 15Ann + 30An + 9Tr$; б – 1) $2Prp + 4Grs + 3Ts + 12Qz = 3Tr + 12An$; 2) $Prp + 2Grs + 3Eas + 6Qz = 6An + 3Phl$; 3) $2Grs + 3Alm + 3Eas + 6Qz = 2Prp + 6An + 3Ann$. $Sd(P)$ и $s_d(T)$ – стандартные отклонения для давления и температуры, соответственно, рассчитываемые программой.

нагрузка при надвигании пород Свектофеннского подвижного пояса на породы окраины Карельского кратона. Используемая методика оценок давления минералообразования может быть применена для оценки P-T-параметров подобных природных объектов в других регионах, что позволит полноценно оценить масштабы и роль механизма тектонического давления при минералообразовании.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

Литература

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свектофенниды Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 198 с.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свектофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Доклады Академии наук. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах SMPXEXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ [Berman, 1991], работающих в пакетном режиме. Версия 1.2.0.4. 2006. <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>

Доливо-Добровольский Д.В. TC_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом avPT с визуализацией и анализом результатов. 2013. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/tccomb>

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *Journal of Petrology*. 1988. Vol. 29. No. 2. P. 445–522.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Canadian Mineralogist*. 1991. Vol. 29. No. 4. P. 833–855.

Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geological Survey of Canada. 2007. Open File 5462 (revised). URL: <https://doi.org/10.4095/223228>

Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. Vol. 126. P. 1–24.

Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier D.G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg–Fe–Al biotite // *American Mineralogist*. 2007. Vol. 92. No 1. P. 139–150.

Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 2015. Vol. 33. P. 785–800.

Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. Vol. 16. P. 309–344.

Schmalholz S.M., Duretz T., Schenker F.L., Podladchikov Y.Y. Kinematics and dynamics of tectonic nappes: 2-D numerical modelling and implications for high and ultra-high pressure tectonism in the Western Alps // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 631. P. 160–175.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. Vol. 95. P. 185–187.

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ, РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ МЕТАЛЛОВ

*Е.В. Белогуб¹, К.А. Новоселов¹, А.И. Брусницын²,
Е.Н. Перова², К.А. Филиппова¹, И.Г. Жуков¹*

*¹ – Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
belogub@mineralogy.ru*

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

Геохимия железных и марганцевых руд месторождений Северного Урала

*E.V. Belogub¹, K.A. Novoselov¹, A.I. Brusnitsyn²,
E.N. Perova², K.A. Filippova¹, I.G. Zhukov¹*

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

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

Geochemistry of iron and manganese ores of the North Urals deposits

Abstract. New data on geochemistry of sedimentary ores of Fe and Mn from the North Urals deposits are presented. Geochemical indicators show that Fe accumulated under conditions of dynamic movement of water masses, apparently at shallow depths in a coastal zone. Manganese deposits, on the contrary, formed in a calm hydrodynamic regime or at a greater distance from the coastline, or during sea transgression.

Введение. На восточном склоне Северного Урала в узкой меридиональной полосе от пос. Бурмантово на севере до г. Серов на юге с конца XIX в. известно почти два десятка осадочных месторождений и рудопроявлений марганца и железа [Рабинович, 1971; Конгарь и др., 1999]. Геологическое строение и петрография руд этих месторождений изучены достаточно полно, но информация о геохимии руд, особенно в отношении редких элементов, крайне отрывочна. Проведенные исследования призваны отчасти восполнить этот пробел. Работы выполнены на материале Тыньинского, Полуночного и Марсятского месторождений.

Геологические условия залегания руд. Изученные месторождения приурочены к осадочным породам чехла Западно-Сибирской плиты, перекрывающим структуры Уральской складчатой системы. Рудовмещающими являются морские глинисто-песчаные отложения верхнего мела и нижнего палеогена, сформированные в обстановке мелководного шельфа. Руды слагают пласты протяженностью от несколько сотен метров до первых километров и мощностью от 0.5 до 19 м (в среднем, 1–2 м). Тыньинское месторождение представлено двумя субпараллельными пластами марганцевых руд, Полуночное месторождение – одним, а на Марсятском месторождении в основании марганцевого рудного горизонта, после небольшого перерыва, зафиксированного гравийными отложениями, залегает мощный пласт железных руд.

Петрография руд. Железные руды Марсятского месторождения являются типичными представителями оолитовых бурых железняков. Это слабосцементированные мелкозернистые породы насыщенного коричневого цвета, преимущественно, с оолитовыми текстурами. Плохо сортированный обломочный материал и ооиды цементируются тонкозернистой железистой пелит-алевролитовой массой. Обломочный материал представлен, преимущественно, кварцем, меньше – калиевыми полевыми шпатами, минерализованными растительными остатками и редкими детритовыми минералами – монацитом, ксенотимом, цирконом, ильменитом и эпидотом. Среди аутигенных минералов преобладают гетит, сидерит, второстепенные и акцессорные – глауконит, родохрозит, доломит, гиббсит, бёмит, каолинит, шамозит, апатит, крандаллит, ксенотим, рабдофан, анатаз, пирит, сфалерит и галенит.

Марганцевые руды представлены двумя типами: исходно-осадочными карбонатными и продуктами их приповерхностного изменения – гипергенными оксидными. В данной работе изучены карбонатные руды. Они представляют собой мелкозернистые серые, бежевые, коричневые, зеленоватые породы. Текстуры руд разнообразны: ритмично-слоистые, неравномерно пятнистые, концентрически-зональные конкреционные, волнисто-слоистые (stromatолитовые) и т.п. В составе руд резко преобладает родохрозит. В заметно меньшем количестве присутствуют кварц, тридимит, глауконит, мусковит, шамозит, альбит, калиевый полевой шпат, титанит, ильменит, рутил, апатит, пирит, сфалерит и галенит.

Геохимия руд. Анализ полученных данных (табл.) показывает следующее. В железных и марганцевых рудах четко обособливается группа элементов-индикаторов присутствия в осадках обломочного материала – Al, Ti, K, Sc, Rb, Zr, Nd, Sn, Cs, Hf, Ta и Th. Судя по их содержанию, доля обломочного вещества в железных рудах в три раза выше, чем в марганцевых. То есть, накопление Fe по сравнению с Mn происходило ближе к береговой зоне, на меньших глубинах и в менее спокойной гидродинамической обстановке, что подтверждается текстурами руд.

Железные руды характеризуются высокими содержаниями Mn. Значение отношения Mn/Fe в них такое же, как в среднем в земной коре: 0.018 и 0.019, соответственно. То есть накопление Fe сопровождалось эквивалентным накоплением Mn без дифференциации этих элементов. Обычно разделение Fe и Mn происходит за счет вариаций окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий. По сравнению с Fe, осаждение Mn требует более окислительных и/или более щелочных обстановок. Совмещение геохимических барьеров для Fe и Mn возможно при активном гидродинамическом режиме в результате механического перемешивания водных масс. Такой режим характерен для прибрежных частей морского бассейна.

Содержание Fe в марганцевых рудах ниже, чем в среднем в земной коре, и почти на порядок меньше, чем в железных рудах. Значение Mn/Fe в марганцевых рудах составляет 9.5, что характеризует высокую степень разделения этих элементов. Обычно это реализуется в спокойной гидродинамической обстановке, ниже базиса штормовых или приливных волн.

Характерной особенностью и железных, и марганцевых руд являются высокие концентрации P. На это обращали внимание и предыдущие исследователи [Контарь и др., 1999]. Наши данные свидетельствуют о том, что P накапливается преимущественно в железных рудах, где его содержания почти в 10 раз превышают средние значения для земной коры. Нормирование на Al дает цифру $[C_i/C_{Al}]_n = 41$, которая даже выше, чем для Mn и Fe $[C_i/C_{Al}]_n = 26$. В марганцевых рудах концентрация P примерно в два раза выше средней для земной коры. Нормированные на Al значения для P $[C_i/C_{Al}]_n = 31$ в марганцевых рудах уступают только самому Mn $[C_i/C_{Al}]_n = 54$. Скорее всего, обогащение рудоносных отложений фосфором обусловлено активными биохимическими процессами, возможно, инициированными поступлением P из глубинных частей бассейна в результате апвеллинга.

**Средние содержания элементов в земной коре,
железных и марганцевых рудах месторождений Северного Урала**

Элемент	Земная кора*	Железные руды			Марганцевые руды			C _{Mn} /C _{Fe}
		Me	[C] _i _n	[C] _i /[C] _{Al} _n	Me	[C] _i _n	[C] _i /[C] _{Al} _n	
%		n = 10			n = 10			
Na	2.54	0.03	0.01	0.04	0.06	0.02	0.31	2.00
Mg	1.64	0.26	0.16	0.58	0.75	0.46	5.85	2.88
Al	7.83	2.15	0.27	1.00	0.61	0.08	1.00	0.28
Si	30	12.95	0.44	1.60	6.53	0.22	2.80	0.50
P	0.09	0.88	9.78	40.93	0.19	2.11	31.15	0.22
K	2.56	0.16	0.06	0.23	0.26	0.10	1.24	1.56
Ca	3.15	1.85	0.59	2.15	3.06	0.97	12.57	1.65
Ti	0.33	0.16	0.42	1.63	0.05	0.18	2.46	0.43
Mn	0.08	0.56	7.00	26.05	32.68	409	5358	58.36
Fe	4.17	30.29	7.26	26.58	3.45	0.73	10.70	0.11
г/т								
Li	23	10.4	0.45	1.64	6.1	0.27	3.42	0.59
Be	3.2	6.6	2.07	7.52	0.41	0.13	1.64	0.06
Sc	14	9.5	0.68	2.47	1.43	0.10	1.31	0.15
V	140	323	2.31	8.40	201	1.44	18.43	0.62
Cr	69	124	1.80	6.55	12.7	0.18	2.35	0.10
Co	17	25.4	1.49	5.43	36.3	2.13	27.39	1.43
Ni	55	94	1.71	6.22	83	1.51	19.36	0.88
Cu	39	32.5	0.83	3.03	7.9	0.20	2.60	0.24
Zn	67	149	2.22	8.10	146	2.18	27.96	0.98
Ga	18	10.2	0.57	2.06	8.2	0.46	5.87	0.81
Ge	1.5	10.1	6.73	24.72	2.0	1.36	17.60	0.20
As	1.6	20.5	12.78	47.56	9.4	5.89	77.30	0.46
Rb	110	8.3	0.08	0.28	11.6	0.11	1.35	1.39
Sr	350	255	0.73	2.65	127	0.36	4.66	0.50
Y	22	23.3	1.06	3.86	9.8	0.45	5.72	0.42
Zr	170	20.9	0.12	0.45	5.69	0.03	0.43	
Nb	15	1.8	0.12	0.42	0.7	0.05	0.62	0.42
Mo	1.6	3.3	2.04	7.60	3.7	2.31	30.33	1.13
Cd	0.1	0.36	3.60	16.74	0.51	5.10	83.61	1.42
Sn	3.3	0.47	0.14	0.52	0.24	0.07	0.94	0.51
Sb	0.2	2.04	10.20	31.53	1.80	9.00	98.36	0.88
Cs	3.7	0.54	0.15	0.53	0.84	0.23	2.93	1.56
Ba	570	172	0.30	1.10	97.2	0.17	2.19	0.56
Hf	4	0.63	0.16	0.57	0.22	0.06	0.71	0.35
Ta	1.5	0.13	0.09	0.32	0.08	0.05	0.69	0.62
W	1.3	1.10	0.85	3.01	1.39	1.07	13.40	1.26
Tl	0.53	0.02	0.06	0.20	1.34	2.53	31.38	44.67
Pb	17	36.7	2.16	7.86	9.0	0.53	6.79	0.25
Bi	0.05	0.26	4.81	12.09	0.10	1.85	16.39	0.38
Th	11	3.8	0.34	1.26	0.9	0.08	1.07	0.24
U	2.8	3.7	1.80	4.84	1.5	0.71	6.69	0.39

Элемент	Земная кора*	Железные руды			Марганцевые руды			C_{Mn}/C_{Fe}
		Me	$[C_i]_n$	$[C_i/C_{Al}]_n$	Me	$[C_i]_n$	$[C_i/C_{Al}]_n$	
%		$n = 10$			$n = 10$			
ΣREE	139.58	120.12	0.86	3.13	58.98	0.42	5.42	0.49
Ce/Ce*	1	1.06			1.04			
Eu/Eu*	1	0.97			0.88			
(La/Lu) _n	1	0.47			0.95			

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН, аттестат аккредитации ААС.А.00330. * – средние концентрации элементов в верхней части континентальной земной коры по [Li, Schoonmaker, 2003]. Me – медиана, $[C_i]_n$ – нормированные концентрации элементов: $[C_i]_n = Me^{образец}/C_i^{Upper crust}$, $[C_i/C_{Al}]_n$ – нормированные на алюминий концентрации элементов: $[C_i/C_{Al}]_n = [Me/Me_{Al}]^{образец}/[C_i/C_{Al}]^{Upper crust}$; C_{Mn}/C_{Fe} – отношение медиан концентраций элементов в марганцевых и железных рудах. n – число анализов. ΣREE – суммарное содержание РЗЭ. Ce/Ce* и Eu/Eu* – аномалии Ce и Eu, соответственно, рассчитанные по формулам $Ce/Ce^* = Ce/Ce^{Upper crust}/0.5(La/La^{Upper crust} + Nd/Nd^{Upper crust})$ и $Eu/Eu^* = Eu/Eu^{Upper crust}/0.5(Sm/Sm^{Upper crust} + Gd/Gd^{Upper crust})$.

Железные руды обогащены Ge, As и Sb, концентрации которых в 6–12 раз выше соответствующих показателей для земной коры. Нормирование на Al показывает, что концентрации V, Cr, Co, Ni, Zn, Y, Mo, Cd, Pb, Bi и U существенно выше ($[C_i/C_{Al}]_n > 1$), чем в обломочном материале исходного осадка. Дополнительными источниками этих элементов могли служить морская вода (водородная сорбция элементов), биогенное вещество (карбонатное, кремнистое, фосфорное, углеродистое), диагенетические поровые воды и гидротермальные растворы (любого происхождения). Какие из этих источников были реализованы сказать трудно, но очевидно, что седиментация Fe сопровождалась концентрацией ряда микроэлементов. Аналогичные закономерности установлены и в марганцевых рудах.

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в железных и марганцевых рудах ниже, чем в среднем в земной коре. Однако при нормировании на Al избыточные (относительно обломочного материала осадков) количества РЗЭ выявляются в обоих типах руд: $[C_i/C_{Al}]_n$ равно 3.1 и 5.4 для железных и марганцевых руд, соответственно. Дополнительным источником РЗЭ в данном случае, вероятно всего, служила морская вода. В составе РЗЭ отсутствуют аномалии Ce и Eu, что характерно для мелководных осадков.

Выводы. Для месторождений Северного Урала получена новая информация о химическом составе железных и марганцевых руд. Она помогает понять условия накопления железо- и марганценосных отложений. Источники Fe и Mn могли быть разными. Металлы могли поставляться в область седиментации в составе речного стока, при подъеме к поверхности глубинных бескислородных вод или при просачивании на поверхность морского дна элизонных растворов, связанных с развитием Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Очевидно, что накопление Fe происходило в условиях динамического движения водных масс, видимо, на небольшой глубине в прибрежной зоне. Марганценозные же отложения, напротив, сформировались в спокойном гидродинамическом режиме, реализованном либо на большем удалении от береговой линии, либо при трансгрессии моря.

Литература

- Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В., Алешин Б.М., Шишкин М.А., Герасимов Н.Н., Костромин Д.А., Папулова О.Б., Сергеева В.В. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999. 120 с.
- Рабинович С.Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1971. 264 с.
- Li Y.-H., Schoonmaker J.E. Chemical composition and mineralogy of marine sediments // In: Treatise on Geochemistry. Vol. 7. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 1–35.

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

Карбонатные марганцевые руды месторождения Полуночное (Северный Урал) (научный руководитель – к.г.-м.н. Е.Н. Перова)

Е.А. Попова
St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Carbonate manganese ores of the Polunochnoe deposit (North Urals)

Abstract. The results of mineralogical studies of carbonate manganese ores of the Polunochnoe deposit from North Urals are presented. The rocks consist of 13 minerals with rock-forming rhodochrosite and quartz. Accessory minerals include pyrite, siderite, and apatite.

Месторождение Полуночное находится на северо-западе Свердловской области, в 22 км от г. Ивдель, рядом с пос. Полуночное. Месторождение было открыто в 1920 г. П.П. Мездриным, в 30-х гг. XX в. на нем были проведены разведочные работы под руководством К.В. Вейнберга, в 1941 г. началась добыча марганцевой руды. Работы на месторождении были закончены в 1962 г., и сейчас оно законсервировано [Рабинович, 1971].

В настоящее время черная металлургия Урала является крупным потребителем марганца, поэтому интерес к марганцевородным месторождениям не прекращается до сих пор, в том числе и к объектам Северного Урала. В связи с этим нашей целью было получение новых данных по минералогии марганцевых руд месторождения Полуночное, используя современные аналитические методы (оптический и электронный микроскопы, а также порошковая рентгенография). Аналитические исследования проводились в ресурсных центрах СПбГУ «Геомодель», «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгенодифракционные методы исследования». Материалами для исследования послужили несколько образцов руд, отобранных сотрудниками кафедры минералогии СПбГУ летом 2023 г. в ходе поездки на марганцевые месторождения Северного Урала.

Месторождение Полуночное расположено в зоне сочленения Зауральской равнины и восточного склона складчатой системы Урала. Район месторождения сложен осадочными породами мел-палеогенового возраста. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами. Руды слагают пласты, согласно залегающие во вмещающих породах. Рудоносный горизонт прослежен на 1500 м, ширина его варьирует от 60 до 800 м и, в среднем, составляет 150 м. Мощность рудоносного горизонта 12–15 м, глубина залегания – 0–50 м на западе и 150–200 м на востоке [Контарь и др., 1999].

Преыдущими исследователями марганцевые руды на месторождении подразделены на первично карбонатные (песчано-глинистые, песчаные, конкреционно-глинистые, конкреционно-кремнистые), полуокисленные и окисленные. Главными минералами карбонатных руд являются кальциевый родохрозит и манганокальцит [Вертушкова, Сосунова, 1957ф]. Ко второстепенным минералам относятся кварц, опал, глауконит, марказит, глинистые минералы и кальциевые фосфаты [Контарь и др., 1999].

Исследованные образцы являются первично карбонатными рудами и представлены изометричными образованиями (в поперечнике 8 см), снаружи покрытыми черными оксидами и гидроксидами Mn, внутреннее строение агрегатов – концентрически-зональное, иногда нечетко выраженное. Чередуется светло-коричневые и сине-серые слои мощностью до

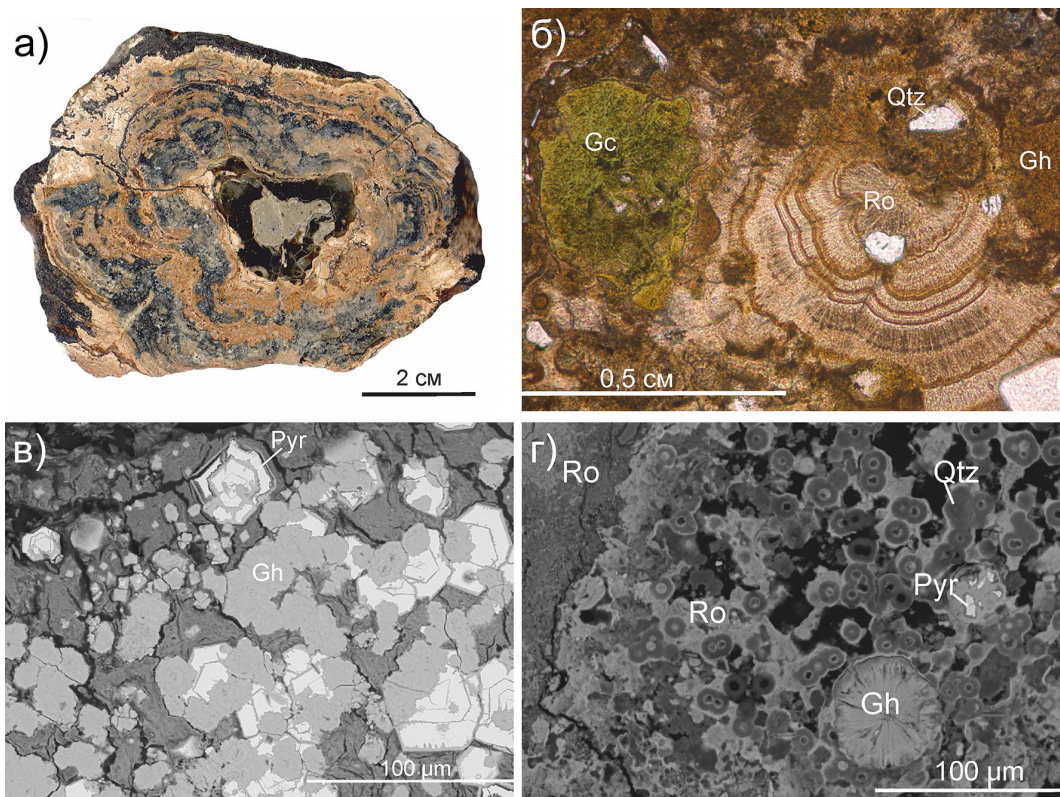


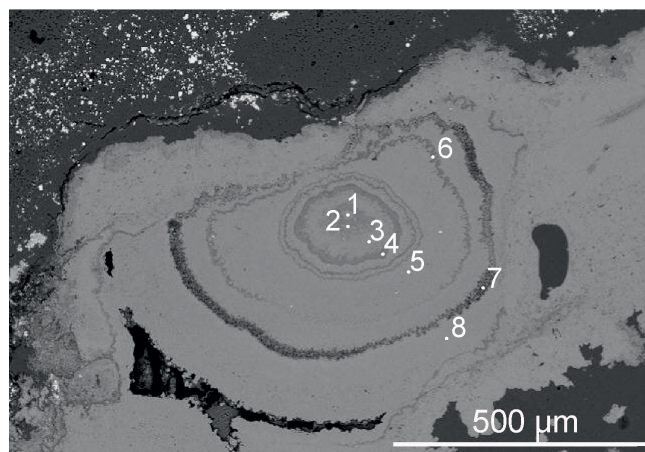
Рис. 1. Марганцевые руды месторождения Полуночное: а – чередование разноокрашенных концентрических слоев; б – зональность родохрозитового агрегата (фото шлифа в проходящем свете без анализатора), в – кристаллы пирита, замещенные гетитом (фото аншлифа в обратно-отраженных электронах); г – кварцевые оолиты (фото аншлифа в обратно-отраженных электронах).

Ro – родохрозит, Pyr – пирит, Gc – глауконит; Qtz – кварц; Gh – гетит.

1.5 см. Порода мелкозернистая, пористая. Главные породообразующие минералы – родохрозит (~60 об. %) и кварц (~30 об. %), второстепенные и акцессорные (суммарно ~10 об. %) – пирит (марказит ?), апатит, кутногорит, гетит, альбит, сфалерит, ильменит, эпидот, глауконит (?), барит и гипс. Светлые и темные слои сходны по минеральному составу, но отличаются процентным содержанием породообразующих минералов (рис. 1).

На микроуровне наблюдаются карбонатные стяжения размером от 0.5 до 2 мм, иногда имеющие концентрически-зональное строение, в некоторых случаях с кварцевой центральной частью. Встречаются однородные комковатые или мелкозернистые участки. В образцах родохрозит имеет светло-коричневый цвет. В проходящем свете минерал бежевый с яркими перламутровыми цветами интерференции. И в оптическом, и в электронном микроскопе видна зональность концентрических карбонатов, которая выражается в небольших вариациях химического состава (рис. 2). Кутногорит играет подчиненную роль, располагаясь в мелкозернистой родохрозитовой массе, и образует зерна размером до 0.01 мм. Минерал диагностирован только по соотношению Ca и Mn и требует дополнительных уточнений.

Кварц представлен как отдельными зернами размером 0.1–1.5 мм по удлинению, так и сферическими выделениями, которые слагают целые участки породы. Минерал прозрачно-серого цвета, в скрещенных никелях имеет серую окраску.



- 1) $(\text{Mn}_{0,79}\text{Ca}_{0,10}\text{Fe}_{0,08}\text{Mg}_{0,03})_{1,00}\text{CO}_3$
- 2) $(\text{Mn}_{0,90}\text{Ca}_{0,07}\text{Fe}_{0,03})_{1,00}\text{CO}_3$
- 3) $(\text{Mn}_{0,80}\text{Ca}_{0,08}\text{Fe}_{0,10}\text{Mg}_{0,02})_{1,00}\text{CO}_3$
- 4) $(\text{Mn}_{0,88}\text{Ca}_{0,08}\text{Fe}_{0,02}\text{Mg}_{0,03})_{1,00}\text{CO}_3$
- 5) $(\text{Mn}_{0,79}\text{Ca}_{0,11}\text{Fe}_{0,08}\text{Mg}_{0,03})_{1,01}\text{CO}_3$
- 6) $(\text{Mn}_{0,85}\text{Ca}_{0,09}\text{Fe}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_{1,00}\text{CO}_3$
- 7) $(\text{Mn}_{0,76}\text{Ca}_{0,15}\text{Mg}_{0,09})_{1,00}\text{CO}_3$
- 8) $(\text{Mn}_{0,81}\text{Ca}_{0,12}\text{Fe}_{0,05}\text{Mg}_{0,02})_{1,00}\text{CO}_3$

Рис. 2. Зональность родохрозитового агрегата с вариацией химического состава по зонам (фото аншлифа в обратно-отраженных электронах).

Апатит является второстепенным минералом, представлен как отдельными зернами размером до 0.05 мм, так и тонкой пылеватой вкрапленностью в карбонатной породе. Минерал бесцветен, в скрещенных николях имеет серую интерференционную окраску. По составу он представлен фторапатитом и содержит Mn до 0.9 формульных единиц (13.30 мас. %).

Пирит и, предположительно, марказит образуют конкреции и пентагондодекаэдры размером до 0.25 мм, которые на периферии замещены гипергенным гетитом. Пирит также рассеян в основной массе и образует включения в карбонатах. В единичных зернах размером до 0.01 мм был диагностирован сфалерит.

Глауконит образует округлые выделения размером до 1 мм. В минерале прослеживается дефицит К, содержание которого, в среднем, составляет 0.56 ф.е. (6.83 мас. %).

Альбит встречается в виде редких округлых микрозерен размером до 0.01 мм в диаметре. Имеет низкие серо-белые цвета интерференции. Химический состав альбита полностью соответствует его стехиометрической формуле. На основе взаимоотношений минерала с карбонатами можно сделать вывод, что альбит был образован позже.

Сульфаты представлены баритом и гипсом, которые в породе являются вторичными и заполняют пустоты, секущие карбонатные выделения. Они часто находятся в ассоциации с минералами железа.

Единичные зерна эпидота размером до 0.01 мм располагаются в основной микрозернистой карбонатной массе.

Таким образом, большинство минералов образует комковатые, концентрически-зональные агрегаты, которые были сформированы, вероятно, в результате седиментогенно-диагенетических процессов. Учитывая минеральную ассоциацию и структурно-текстурные особенности: руды иногда нацело сложены концентрически-зональными образованиями и некоторыми другими формами минерализованной органики и состоят из оолитовых, обломочных и микрокристаллических агрегатов, можно предположить, что образование агрегатов происходило со значительным участием бактериального сообщества [Зыкин, Ерохин, 2003, Брусницын, 2015].

Литература

Брусницын А.И. Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПб: СПбГУ, 2015. 116 с.

Вертушкова Н.С., Сосунова К.А. Изучение вещественного состава и обогатимости карбонатных марганцевых руд Полуночного и Ново-Березовского месторождения. Геологический отчет. Свердловск, 1957ф.

Зыкин Н.Н., Ерохин В.Е. Механизм формирования карбонатных марганцевых руд Парнокского месторождения (Полярный Урал) // Углерод: минералогия, геохимия и космохимия. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 237–240.

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

Рабинович С.Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1971. 264 с.

Е.С. Шагалов^{1,2}, В.В. Холоднов¹

¹ – Институт геологии и геохимии
им А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
shagalove@mail.ru

² – Уральский государственный
горный университет, г. Екатеринбург, Россия

Модель развития южной части Тагильской дуги и формирования железорудных месторождений в неопротерозое–раннем девоне

E.S. Shagalov^{1,2}, V.V. Kholodnov¹

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

² – Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia

Model of evolution of the southern part of the Tagil arc and formation of iron deposits in the Neoproterozoic–Early Devonian

Abstract. The first Lu-Hf, Rb-Sr, Sm-Nd and Pb-Pb isotopic data, as well as new U-Pb zircon ages, are presented for igneous rocks of the Tagil syenite block within the Vyva skarn copper-magnetite deposit. The rocks were affected by subduction and mantle fluids, which results in the depletion of almost all trace elements and the enrichment in Ba and Sr. An atypical combination of geological factors favored the formation of rocks: 1) Neoproterozoic crust metasomatized by frequent intrusion of deep mantle magmas; 2) slow opening of the rift/spreading structure preserving the old crustal blocks; 3) relatively slow subsidence along a limited PT path of a moderately old highly tectonized plate and its rupture in “pauses” of subduction, when melts formed at large depths under a low degree of melting of the source. The partial melts from the lower eclogitic crust (with rutile) or the upper mantle at a depth of >30 km can be a source of magma.

На основе новых Lu-Hf, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопных данных, а также U-Pb возраста циркона магматических пород Тагильского сиенитового массива (ТСМ) предложена модель развития южной части Западно-Тагильской зоны Тагильской палеодуги и возможные источники Fe и Cu для месторождений Тагильской группы. В работе рассмотрен период от неопротерозоя до раннего девона, поскольку в этот отрезок времени закладывалась и развивалась рудная система региона.

I. Условно рифтовый этап. Длительное и, возможно, многоактное развитие рифтовой структуры с образованием рифтогенного окраинно-континентального седиментационного бассейна, стратиформных и осадочных железорудных объектов. Магматизм связан с мантийным диапиром (диапирами), способствовавшим образованию ильменит-титаномагнетитовых и хромитовых рудопроявлений и месторождений (Сарановское). Структура продолжала развитие Машакского рифта, а гидротермальная составляющая накладывалась на нижнюю кору, метасоматизированную в позднем рифее. В неопротерозое Кваркушко-Каменногорская структура развивалась как рифтогенная пассивная континентальная окраина, сильно тектонически раздробленная и дренированная различными магмами, часто глубинного мантийного происхождения [Петров, 2017]. Hf- и Nd-модельные возраста источников совпадают и указывают на неопротерозойскую кору, которая заложена на позднеархейско-палеопротерозойском фундаменте. На это также указывает наличие ксеногенных протерозойских (вплоть до архейских) цирконов и гранатов, характерных для эклогитов, в интрузивных и вулканических породах Тагильской мегазоны [Смирнов, Чашухина, 1991; Пучков и др., 2006; Малич и др., 2009; Ферштатер и др., 2009].

II. Срединговый этап. Раскрытие Уральского океана в позднем кембрии сопровождалось интенсивным дроблением метасоматизированной коры на блоки, разделенные новообразованной океанической корой. Современным примером может служить строение дна Атлантического океана. Литосферная мантия под Срединно-Атлантическим хребтом является гетерогенной и состоит из разновозрастных блоков-пластин, материал которых при спрединге выводится на поверхность в виде плутонов и тектонических блоков, не прошедших плавление, возможно, оставшихся после деляминации континентальной коры при раскрытии океана [Бортников и др., 2008; Pilot et al., 1998]. Такие блоки могут быть на десятки и сотни миллионов лет древнее зон магмогенерации срединно-океанических хребтов. Они не подвергаются преобразованию из-за малых скоростей раскрытия зон спрединга [Бортников и др., 2019; Husson et al., 2015]. В это время на дне возможно образование стратиформных месторождений на пассивной окраине (пальничнинская свита в Тагильской мегазоне) и колчеданных проявлений в районе срединно-океанического хребта (выйская свита).

III. Раннеостроводужный этап. Заложение зоны субдукции проходило в позднем ордовике в виде контрастной колчеданосной базальт-риолитовой формации кабанской и Кировградской свит. В это время возможны локальные зоны субдукции между разрозненными блоками-микроплитами континентальной коры (красноуральская свита в Восточно-Тагильской зоне). Кроме островодужных колчеданных месторождений, близко к поверхности выводятся массивы платиноносного пояса с титаномагнетитовой, хромитово-платиноидной и медной минерализацией.

IV. Позднеостроводужный этап связан с образованием именованной и туринской свит со субщелочными вулканитами и карбонатными толщами. Поскольку считается, что ширина океана перед тагильской дугой составляла порядка 500–1000 км, в зону субдукции мог быть затянута часть зоны спрединга, и по этой ослабленной зоне мог произойти отрыв части субдуцируемой океанической коры с образованием крупного мантийного окна, в которое начал поступать горячий материал с обогащенными геохимическими характеристиками. Результатом стала генерация магм повышенной щелочности, обогащенных специфическими флюидами.

Фонолитовые магмы могут образовываться в результате низкой степени частичного плавления пород верхней гетерогенной мантии при умеренных давлениях (10–15 кбар) особенно там, где крупные области субконтинентальной литосферной мантии обогащены К в результате метасоматоза. Циркуляция низкоградусных парциальных расплавов перидотитов в верхнюю мантию может быть ответственна за особый вид метасоматоза, характеризующийся Si- и щелочным обогащением [Laporte et al., 2014; Peng et al., 2008].

Переработка ранее образовавшихся концентраций Fe и Cu в совокупности с положительными геолого-геохимическими факторами (интенсивная тектоническая нарушенность, наличие карбонатизированных вулканогенно-осадочных толщ, мощный флюидный поток обогащенный галогенами), были благоприятны для образования крупных месторождений Fe и Cu.

По соотношению $\epsilon\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ магматические породы ТСМ лежат на границе полей базальтов океанических островов и островных дуг. Rb-Sr возраст пород составляет 400–413 млн лет, возраст циркона из монцонит-пегматита – 413 млн лет. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.703808 и 0.70390: величина ϵNd_{400} варьирует от +6.3 до +4.7. Современные соотношения ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 21.725, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.757, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.153 – магнетитовые руды Выйского месторождения) близки к источнику HIMU, характерному для некоторых горячих точек [Hart et al., 1986] и некоторых районов Анд [Oliveros et al., 2020]. Пересчет на раннедевонский-силурийско-позднеордовикский диапазон (450–410 млн лет) лежит в поле значений для MORB Уральского палеоокеана [Spadea, d'Antonio, 2006] и показывает близость первичных изотопных значений Pb таковым в породах и рудах Воронцовско-Ауэрбаховского рудно-магматического ареала [Мурзин и др., 2020].

Одним из доказательств наличия внутриплитных обстановок является соотношение параметров (Ce/Yb) n и Ti/Zr в пироксенах [Abe et al., 1998]. Пироксен из монцодиорита ТСМ имеет (La/Yb) n 4.35 и по этому параметру близок клинопироксену из базальтоидов рифта Осло и субщелочных пород вендского рифта Западного Урала [Сазонова и др., 2010], в то время как в породах Тагильской дуги от ранних к поздним вулканитам это отношение возрастает от 0.1–0.2 в толеитовых базальтоидах (O_3) до 1.59 в шошонитах (S_2-D_1) и субщелочных базальтоидах (S_2) [Носова и др., 2002].

Обогащение расплава, из которого кристаллизовались клинопироксены монцодиорита, легкими и средними РЗЭ определялось малыми степенями плавления источника на большой глубине в условиях гранатовой фации, что характерно для континентальных рифтов, в отличие от менее глубинного источника ранних пород Тагильской дуги, который имел повышенную степень плавления и незначительное содержание граната. Увеличение отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ возможно при метасоматическом обогащении ЛРЗЭ мантийного источника в области плавления либо контаминации расплава коровым веществом [Носова и др., 2002; Сазонова и др., 2010].

Спектры распределения микроэлементов и РЗЭ в клинопироксене из монцодиорита ТСМ сходны с распределением в пироксенах из наиболее дифференцированных расплавов, давших потоки трахиандезибазальтов дворцецкого рифтогенного комплекса и тыловодужных вулканитов туринской свиты. Последние относят к надсубдукционным рифтогенным образованиям, возникающим в условиях «пассивного» рифтинга-растяжения в обстановке конвергенции плит и микроплит, который может иметь место в «паузах» субдукции, когда возникали расплавы, выплавлявшиеся на больших глубинах в условиях малой степени плавления источника [Сазонова и др., 2003].

Литература

Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А. и др. Находки молодых и древних цирконов в габброидах Впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U-Pb-датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 2. С. 240–248.

Бортников Н.С., Силантьев С.А., и др. U-Pb-датирование, соотношение изотопов кислорода и гафния в цирконе пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта: свидетельство взаимодействия молодой и древней кор в зоне спрединга дна океана // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. № 5. С. 483–489.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U–Pb изотопный возраст циркона дунитов нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.

Мурзин В.В., Викентьев И.В., Азовскова О.Б. и др. Изотопный состав свинца даек и руд и роль магматизма в образовании Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 3. С. 386–396.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала // Геохимия. 2002. № 3. С. 254–268.

Петров Г.А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса. Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург, 2017. 38 с.

Пучков В.Н., Розен О.М., Журавлев Д.З., Бибикова Е.И. Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. № 6. С. 794–797.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В. Минералогия и петрология субвулканических пород палеозойской Тагильской островной дуги (Средний Урал) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 52–74.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Петрова Л.Г. Неопротерозойские рифтогенные субщелочные базиты Среднего Урала: геохимическая специфика клинопироксена // Геохимия. 2010. № 3. С. 274–294.

Смирнов В.Н., Чаушхина В.А. Находка ксеногенных гранатов в магматических породах восточной части Тагильской зоны / Ежегодник-1990. Вып. 138. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1991. С. 102–103.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 539–558.

Abe N., Arai S., Yurimoto H. Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. Vol. 107. P. 233–248.

Hart S.R., Gerlach D.C., Whiter W.M. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. Vol. 50. P. 1551–1557.

Husson L., Yamato F., Bézous A. Ultraslow, slow, or fast spreading ridges: arm wrestling between mantle convection and far-field tectonics // Earth and Planetary Science Letters. 2015. Vol. 429. P. 205–215.

Laporte D., Lambart S., Schiano P., et al. Experimental derivation of nepheline syenite and phonolite liquids by partial melting of upper mantle peridotites // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 404. P. 319–331.

Oliveros V., Moreno-Yaeger P., Flores L. Igneous rock associations 25. Pre-Pliocene Andean magmatism in Chile // Geoscience Canada. 2020. Vol. 47. № 1–2. P. 65–82.

Peng P., Zhai M.I., Guo J., et al. Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea // Geological Magazine. 2008. Vol. 145. Is. 5. P. 637–647.

Pilot J., Werner C.-D., Haubrich F., Baumann N. Palaeozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1998. Vol. 393(6686). P. 676–679.

Spadea P., d'Antonio M. Initiation and evolution of intra-oceanic subduction in the Uralides: geochemical and isotopic constrains from Devonian oceanic rocks of the Southern Urals, Russia // Island Arc. 2006. Vol. 15. P. 7–25.

Золото-серебряная минерализация из хромититов ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал)

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

Gold-silver mineralization from chromitites of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals)

Abstract. Accessory gold-silver mineralization was identified in chromitites of the Rai-Iz ultramafic massif, which is part of the Khadata ophiolite belt of the Polar Urals. The mineralization includes a three-component (Cu–Au–Ag) natural alloy corresponding to cupriferous gold (?) and native silver. The chemical composition of minerals is shown and mechanism of their formation is proposed.

На Урале сконцентрировано множество проявлений золото-серебряной минерализации, в основном, мелких по своим масштабам и локализованных, преимущественно, в измененных ультраосновных породах. Они распространены неравномерно: большинство проявлений связано с массивами рифейских и раннепалеозойских альпинотипных ультрамафитов, и только некоторые связаны с зональными и стратиформными мафит-ультрамафитовыми комплексами. Проявления этой минерализации в массивах альпинотипных ультрамафитов наиболее широко представлены на Южном Урале и единичны на Среднем и Северном Урале, однако в последних распространены промышленные золотоносные россыпи водотоков, дренирующих ультраосновные породы [Мурзин, 2009]. Находки золото-серебряной минерализации в хромититах из реститовых ультрамафитов – редкое и слабоизученное явление, которое в отдельных случаях позволяет с высокой степенью надежности говорить об особенностях их генезиса.

В процессе изучения вещественного состава хромититов ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал) [Вахрушева и др., 2017; Строение..., 1990] на сканирующем электронном микроскопе автором был выявлен трехкомпонентный (Au–Cu–Ag) твердый раствор, отвечающий по химическому составу медистому золоту и самородному серебру. Изученные минералы обычно отмечаются в виде единичных обособленных микровключений размером до 10 мкм. Включения медистого золота, в основном, обнаружены в силикатных интерстициях зерен хромшпинелидов, нередко в непосредственном контакте с ними, а самородное серебро приурочено к мелким трещинкам и кавернам в зернах хромшпинелидов (рис.).

Агрегаты природного Au–Cu–Ag сплава имеют ксеноморфную, комковатую форму с вмято-пластичной, чешуйчатой скульптурой отдельных индивидов (рис. а, б). Размер обособленных зерен варьирует от 1.5 до 4.0 мкм. В химическом составе преобладает Au (56.4–60.8 мас. %) и Cu (29.3–37.4 мас. %), постоянно отмечается Ag (4.5–12.4 мас. %) и реже – Fe (до 0.6 мас. %) (табл.).

Самородное серебро – редкий минерал в ультраосновных породах. Известно несколько сообщений о его находках в реститовых ультрамафитах Урала [Макеев, 1992; Смирнова, 1970; Юричев, 2019; 2021а]. Самородное серебро диагностировано только внутри зерен хромшпинелидов в виде обособленных ступковидных включений, нередко пластинчатой формы, размером 8–10 мкм (рис. в, г). В химическом составе минерала постоянно присутствует Fe (до 0.9 мас. %) (табл.).

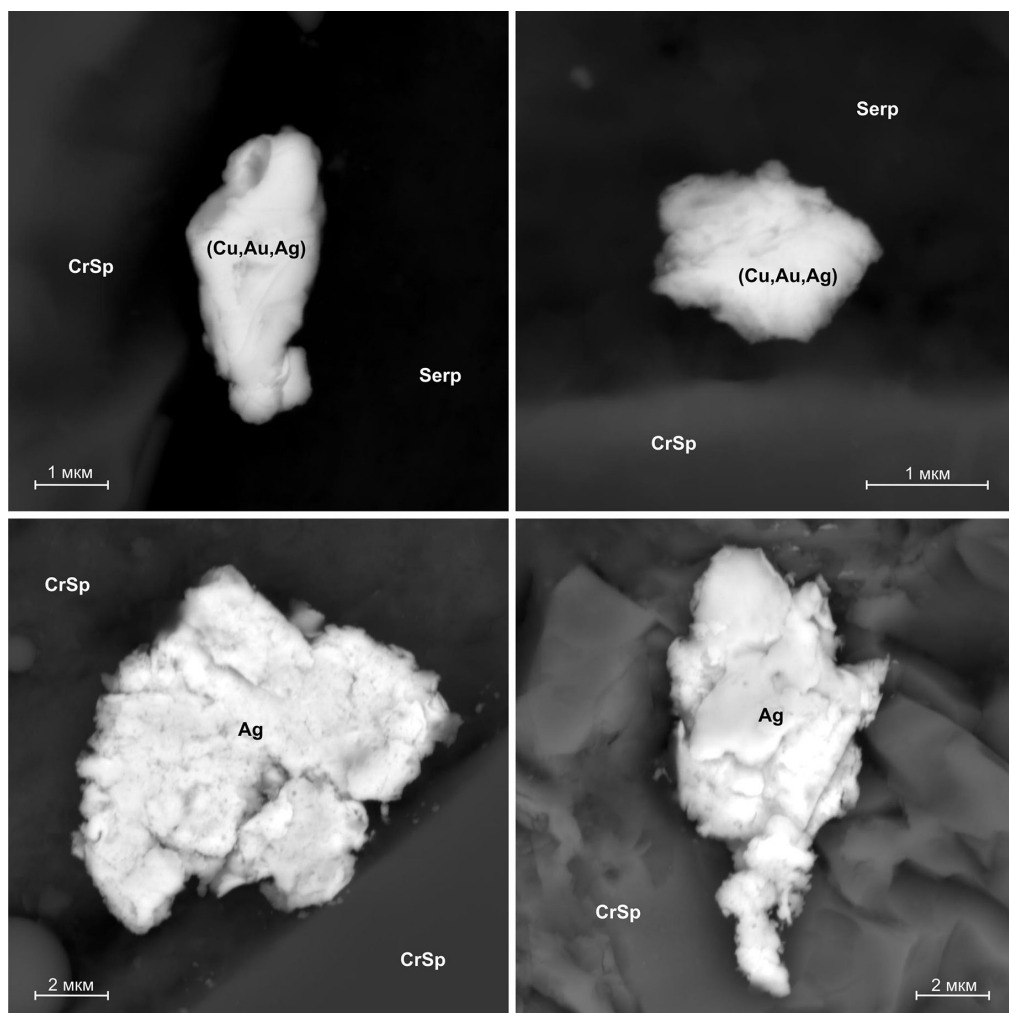


Рис. Акцессорное медистое золото и самородное серебро в хромититах массива Рай-Из (BSE фото).

CrSp – хромшпинелид; *Serp* – серпентин.

Мобилизацию и концентрирование самородного серебра мы связываем с процессами серпентинизации и преобразования первичных силикатов, а также находящихсся с ними в парагенезисе акцессорных сульфидов при восстановительных условиях [Смирнова, 1970; Юричев, 2019].

Однако генезис медистого золота не столь однозначен и требует более глубокого изучения. Находки зерен самородного золота в хромититах офиолитовых ультрамафитовых комплексов мира также относительно редки. Такое золото либо не имеет примесей, либо относится к Au-Ag и Au-Cu-Ag твердым растворам или Au-Cu интерметаллидам [Evans et al., 2012; Kojonen et al., 2003; Malitch et al., 2001; Yang et al., 2015; Орсоев и др., 2001; Шайбеков и др., 2015; Юричев, 2021б]. В большинстве находок самородное золото ассоциирует с сульфидами Cu и Ni и связывается с наложенными процессами серпентинизации и хлоритизации. В отдельных случаях отмечалась синхронность самородного золота и хромшпинелида.

Химический состав медистого золота и самородного серебра из хромитов массива Рай-Из, мас. %

Образец	Au	Cu	Ag	Fe	Сумма	Формула
Медистое золото						
P-1-10	57.99	33.36	8.51	–	99.86	$Cu_{0.58}Au_{0.33}Ag_{0.09}$
P-1-11	57.37	32.92	8.56	–	98.85	$Cu_{0.58}Au_{0.33}Ag_{0.09}$
P-1-12	57.44	34.40	7.62	–	99.46	$Cu_{0.60}Au_{0.32}Ag_{0.08}$
P-4-42	57.02	30.31	12.34	–	99.67	$Cu_{0.54}Au_{0.33}Ag_{0.13}$
P-4-43	57.42	29.66	12.37	–	99.45	$Cu_{0.54}Au_{0.33}Ag_{0.13}$
P-4-44	58.39	29.27	12.39	–	100.05	$Cu_{0.53}Au_{0.34}Ag_{0.13}$
Y-4/3-38	58.26	32.18	8.88	–	99.32	$Cu_{0.57}Au_{0.34}Ag_{0.09}$
Y-4/3-39	58.83	31.24	8.23	0.55	98.85	$Cu_{0.56}Au_{0.34}Ag_{0.09}Fe_{0.01}$
Y-4/3-40	58.30	31.66	8.33	0.56	98.85	$Cu_{0.56}Au_{0.34}Ag_{0.09}Fe_{0.01}$
Y-4/3-116	59.40	35.54	4.49	–	99.43	$Cu_{0.62}Au_{0.33}Ag_{0.05}$
Y-4/3-117	59.63	34.86	4.74	–	99.23	$Cu_{0.61}Au_{0.34}Ag_{0.05}$
Y-4/3-118	58.19	37.44	4.51	–	100.14	$Cu_{0.64}Au_{0.32}Ag_{0.04}$
Y-4/3-122	56.65	36.87	6.52	–	100.03	$Cu_{0.63}Au_{0.31}Ag_{0.06}$
Y-4/3-123	56.38	36.82	6.44	–	99.64	$Cu_{0.63}Au_{0.31}Ag_{0.06}$
Y-4/3-124	56.66	36.19	6.61	–	99.45	$Cu_{0.62}Au_{0.31}Ag_{0.07}$
Y-325/1-245	60.75	31.98	7.34	0.06	100.12	$Cu_{0.57}Au_{0.35}Ag_{0.08}$
Y-325/1-246	59.49	31.73	7.64	–	98.86	$Cu_{0.57}Au_{0.35}Ag_{0.08}$
Y-325/1-247	60.44	32.30	7.33	–	100.07	$Cu_{0.57}Au_{0.35}Ag_{0.08}$
Самородное серебро						
P-4-144	–	–	98.80	0.63	99.43	$Ag_{0.99}Fe_{0.01}$
P-4-145	–	–	99.09	0.94	100.03	$Ag_{0.98}Fe_{0.02}$
P-4-146	–	–	98.37	0.83	99.2	$Ag_{0.98}Fe_{0.02}$
P-4-147	–	–	99.00	0.51	99.51	$Ag_{0.99}Fe_{0.01}$
Y-399/2-90	–	–	98.53	0.79	99.32	$Ag_{0.98}Fe_{0.02}$
Y-399/2-91	–	–	99.57	0.60	100.17	$Ag_{0.99}Fe_{0.01}$
Y-399/2-92	–	–	98.12	0.82	98.94	$Ag_{0.98}Fe_{0.02}$
Y-399/2-93	–	–	98.95	0.86	99.81	$Ag_{0.98}Fe_{0.02}$

Примечание. Химический состав проанализирован на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектором UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» (Томский государственный университет, г. Томск). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4.5 нА и времени накопления спектра в точке 60 с в режиме Point&ID (2000000 импульсов). Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Au, Ag, Cu и Fe применены чистые металлы. Используются следующие аналитические линии: La для Au и Ag; Ka для Cu и Fe.

Выявлено, что принадлежность самородного золота к различным парагенетическим ассоциациям согласуется с его различным составом: трехкомпонентным (Au-Cu-Ag) в первичной ассоциации и беспримесным – во вторичной ассоциации [Мурзин и др., 2023].

По нашему мнению, не исключено, что акцессорные включения медистого золота могут относиться к первично мантийному типу, в генезисе которого коровые процессы, связанные с заимствованием металлов из вмещающих пород, не играли какой-либо значимой роли. Таким образом, первичные геохимические характеристики трехкомпонентного твердого раствора (количественные содержания элементов-примесей в составе описанных золотин) могут нести ценную информацию о специфике генезиса родоначального рестита, а также позволяют использовать их в качестве маркерных минералов для сравнительного анализа с аналогичными объектами на этой территории и в пределах других провинций.

Литература

- Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р.* Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
- Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб: Наука, 1992. 197 с.
- Мурзин М.В.* Золотое оруденение в ультрамафитах Урала / В кн.: Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, 2009. С. 61–64.
- Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю и др.* Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 5. С. 740–765.
- Орсоев Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В.* Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Вост. Саян) // Записки РМО. 2001. Т. 130. № 4. С. 61–71.
- Смирнова Т.А.* Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона // Записки ВМО. 1970. Ч. 99. Вып. 6. С. 745–748.
- Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Отв. ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 226 с.
- Шайбеков Р.И., Кузнецов С.К., Гайкович М.М., Шевчук С.С.* Сульфидная и благороднометаллическая минерализация в хромовых рудах Лагортинско-Кершорской площади Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Литосфера. 2015. № 1. С. 75–85.
- Юричев А.Н.* Акцессорные самородные металлы и их оксиды из массивных хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 7. С. 84–92.
- Юричев А.Н.* Акцессорные минералы золота и серебра в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) // Руды и металлы. 2021а. № 4. С. 109–120.
- Юричев А.Н.* Акцессорная золото-серебряная минерализация из хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2021б. Т. 332. № 3. С. 229–236.
- Evans D.M., Barrett F.M., Prichard H.M., Fisher P.C.* Platinum-palladium-gold mineralization in the Nkenja mafic-ultramafic body, Ubendian metamorphic belt, Tanzania // Mineralium Deposita. 2012. Vol. 47. P. 175–196.
- Kojonen K., Zaccarini F., Garuti G.* First finding of native gold in the chromitites of the Ray-Iz ophiolitic complex, Polar Urals // Geophysical Research. 2003. Vol. 5. P. 8352.
- Malitch K.N., Melcher F., Muhlhans H.* Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria // Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 73. P. 247–277.
- Yang J., Meng F., Xu X., et al.* Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // Gondwana Research. 2015. Vol. 27. № 2. P. 450–485.

А.В. Лаломов

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

Хромитовые проявления осадочного чехла в пределах Волго-Уральского бассейна: вопросы генезиса и источников

A.V. Lalomov

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

Chromite placer occurrences of sedimentary cover within Volga-Ural basin: genesis and sources

Abstract. Chromite placer mineralization of the Permian-Jurassic deposits of the Volga-Ural basin is widespread: economically important Cr content of the Jurassic coastal-marine Ti-Zr placers is established within the Lukoyanov placer area (Nizhny Novgorod region). In the southwest of Republic of Bashkortostan, chromite-bearing sands (Sabantuy occurrence) with higher contents are identified in the deposits of the Kazanian Stage; economic potential of the occurrence is not clear yet. The features of the genesis of placer occurrences of chromites, their distribution, primary sources and economic significance need further study.

Хромитовая россыпная металлоносность пермско-юрских отложений Волго-Уральского бассейна широко распространена: в пределах Лукояновского россыпного района (Нижегородская обл.) установлена промышленная хромитоносность юрских прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей. На юго-западе Башкирии в отложениях казанского яруса выявлены хромитоносные пески (Сабантуйское проявление) с повышенными содержаниями, но пока не ясным промышленным потенциалом. Вопросы генезиса россыпных проявлений хромитов, их распространение, первичные источники и промышленная значимость нуждаются в дальнейшем изучении.

Хром входит в список основных стратегических металлов России. Учитывая дефицит хромовых руд в России и то, что геологоразведочные работы не восполняют добычу этого сырья, открытие новых, в том числе, и нетрадиционных россыпных месторождений хромитов, может представлять промышленный и научный интерес. Предыдущими исследованиями [Гурвич, Болотов, 1968] и современными работами авторов [Рахимов и др., 2020; Лаломов и др., 2021] установлена хромитовая россыпная металлоносность пермско-юрских отложений Волго-Уральского бассейна, имеющая промышленную и потенциальную значимость.

Лукояновское месторождение титан-циркониевых песков, богатейшее по содержанию циркона в России, представляет собой систему пространственно и структурно разобщенных залежей, из которых только Итмановская россыпь детально разведана и состоит на государственном балансе. Запасы диоксида циркония Итмановской россыпи составляют 388.9 тыс. т при содержании 12.9 кг/м³. Запасы диоксида титана (ильменит, лейкоксен и рутил) оценены в 166.7 тыс. т при содержании 5.5 кг/м³. Отличительной особенностью Итмановской россыпи по отношению к другим редкометалльно-титановым россыпям, является повышенное содержание оксида хрома Cr₂O₃ (9.9 кг/м³), подсчитанные запасы которого составляют 296.8 тыс. т [Быховский, 2010].

Хромшпинелиды в россыпи представлены хромитом и хромпикотитом (Mg,Fe)(Cr,Al)₂O₄. Вариации состава зерен этого компонента значительны (мас. %): Cr₂O₃ 30.9–59.0; Al₂O₃ 13.1–43.0; FeO 15–24.6; Fe₂O₃ 0.1–16.0; MgO 4.8–15.5. Зерна хромита имеют преимущественно однородный химический состав, среднюю и плохую окатанность (рис. 1).

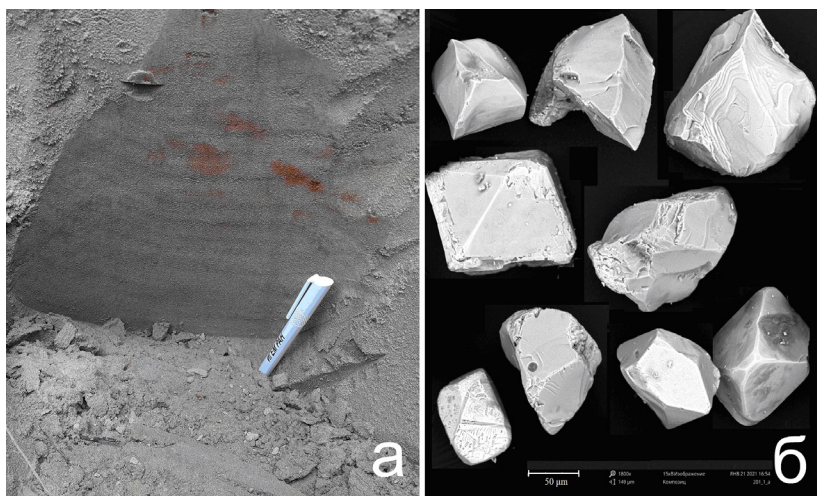


Рис. 1. Итмановское месторождение: а – продуктивный пласт россыпи, темные прослои содержат повышенные концентрации рудных минералов – ильменита, хромита и циркона; б – морфология зерен хромита.

Долгое время существовала проблема технологии обогащения рудных песков Итмановской россыпи из-за невозможности получить высококачественный ильменитовый концентрат из коллективного ильменит-хромит-гематитового (ИХГ) продукта вследствие близких физических свойств входящих в него минералов (плотность, электропроводимость, магнитная восприимчивость), поэтому запасы ИХГ-продукта были отнесены к забалансовым по технологическим свойствам. Последние проведенные исследования позволили найти технологические решения, обеспечивающие возможность переработки более 70 % ИХГ-продукта в кондиционные ильменитовый и хромовый концентраты [Занавескин и др., 2014].

Сабантуйское хромитовое проявление выявлено в разрезе верхнеказанских отложений на юго-западе Башкирии [Рахимов и др., 2020]. Хромитовые песчаники (хромитолиты) в разрезе полимиктовые с прослоями окремнелых известняков и мергелей. Текстура слоистая, козоволнистая и пологоволнистая прибрежно-морского типа, подчеркнутая повышенной концентрацией хромитов.

Выход тяжелой фракции в хромитолитах варьирует от 52 до 69 %. В составе тяжелой фракции отмечаются минералы группы шпинели (в основном, хромшпинелиды) (до 67 %), ильменит (17 %), магнетит и титаномагнетит (16 %). Зерна циркона, титанита, граната и амфибола единичны. Зерна рудных минералов слабо- или среднеокатаны, их размер отвечает классу 0.15–0.25 мм (рис. 2).

Общее содержание Cr_2O_3 составляет 15.9–17.2 мас. %. Коренные руды с такими содержаниями рассматриваются как убогие [Государственный..., 2020], но с учетом их низкой литифицированности, расположением в доступном районе и возможностью открытой отработки их промышленная значимость может быть выше.

Анализ состава детритовых шпинелидов с использованием классификационных диаграмм $\text{Al}^{3+}\text{--Cr}^{3+}\text{--Fe}^{3+}$ и $\text{Mg}\#\text{--Cr}\#$ с целью установления формационной принадлежности их источников показал, что хромшпинелиды Сабантуйского рудопроявления соответствуют хромшпинелидам офиолитовых ассоциаций Урала [Рахимов и др., 2020].

Предполагаемая шарьяжная структура хромитоносных гипербазитов Урала [Казанцева и др., 1971] позволяет предположить широкое распространение хромитоносных песков в пределах верхнепермского-юрского Волго-Уральского палеобассейна, в котором повышен-

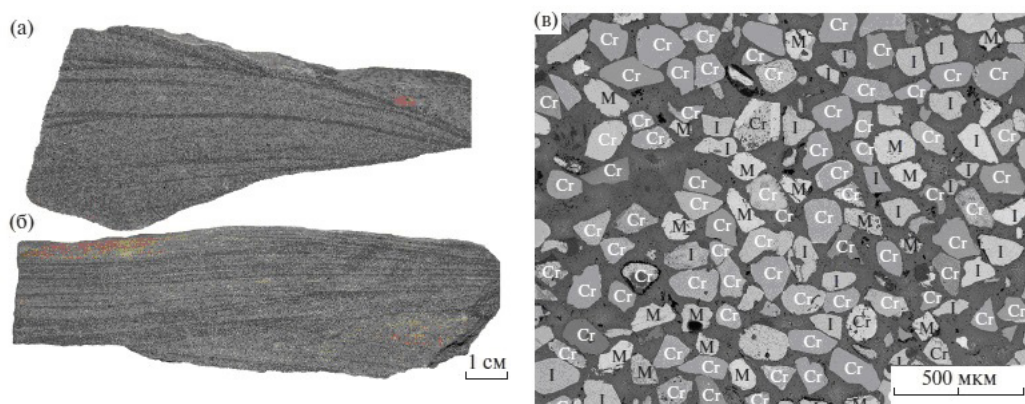


Рис. 2. Хромитовые песчаники Сабантуйского россыпеопроявления: а – прослои хромитолитов с косоволнистой слоистостью; б – прослои хромитолитов с пологоволнистой слоистостью; в – BSE фото хромитолита.

Cr – хромшпинелид, М – магнетит и титаномagnetит, I – ильменит [Рахимов и др., 2020].

ные содержания хромитов контролировались благоприятными для россыпеобразования гидро- и литодинамическими условиями [Лаломов и др., 2017]. Вопросы генезиса проявлений хромитов, их распространение и первичные источники нуждаются в дальнейшем изучении.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00109, <https://rscf.ru/project/24-27-00109/>.

Литература

Быховский Л.З. Разработка технико-экономического обоснования постоянных кондиций, подсчет запасов титано-циркониевых песков Итмановской россыпи Лукояновского м-ния в Нижегородской области (по состоянию на 01.06.2010 г.). Отчет. М.: ВИМС, 2010.

Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2019 году. М.: ВИМС – ЦНИГРИ, 2020. 494 с.

Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1968. 185 с.

Занавескин К.Л., Левченко Е.Н., Занавескин Л.Н., Масленников А.Н. Физико-химические основы разделения некондиционных продуктов обогащения титан-циркониевых россыпей Лукояновского месторождения // Разведка и охрана недр. 2014. № 9. С. 30–35.

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

Лаломов А.В., Берто Г., Изотов В.Г. и др. Реконструкция палеогидродинамических параметров верхнепермского осадочного бассейна Прикамья // Георесурсы, 2017. № 2. С. 103–110.

Лаломов А.В., Рахимов И.Р., Григорьева А.В. Хромитовые россыпные проявления Волго-Уральского бассейна – вопросы генезиса, источников и промышленного потенциала // Георесурсы. 2021. № 3. С. 70–75.

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

*Е.В. Лазарева, С.М. Жмодик, А.В. Толстов,
В.А. Пономарчук, А.В. Травин, Н.Н. Добрецов
Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
lazareva@igm.nsc.ru*

Уникальное Nb-REE месторождение Томтор (Арктическая Сибирь)

*E.V. Lazareva, S.M. Zhmodik, A.V. Tolstov,
V.A. Ponomarchuk, A.V. Travin, N.N. Dobretsov
Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Unique Nb-REE Tomtor deposit (Arctic Siberia)

Abstract. The paper discusses the factors and events that led to the formation of a unique Nb and REE deposit associated with the Tomtor complex of ultramafic rocks and carbonatites.

На севере Республики Саха (Якутия) находится уникальное месторождение, связанное с Томторским комплексом ультраосновных пород и карбонатитов, которое широко известно богатейшими Sc-REE-Y-Nb рудами. Среднее содержание Nb_2O_5 в рудах участка Буранный оценивается в 4.5 %, REE_2O_3 – 10 %, Y_2O_3 – 0.75 % и Sc_2O_3 – 0.06 %, что позволило признать руды природным концентратом стратегических металлов [Эпштейн и др., 1994; Добрецов, Похиленко, 2010; Толстов и др., 2011]. Богатства Томторского комплекса не ограничиваются тонкослоистыми Sc-REE-Y-Nb рудами, сосредоточенными в трех пластовых залежах (участки Буранный, Северный и Южный), которые определяются как «верхний рудный горизонт» (ВРГ) [Kravchenko, Pokrovsky, 1995]. Выделен также «нижний рудный горизонт» (НРГ), представленный мощной корой выветривания, некоторые горизонты которой обогащены рудными компонентами в той же степени, что и тонкослоистые руды ВРГ, но превосходят их по мощности в несколько раз. В последнее время обсуждается комплексный характер как тонкослоистых руд ВРГ, так и пород коры выветривания (НРГ), характеризующихся высокими содержаниями P, Fe, Mn, Ti, V и др. [Лапин и др., 2021; Толстов и др., 2023]. Совокупность полезных компонентов, сосредоточенных в Томторском месторождении позволяет оценивать объект как месторождение-гигант [Похиленко и др., 2023]. Какие же процессы привели к формированию столь уникального объекта?

Томторский массив является одним из крупнейших в мире, как по общей площади (250 км²), так и по площади карбонатитового ядра. В непосредственной близости от него находятся выявленные (Богдо, Промежуточный) и прогнозируемые по геофизическим данным массивы (Буолкалах, Чюэмпэ, Уэле), что позволило выделить Уджинскую щелочно-карбонатитовую провинцию [Эрлих, 1964], расположенную восточнее Анабарского щита в осевой части Уджинского поднятия. Положение массивов контролируется крупными региональными структурами: меридиональной рифтогенной – Уджинский авлакоген, субширотной, маркируемой Молодо-Попигайским вулканоплутоническим комплексом и крупной кольцевой структурой. Томторский массив прорывает известняки, доломиты и терригенные метаморфизованные породы NP_1 – NP_3 -возраста и перекрывается пермскими континентальными, юрскими морскими и четвертичными рыхлыми отложениями [Эрлих, 1964; Зайцев и др., 1992; Толстов, Тянь, 1999; Багдасаров, 2009; Владыкин и др., 2014]. Южнее массива Томтор располагается зона Чымар с редкоземельной минерализацией, предположительно гидротермального происхождения.

В строении массива Томтор выделяют внешнее кольцо, сложенное щелочными и нефелиновыми сиенитами и ультрамафитами – фойдолитами [Багдасаров, 1997; Толстов, Тянь, 1999; Тектоника..., 2001]. Центральное ядро выполнено породами карбонатитового комплекса, подразделяющимися на безрудные и рудные (до 1 % REE₂O₃). Между карбонатитами и щелочными породами располагается реакционная зона, представленная микроклин-слюдиисто-карбонатными (\pm апатит, пироксен) породами. На всех породах развита кора выветривания с наиболее мощным профилем (до 300 м) по рудным карбонатитам. Стратифицированные пластовые залежи богатых Nb-REE руд ВРГ находятся во впадинах на коре выветривания [Коноплев и др., 1995; Минерагения..., 2011].

На основании определения возраста пород массива Томтор, проведенного в 1990-х гг., выделено более 10 этапов в интервале от 810 до 240 млн лет. Предполагалось, что в интервалах 800–700 и 675–650 млн лет произошло становление щелочного плутона, а затем на протяжении длительного времени (670–240 млн лет) в пределах массива формировались субвулканические и вулканические структуры со множеством центров [Энтин и др., 1990]. Более детальные и современные методы выявили два основных временных интервала в истории возникновения массивов Уджинской провинции, связанных с крупными событиями в эволюции Сибирской платформы – 700 и 400 млн лет [Эрлих, Загрузина, 1981; Энтин и др., 1990; Зайцев и др., 1992; Владыкин и др., 2014; Добрецов и др., 2019, 2020; Skublov et al., 2020]. Считается, что в период около 700 \pm 30 млн лет вдоль края Сибирского континента сформировались рудоносные карбонатитовые и базит-ультрабазитовые магматические комплексы как производные мантийного суперплюма, расколовшего суперконтинент Родиния [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Девонский период формирования массивов Томтор и Богдо связывается с воздействием Виллойдского плюма на восточный край Сибирского кратона [Добрецов и др., 2019]. Получены также свидетельства более молодых событий (323 млн лет) и, в том числе, согласующиеся с завершающей фазой тектоно-магматических событий, связанных с проявлением Сибирского плюма – 220 млн лет [Добрецов и др., 2020].

Уникальные характеристики руд вызывают большой интерес исследователей к рудоформирующим процессам и порождают большое количество гипотез [Лазарева и др., 2015]. Научная дискуссия, начатая в 1990-х гг., продолжается по сей день. Предполагалось, что руды являются 1) измененными щелочными карбонатит-ультрамафитовыми туфоловами [Энтин и др., 1990; Владыкин, 2009]; 2) гидротермальными образованиями [Покровский и др., 1990; Kravchenko, Pokrovsky, 1995]; 3) эпигенетически измененными верхними горизонтами коры выветривания [Минерагения..., 2011]; 4) озерными отложениями, сочетающими делювиальный и хемогенно-осадочный материал [Коноплев и др., 1992, 1995]; 5) результатом деятельности цианобактериальных сообществ, развивающихся в прибрежно-морских зонах литорали/сублиторали [Жмур и др., 1994]. Отличия точек зрения обусловлены сложностью процессов, накладывающийся друг на друга.

Минеральный состав тонкослоистых руд и особенности микроморфологии минералов уникальны [Лазарева и др., 2015]. Основная масса руды сложена зернами менее 20 мкм. Главными рудообразующими минералами являются минералы группы пироклора и рутил (представляющие терригенную часть вещества), минералы группы крандаллита, монацит-Се, черчит, гетит, минералы группы каолинита (хемогенно-осадочного генезиса). Минералы группы пироклора в рудах присутствуют, главным образом, в виде кристаллов, нацело замещенных Ва, Sr и Pb разновидностями, с сохранением исходной огранки, иногда в ассоциации с раковистыми осколками, что говорит об отсутствии транспортировки или незначительном перемещении в водной среде. Минералы группы крандаллита преимущественно наблюдаются в виде колломорфных выделений, иногда зональных кристаллов. По данным СЭМ и ТЭМ монацит в рудах распространен в виде наночастиц размером около 50 нм, которые плотным

слоем покрывают внешнюю часть галлуазитовых трубок длиной 800 нм и создают агрегаты, подобные биоморфным, что предполагает кристаллизацию из коллоида. В рудах присутствуют органические, иногда углифицированные, остатки растительного и бактериального происхождения в тесной ассоциации с аутигенными минералами. Данные наблюдения позволили выдвинуть гипотезу о том, что отложение руд происходило в экзогенных условиях в обстановке термального водоема, при значительной роли бентосных бактериальных сообществ или развивающихся на выходе термальных вод цианобактериальных сообществ [Лазарева и др., 2015]. Предложенная гипотеза основана на новых и проведенных ранее исследованиях и определяет рудоформирующий процесс как совокупность гидротермального процесса, хемогенного и терригенного осадконакопления при значительной роли биогенного фактора. Участие микроорганизмов в рудоформирующих процессах не ограничивается только тонкокристаллистыми рудами. Как показывают изотопные исследования, микроорганизмы-метанотрофы были одними из основных агентов в процессах формирования карбонатов в обогащенных Mn горизонтах коры выветривания [Пономарчук и др., 2020].

Совокупность данных указывает не только на полихронность, но и на полигенность формирования Томторского месторождения. Суммируя вышесказанное, можно выделить следующие события и процессы, приведшие к формированию уникального комплексного месторождения-гиганта: 1) наличие ослабленной зоны в земной коре в точке пересечения региональных структур, 2) три крупных события плюмового магматизма, 3) процессы формирования коры выветривания, 4) гидротермальные (возможно, сопутствующие вулканогенным) процессы и 5) микробная деятельность.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 23-63-10017.

Литература

Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Восточная Якутия) // *Геохимия*. 1997. № 9. С. 62–68.

Багдасаров Ю.А. Петрогеохимические критерии лампроитового семейства магматических пород и особенности формирования массива Томтор (Северо-Западная Якутия) // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 10. С. 1178–1185.

Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 12. С. 1443–1455.

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

Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В. и др. U/Pb возраст сфенов, петрохимические, минералогические и геохимические особенности щелочных пород массива Богдо (Арктическая Сибирь) // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 489. № 3. С. 61–65.

Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В., Жмодик С.М. и др. Ультракалиевая порода Томторского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Арктическая Сибирь) // *Доклады Академии наук*. 2020. Т. 495. № 2. С. 23–27.

Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. Минеральные ресурсы Российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 1. С. 126–141.

Жмур С.И., Кравченко С.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. О генезисе редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // *Доклады Академии наук*. 1994. Т. 336. № 3. С. 372–375.

Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геология Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 248 с.

Коноплев А.Д., Кузьмин В.И., Эштитейн Е.М. Геолого-минералогические особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометалльных карбонатитов // *Минералогия и геохимия россыпей*. М.: Наука, 1992. С. 111–124.

Коноплев А.Д., Толстов А.В., Васильев А.Т. и др. Особенности локализации редкометалльного оруднения на месторождении Томтор // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М: Наука, 1995. С. 223–241.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

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.

Латин А.В., Куликова И.М., Набелкин О.А. Поверхностные образования на корях выветривания карбонатитов (к проблеме генезиса уникальных редкометалльных руд месторождения Томтор, Россия) // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 4. С. 364–384.

Минералогия кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство / Ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ, GEOS, 2011. 308 с.

Покровский Б.Г., Беляков А.Ю., Кравченко С.М., Грязнова Ю.А. Происхождение карбонатитов и рудной толщи массива Томтор (Северо-западная Якутия) по изотопным данным // Геохимия. 1990. № 9. С. 1320–1329.

Пономарчук В.А., Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В. и др. Свидетельства микробиапно-индуцированной минерализации в породах Томторского карбонатитового комплекса (Арктическая Сибирь) // Доклады Академии наук. 2020. Т. 490. № 2. С. 33–38.

Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Толстов А.В. и др. Перспективы развития и проблемы освоения сырьевой базы дефицитных стратегических видов твердых полезных ископаемых Сибири // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 476–492.

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

Толстов А.В., Похиленко Н.П., Слепцов А.П. Перспективы Томторского рудного поля на месторождения марганца // Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов. Москва: ГЕОХИ РАН, 2023. С. 406–410.

Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 20–26.

Толстов А.В., Тянь О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 164 с.

Энтин 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. Т. 12. С. 42–50.

Эштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального редкометалльного месторождения // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 83–110.

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

Эрлих Э.Н., Загзурина И.А. Геологические аспекты геохронологии северо-восточной части Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1981. № 9. С. 5–13.

Kravchenko S.M., Pokrovsky B.G. The Tomtor alkaline ultrabasic massif and related REE-Nb deposits, northern Siberia // Economic Geology. 1995. Vol. 90. № 3. P. 676–689.

Skublov S.G., Tolstov A.V., Baranov L.N. et al. First data on the geochemistry and U-Pb age of zircons from the kamaphorites of the Tomtor alkaline-ultrabasic massif, Arctic Yakutia // Geochemistry. 2020. Vol. 80. № 3. Article. 125505.

А.Ю. Белякова^{1,2}, Е.В. Лазарева¹, С.М. Жмодик¹, А.В. Толстов¹

*¹ – Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
a.belyakova@g.nsu.ru*

² – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Углефицированные органические остатки в Nb-РЗЭ рудах месторождения Томтор (Арктическая Сибирь)

A.Yu. Belyakova^{1,2}, E.V. Lazareva¹, S.M. Zhmodik¹, A.V. Tolstov¹

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

² – Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Coalified organic residues in Nb-REE ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia)

Abstract. The coalified organic residues with significant amounts of Ti, Fe, V, Nb, Ba were found in rich Nb-REE ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia). The morphology and trace element ratio of samples from various parts of the ore bed are compared. A bacterial nature of selective accumulation of elements is suggested.

Томторский комплекс (ТК) является крупнейшим в мире комплексом щелочных пород и карбонатитов. В пределах ТК разведаны уникальные богатые Nb-РЗЭ руды (Nb_2O_5 – 4.5 мас. %, REE_2O_3 – 7–10 мас. %), которые залегают в виде трех пластовых залежей (участки Буранный, Северный и Южный) на коре выветривания по карбонатитам. В профиле выветривания, помимо рудного горизонта, также выделяются (сверху вниз) сидеритовый, гетитовый и франколитовый горизонты [Минерагения..., 2011]. Рудные залежи перекрываются пермскими терригенными угленосными отложениями, морскими осадками юрского возраста и четвертичными отложениями. В рудах участка Буранный резко преобладают пироклор, минералы группы крандаллита (МГК) и монацит. Существует несколько гипотез образования руд, и три из них предполагают, что одним из агентов, концентрирующих металлы, является органическое вещество – живое или детритовое [Лазарева и др., 2015]. Органические остатки описаны, главным образом, в терригенных пермских отложениях, которые содержат прослои углей. В рудах участка также установлены органические растительные остатки [Лазарева и др., 2015] и описаны структурно-морфологические признаки участия микроорганизмов в формировании руд [Жмур и др., 1994; Добрецов и др., 2021].

Авторами при изучении руд участка Южный (скв. 328/58.3 м) методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) в сочетании с рамановской спектроскопией выявлены углефицированные органические остатки двух типов: 1) облаковидные выделения, внутри которых проявляется клеточная структура, контрастированная фосфатами РЗЭ с повышенным содержанием Th (Org1), и 2) плотные, почти однородные прослои, разбитые вертикальными трещинами с равномерным высоким содержанием Ti, Fe, Mn, Ba, V и Nb (Org2) [Белякова и др., 2023]. Целью настоящей работы является выявление углефицированных остатков типа Org2 в образцах рудных пластов участков Южный и Северный, сравнение морфологии и определение содержаний элементов-примесей в их составе. Исследовались образцы руд, полученные в результате разведочного бурения (ГУГПП РС(Я) «Якутскеология», 2015–2016 гг.). Состав и микроморфология минералов и органического вещества изучены на СЭМ MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd).

Углефицированные остатки органического вещества, подобные по морфологии и составу таковым, обнаруженным в рудах участка Южный, установлены в образцах богатых тонкослоистых руд участков Северный (обр. TS-70, скв. 224/63 м) и Южный (обр. TS-224, скв. 307/62.8 м; TS-270, скв. 326/28.8 м; TS-295, скв. 328/58.3 м).

Образец TS-70 представляет контакт богатых темно-коричневых тонкослоистых руд (Nb_2O_5 1.9 мас. %, REE_2O_3 20.1 мас. %, Y_2O_3 0.64 мас. %) и грубообломочного материала пермских терригенных отложений, которыми они перекрыты. В тонкозернистом рудном веществе перемежаются слои, сложенные колломорфными МГК и агрегатами монацита, часто биоморфными (рис. 1а, б). Остатки Org2 наблюдаются в виде слоев толщиной 5–15 мкм и длиной 100–180 мкм с редкими включениями монацита. Основными примесями в остатках являются Ti, Fe, Mn, Ba, V и Nb (табл.). Содержания Ti, V, Nb и Ba близкие, но наблюдается небольшой разброс в содержаниях Fe, которое является основной примесью в образце (табл., рис. 2). Остатки также содержат незначительные количества Na, Ca, Sr, Al, Si, Cr, Mn, Zn, Ce, La, P и S, которые сильно варьируют, в отличие от основных примесных элементов, вероятно, вследствие близкого расположения или включений МГК и монацита, на что указывает также положительная корреляция Al–Ca–Sr и Ce–La–P.

Образец TS-224 является образцом тонкослоистой руды (Nb_2O_5 1.18 мас. %, REE_2O_3 15.5 мас. %, Y_2O_3 0.57 мас. %), сложенной черным скрытокристаллическим материалом. В минеральном составе преобладают монацит, МГК, встречаются обломки рутила, пироклор, замещенный Ba-, Sr- и Pb-разностями, и сульфиды. Участки Org2 площадью более 150×150 мкм ассоциируют с биоморфными агрегатами монацита (рис. 1в) и зональными кристаллами МГК. Наблюдаются обломки зонального рутила. В углефицированных остатках установлены самые высокие содержания Ti, Ba и V из всех образцов при самом низком содержании Fe. Содержания основных примесных элементов колеблются незначительно (рис. 2, табл.).

Для образца TS-270 характерно более высокое содержание Nb_2O_5 (6.38 мас. %) и меньшее – РЗЭ (REE_2O_3 7.21 мас. %, Y_2O_3 0.48 мас. %), чем в предыдущих образцах. Порода имеет желтовато-бежевый цвет, в веществе преобладают МГК, количество монацита ниже, чем в образцах TS-70 и TS-224, установлены высокие содержания обломков сидерита, пироклора и рутила. В слоях, сложенных преимущественно МГК (преобладает В минал), присутствуют прослойки Org2 мощностью до 400 мкм с плотной структурой, разбитые поперечными трещинами (рис. 1г). Присутствуют однородные слои с крупными фрагментами, отделенными друг от друга участками мелких фрагментов. Внутри прослоев углистого вещества наблюдаются обломки рутила, пироклора, агрегаты МГК (преобладает Sr минал). В веществе встречаются трубчатые агрегаты монацита, подробно описанные ранее и характерные для руд участка Буранный [Лазарева и др., 2015]. По составу элементов-примесей образец характеризуется наибольшим содержанием Fe и наименьшими – Ti, V, Ba и Mn (табл., рис. 2).

Образец TS-295 представляет собой руду (Nb_2O_5 0.55 мас. %, REE_2O_3 4.67 мас. %). Материал тонкослоистый, коричневого цвета, обломочный материал (преимущественно сидерит) переслаивается со слоями, сложенными колломорфными МГК. Среди мелкозернистого агрегата МГК (преобладает РЗЭ минал) установлены растрескавшиеся слои углефицированного вещества шириной 25–50 мкм и длиной до 1 мм, разбитые поперечными трещинами (рис. 1д, е). Зерна пироклора (замещенного на Ba и Sr разности с признаками растворения) и рутила распределены по всему объему породы, но в большем количестве наблюдаются в слоях, сложенных МГК, и на отдельных участках содержатся внутри органических остатков. По сравнению с углефицированным веществом, описанным в других образцах, здесь зафиксированы наивысшие содержания Mn и Nb, а также содержатся Zn и Th (табл., рис. 2). Характерной чертой образца является присутствие Org1 [Белякова и др., 2023], литифицированного фосфатом Th и РЗЭ (рис. 1д) и сохранившего клеточную структуру, и Org2.

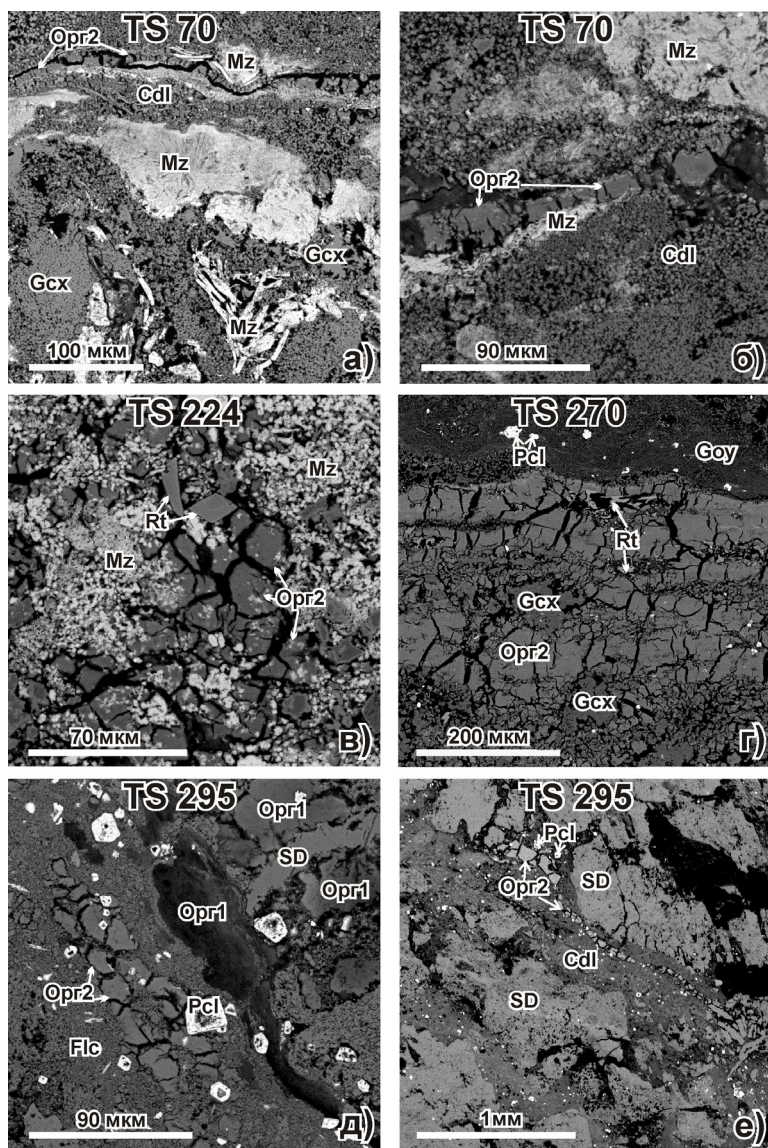


Рис. 1. Внешний вид углефицированного органического вещества и окружающие его минералы в образцах богатых руд участков Северный и Южный месторождения Томтор: а – Opr2 среди агрегатов монацита и МГК (Cdl), в том числе, горсейкита (Gcx); б – Opr2 с включениями монацита (Mz) среди агрегатов монацита и МГК (Cdl); в) Opr2 с включениями монацита (Mz) среди агрегатов монацита и рутила (Rt); г – прослой Opr2 с включениями кристаллов рутила (Rt) и горсейкита (Gcx), окруженный мелкозернистым агрегатом гоэцита (Goy) с кристаллами пирохлора (Pcl); д – Opr2 и Opr1 среди агрегата флоренсита (Flc) с кристаллами пирохлора (Pcl), и обломки сидерита (SD); е – Opr2 среди агрегата МГК (Cdl) с кристаллами пирохлора (Pcl), цементирующего обломки сидерита (SD).

Таким образом, исследованные углефицированные остатки Opr2 имеют общие морфологические черты: это плотные прослой длиной до 1 мм и шириной в большинстве случаев от 5 до 150 мкм, местами с более крупными участками шириной до 400 мкм. Угlistое вещество в пределах каждого образца имеет постоянный состав основных элементов-примесей

Средние содержания элементов-примесей в углефицированном веществе Орг2, мас. %

Образец	TS-70 (n = 14)	TS-224 (n = 3)	TS-270 (n = 4)	TS-295 (n = 12)
Скважина/интервал, м	224/63	307/62.8	326/28.8	328/58.3
Ti	6.82 ± 0.98	8.37 ± 0.13	4.17 ± 0.19	4.89 ± 0.62
V	4.9 ± 0.76	9.71 ± 0.3	2.11 ± 0.14	6.17 ± 0.62
Fe	16.8 ± 3.02	6.9 ± 0.17	26.0 ± 0.39	12.9 ± 0.66
Nb	3.7 ± 0.64	9.9 ± 0.25	9.1 ± 0.22	15.0 ± 1.55
Ba	4.2 ± 0.4	6.9 ± 0.34	2.0 ± 0.06	4.2 ± 0.89
O	24.0 ± 2.19	22.1 ± 1.78	22.1 ± 1.19	25.1 ± 1.64
Сумма	67.6 ± 3.66	69.1 ± 0.25	66.9 ± 2.03	72.8 ± 3.19
C*	32.4	30.9	33.1	27.2
Mg	н.о.	н.о.	н.о.	0.22 ± 0.04
Ca	0.65 ± 0.08	0.54 ± 0.06	0.33 ± 0.013	0.76 ± 0.19
Sr	0.6 ± 0.57	0.37 ± 0.05	н.о.	0.12 ± 0.11
Al	1.8 ± 1.26	0.57 ± 0.04	0.69 ± 0.01	0.58 ± 0.36
Si	0.64 ± 0.09	1.12 ± 0.03	0.55 ± 0.026	0.76 ± 0.27
Cr	0.42 ± 0.36	0.37 ± 0.05	н.о.	0.05 ± 0.05
Mn	0.26 ± 0.07	0.26 ± 0.03	0.13 ± 0.03	0.95 ± 0.46
Zn	0.48 ± 0.17	н.о.	н.о.	0.43 ± 0.14
Ce	0.68 ± 0.53	0.13 ± 0.23	н.о.	н.о.
La	0.65 ± 0.43	0.65 ± 0.19	0.21 ± 0.29	н.о.
Th	н.о.	н.о.	н.о.	0.71 ± 0.12
Pb	н.о.	0.63 ± 0.17	н.о.	1.4 ±
P	1.01 ± 0.84	0.28 ± 0.1	н.о.	н.о.
S	0.09 ± 0.06	0.26 ± 0.08	н.о.	н.о.

Примечание. н.о. – не обнаружены; n – количество анализов в выборке, C* – содержание углерода (мас. %), принятое равным разности 100 мас. % и суммы.

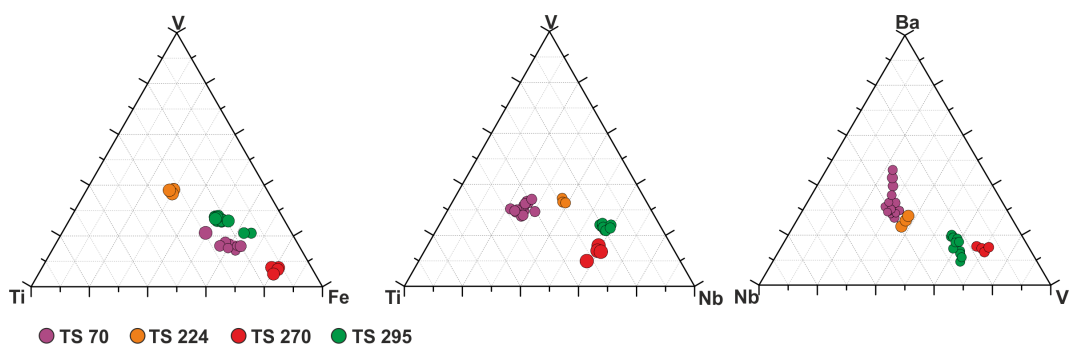


Рис. 2. Соотношение основных элементов-примесей (мас. %) в углефицированном органическом веществе образцов богатых руд участков Северный (TS-70) и Южный (TS-224, TS-270, TS-295) месторождения Томтор.

(Ti, Fe, Mn, Ba, V и Nb), но в различных образцах их содержания и соотношение отличаются. Специфический состав примесей в системе с высокими содержаниями РЗЭ позволяет высказать предположение, что углефицированное вещество не просто сорбировало элементы из растворов, а является остатками микробного сообщества, которое избирательно кон-

центрировало содержащиеся в системе высокозарядные элементы. Известно, что V и Fe являются основными элементами металлоферментов [Gustafsson, 2019]. Отмечается накопление Ti в каналах микротрубчатых организмов в ассоциации с бактериоморфными образованиями [Ауурова et al., 2017]. О каких-либо биологических функциях Nb до сих пор не известно. Обломки рутила позволяют предположить, что источником высокозарядных элементов мог быть именно этот минерал, разлагая который бактерии накапливали все составляющие минерала. Однако Ti, Fe, V, Nb находятся в разных пропорциях в рутите (7.4 : 6.3 : 1 : 4.3) и углефицированном веществе (1.3 : 4.3 : 1 : 2.4). В таком случае, следует рассматривать вероятность селективного поглощения элементов, а именно V – основного элемента V-нитрогеназы – фермента, используемого для восстановления $N_2(g)$ до биологически усваиваемого NH_4^+ . Накопление Va в минеральных образованиях в зонах разгрузки гидротермальных источников также связывают зачастую с деятельностью микроорганизмов [Соктоев и др., 2015].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-63-10017.

Литература

Белякова А.Ю., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В. Особенности состава органических остатков в Nb-REE руде участка Южный Томторского месторождения (Арктическая Сибирь) // Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований. Москва: ИГЕМ, 2023. С. 21–23.

Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В. и др. Структурно-морфологические признаки участия микроорганизмов в формировании богатых Nb–REE-руд Томторского месторождения (Россия) // Доклады Академии наук. 2021. Т. 496. № 2. С. 154–157.

Жмур С.И., Кравченко С.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. О генезисе редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // Доклады Академии наук. 1994. Т. 336. № 3. С. 372–375.

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.

Минерогения кор выветривания карбонатитов: Методическое руководство. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2011. 308 с.

Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Ильенко С.С. и др. Минералого-геохимические особенности травертинов современных континентальных гидротерм (скважина Г 1, Тункинская впадина, Байкальская рифтовая зона) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 370–388.

Ауурова N.R., Maslennikov V.V., Sadykov S.A. et al. Tube fossils from gossanites of the Urals VHMS deposits, Russia: Authigenic mineral assemblages and trace element distributions // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 107–130.

Gustafsson J.P. Vanadium geochemistry in the biogeosphere – speciation, solid-solution interactions, and ecotoxicity // Applied Geochemistry. 2019. Vol. 102. P. 1–25.

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

О.Ю. Плотинская

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

Проблемы интерпретации геохронологических данных медно-порфировых систем на примере Южного Урала

O.Yu. Plotinskaya

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

Problems of interpretation of geochronological data for porphyry copper systems: Southern Urals as example

Abstract. Problems and misinterpretations of age of several copper porphyry systems from the South Urals are discussed. Recent U-Pb and Re-Os dating provide more robust results than K-Ar due to their higher closure temperature.

Ключевой особенностью порфировых систем является близкий возраст рудоносных интрузий и руд. В настоящее время общепринятым является комплексный подход к определению изотопного возраста рудоносных пород (U-Pb метод по цирконам), руд (Re-Os по молибдениту) и околорудных метасоматитов ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb-Sr по серициту) [Chiaradia et al., 2013]. Это позволяет получать надежные данные о возрасте порфировой системы, а в случае молодых кайнозойских образований, и о продолжительности ее деятельности. На Южном Урале известно несколько порфировых систем. Настоящая работа посвящена обсуждению проблем изотопного датирования некоторых порфировых объектов Южного Урала. Наиболее крупные порфировые месторождения Урала приурочены к восточному флангу Восточно-Уральской мегазоны (объекты Биргильдинско-Томинского рудного узла (БТРУ) и месторождение Зелёный Дол) и к Зауральской мегазоне (месторождения Михеевское, Тарутинское и Бенкала).

Восточно-Уральская мегазона. Территория БТРУ находится чуть южнее г. Челябинска. Ранее территория БТРУ рассматривалась как океаническая островная дуга, активная с позднего ордовика до раннего девона, и возраст березняковской свиты был принят как силурийский [Язева, Бочкарев, 1995]. Позднее последовательность осадочных пород территории была интерпретирована как отложения рифта, заложившегося на активной континентальной окраине Восточно-Уральского микроконтинента [Кузнецов и др., 2018]. Большинство месторождений и рудопроявлений БТРУ пространственно и генетически связаны с малыми телами диоритов и андезитов биргильдинско-томинского комплекса [Грабежев и др., 1998]. Его возраст на основании Rb-Sr датирования пород Томинского месторождения (341 ± 6 млн лет) был принят как D_3-C_1 . Близкие и более молодые датировки (рис. 1) были получены K-Ar методом по серициту из метасоматитов месторождений Томинское, Биргильдинское и Березняковское (от 359 ± 9 до 290 ± 26 млн лет) [Грабежев и др., 1998]. Позднее был получен

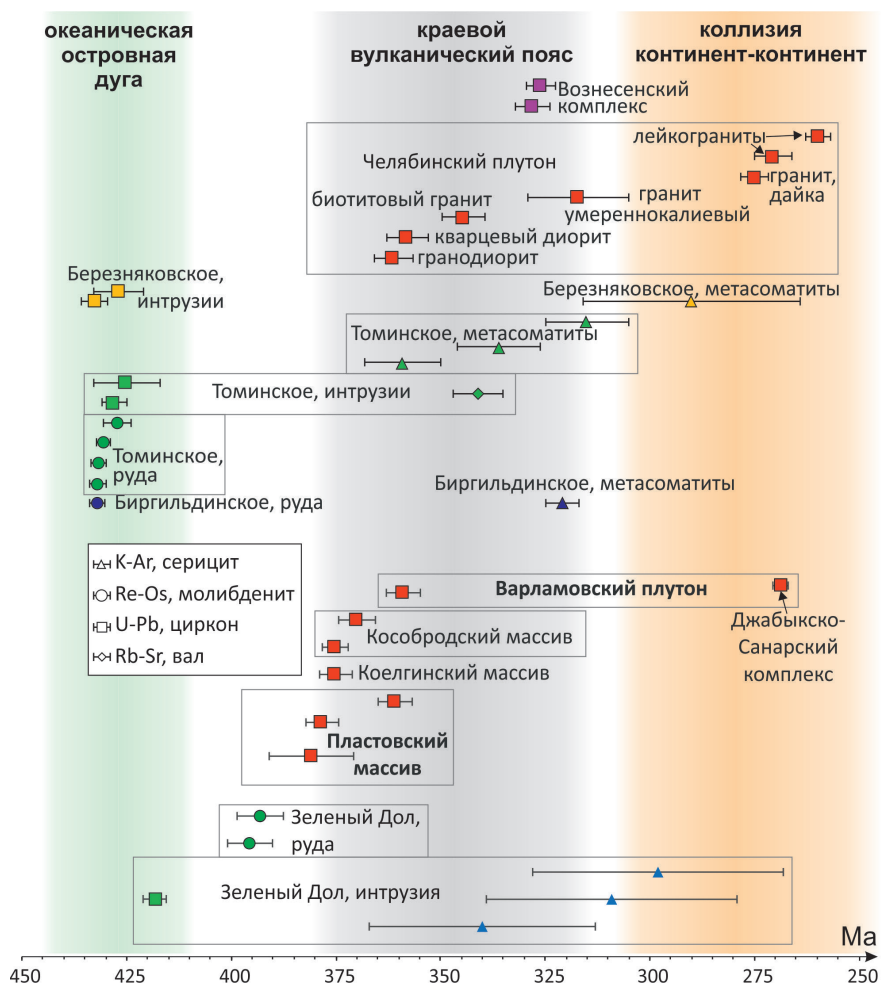


Рис. 1. Обобщение геохронологических данных для Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала, с использованием данных из [Ферштатер, 2013; <https://geochron-atlas.vsegei.ru>].

U-Pb (SHRIMP-II) возраст цирконов из диоритов и диоритовых порфиров Томинского и Березняковского месторождений от 432.6 ± 3.2 до 425 ± 8 млн лет [Грабежев и др., 2017; <https://geochron-atlas.vsegei.ru>], что соответствует силуру (венлок-лудлов). Близкие значения (от 427.1 ± 3.3 до 432 ± 1.7 млн лет) были получены Re-Os методом по молибдениту месторождений Биргильдинское и Томинское [Plotinskaya et al., 2023 и ссылки внутри], и это позволяет уверенно говорить о силурийском возрасте интрузий и порфировых руд БТРУ.

Причиной расхождений между ранее полученными возрастными данными и новыми является низкая температура закрытия K-Ar системы в мусковите – менее 300°C [Chiaradia et al., 2013]. K-Ar возраст мог быть переустановлен в результате поздних термальных событий, которые на территории БТРУ, скорее всего, были вызваны внедрением двух основных фаз Челябинского плутона. Его первая фаза связана с субдукцией под Восточно-Уральский микроконтинент (рис. 1) и представлена крупными телами кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, U-Pb возраст которых составляет от 361 ± 5 до 344 ± 5 млн лет [Каллистов, 2014]. Вторая фаза связана с коллизией Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и

представлена малыми телами гранитов и лейкогранитов, U-Pb возраст которых варьирует от 275 ± 3 до 260 ± 3 млн лет [Каллистов, 2014]. Минимальные оценки температур закрытия Re-Os системы в молибдените и U-Pb системы в цирконе составляют около 500 и 750 °C, соответственно [Chiaradia et al., 2013]. Они не были нарушены более поздними событиями, и это позволяет считать полученные по ним значения истинным возрастом образования порфировых систем. Таким образом, территория БТРУ является фрагментом силурийской океанической островной дуги, и аналогичные фрагменты в пределах Восточно-Уральской мегазоны являются перспективными на порфировое и/или эпitherмальное оруденение.

Расположенное южнее месторождение Зелёный Дол также связывают с интрузией биргильдинско-томинского комплекса. Однако U-Pb возраст цирконов (LA-ICPMS) из диоритовых порфиров месторождения составил 418.3 ± 1.3 млн лет [Грабежев и др., 2017], что на 7–10 млн лет моложе, чем интрузии БТРУ. K-Ar возраст интрузии составил примерно от 350 до 280 млн лет. Re-Os возраст молибденита составляет 393.0 ± 5.6 и 395.6 ± 5.4 млн лет, т. е. почти на 30 млн лет моложе возраста рудоносной интрузии. Поскольку молибденит в изученных образцах тонкозернистый и несет в себе следы перекристаллизации, можно предположить, что его Re-Os возраст был переустановлен в результате более позднего тектонического и/или магматического события, и наиболее вероятным из них является внедрение ранних фаз Пластовского массива и/или других габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных массивов на этой территории (рис. 1). Тем не менее, можно говорить о том, что месторождение Зелёный Дол сформировалось в обстановке той же островной дуги, что и месторождения БТРУ, но, возможно, несколько моложе.

Зауральская мегазона. Здесь расположено крупное медно-порфировое месторождение Михеевское и скарновое Тарутинское, а восточнее, в Валерьяновской зоне – Бенкалинское месторождение. Ранее для диоритовых порфиров Михеевского месторождения K-Ar методом были получены значения 368 ± 12 и 320 млн лет [Тевелев и др., 2006 и ссылки внутри] и возраст месторождения был принят как среднекаменноугольный. Однако Re-Os возраста молибденита, полученные по двум образцам (357.8 ± 1.8 и 356.1 ± 1.4 млн лет), хорошо согласуются с U-Pb возрастом циркона (SHRIMP-II) из порфировидного кварцевого диорита 356 ± 6 млн лет [Грабежев и др., 2017]. Это позволяет считать полученный возраст около 357 млн лет (фамен-турне) возрастом образования Михеевского месторождения. Полученные радиогенные возраста позволяют связать формирование Михеевского и Тарутинского месторождений с островодужным магматизмом (рис. 2), имевшим место при субдукции под блок «тельбесских» пород, аккрецированных к восточной окраине Восточно-Уральского микроконтинента [Тевелев и др., 2006].

U-Pb (LA-ICPMS) возраст циркона из диоритовых порфиров месторождения Бенкала составляет 334.7 ± 2.9 млн лет; близкие значения были получены и для расположенного южнее рудопоявления Жалтырколь – 336 ± 3 млн лет [Грабежев и др., 2017], однако Re-Os возраст молибденита Бенкалы значительно моложе (319.7 ± 4.4 млн лет) [Plotinskaya et al., 2023]. Возраст интрузии хорошо согласуется с данными о возрасте Соколовско-Сарбайского интрузивного комплекса и связанных с ним железорудных скарновых месторождений (приблизительно 345–326 млн лет, в том числе Re-Os возраст молибденита из Сарбайского месторождения, 336.2 ± 1.3 млн лет) [Hawkins et al., 2017]. U-Pb возраст циркона из пострудной дайки на Сарбайском месторождении составляет 322.2 ± 4 млн лет [Hawkins et al., 2017]. Более молодые K-Ar возраста были получены ранее по биотиту из гранодиорит-порфиров Бенкалинского месторождения – 311 ± 10 и 318 ± 10 млн лет и еще более молодые – по серициту – 306 ± 15 и 284 млн лет [Сыромятников и др., 1986]. Это, по-видимому, говорит о переустановке Re-Os и K-Ar изотопных систем вследствие более поздних тектонических процессов, хотя нельзя исключать, что молибденит из медно-порфировой минерализации

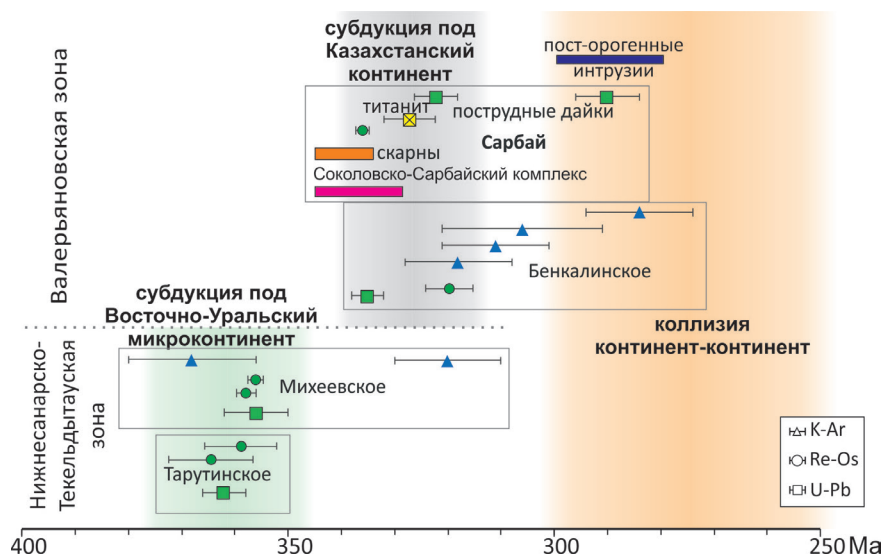


Рис. 2. Обобщение геохронологических данных для Зауральской мегазоны с использованием данных из [Hawkins et al., 2017].

Бенкалинского месторождения связан с другими, более поздними, интрузивными фазами. Таким образом, установить точный возраст образования Бенкалинского месторождения на основании имеющихся данных не представляется возможным.

Литература

Геохронологический атлас-справочник (БД «Геохронология»). <https://geochron-atlas.vsegei.ru/> Последнее обращение 29/02/2024.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГА, 1998. 172 с.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 113–126.

Каллистов Г.А. Длительность и возрастные этапы становления Челябинского гранитоидного батолита. Информационный сборник научных трудов ИГГ УрО РАН // Ежегодник-2013. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 343–349.

Кузнецов Н.С., Савельев В.П., Пужаков Б.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VIII (Челябинск). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 116 с.

Сыромятников Н.Г., Колесников В.В., Филимонова Л.Н. и др. О возрасте медно-порфирового оруденения и его тектоническом положении/ Медно-порфировые месторождения. Балхашский сегмент. Ред. Абдулин А.А., Чекабаев С.Е. Алма-Ата: Наука, 1986. С. 164-172.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья / Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). М.: Геологический факультат МГУ, 2006. 300 с.

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

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

Chiaradia M., Schaltegger U., Spikings R. et al. How accurately can we date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems? // *Economic Geology*. 2013. Vol. 108. № 4. С. 565–584.

Hawkins T., Smith M.P., Herrington R.J. et al. The geology and genesis of the iron skarns of the Turgai belt, northwestern Kazakhstan // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 85. P. 216–246.

Plotinskaya O.Y., Zu B., Seltmann R. et al. Tectonic history of the Urals as stored in molybdenites of porphyry and greisen deposits // *Earth-Science Reviews*. 2023. Vol. 247. Article 104609.

***С.В. Берзин¹, С.В. Петров¹, Д.Л. Конопелько¹, М.Ю. Курапов¹,
Т.А. Головина², Н.Я. Черненко³, В.С. Червяковский⁴***

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
sbersin@ya.ru

² – АО Полиметалл УК, г. Санкт-Петербург, Россия

³ – ООО Полярная экспедиционная компания,
г. Санкт-Петербург, Россия

⁴ – Институт геологии и геохимии
им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Использование титанита в гранитоидах северо-восточной части п-ва Таймыр для прогноза Cu-Au-Mo-порфирового оруденения

***S.V. Berzin¹, S.V. Petrov², D.L. Konopelko², M.Yu. Kurapov¹,
T.A. Golovina³, N.Ya. Chernenko³, V.S. Chervyakovskiy⁴***

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

² – Polymetal UK, St. Petersburg, Russia

³ – Polar Forwarding Company, St. Petersburg, Russia

⁴ – Zavaritsky Institute of Geology and
Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Use of titanite from granites of the Northeast Taimyr Peninsula for the forecasting of porphyry Cu-Au-Mo mineralization

Abstract. Titanite from the Late Paleozoic-Early Mesozoic granitic plutons of the northeast of Taimyr Peninsula are studied by EPMA and LA-ICP-MS. The composition of titanite corresponds to igneous mineral. The temperature and pressure of its formation are estimated. The composition of titanite is compared with indicators of porphyry mineralization. The granitic plutons are thus classified as to the possible presence of porphyry Cu-Au-Mo mineralization.

Медь является одним из важнейших металлов, необходимых для развития экономики, при этом около 40 % меди в мире добывается из коренных медно-порфировых месторождений [Sillitoe, 2010]. Одними из наиболее интенсивно развивающихся в последние годы методов поисковых работ на Au-Cu порфировые месторождения являются методы оценки и дискриминации гранитоидов с точки зрения перспективности развития в них порфировых рудно-магматических систем, основанные на использовании акцессорных минералов-индикаторов. Широко развитые на Таймыре позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоиды считаются одними из наиболее перспективных объектов для обнаружения новых рудных месторождений [Проскурнин и др., 2021], однако эти массивы, как правило, крайне слабо изучены без применения современных методов исследований. Задачей работы является

изучение геохимических особенностей акцессорного титанита гранитоидов полуострова Таймыр с целью определения условий кристаллизации расплавов и перспектив связанного Cu-Au-Mo порфирового оруденения.

Изучен титанит из гранитоидов Пекинского, Дорожнинского, Тесемского и Кристифенсенского массивов, находящихся в северо-восточной части полуострова Таймыр. Состав минерала определен электронно-зондовым микроанализом на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX100 и масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией на масс-спектрометре NexION 300S с приставкой NWR 213 в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН по методике [Зайцева и др., 2016].

Титанит характеризуется низкими отношениями $Fe/Al_{ат.}$ (0.8–1.6) и Nb/Ta (6.2–12) и высокими содержаниями P3Э 10000–24000 и Y 2000–9000 г/т, повышенными отношениями Th/U 0.6–6.4 и высоким фракционированием P3Э [Aleinikoff et al., 2002; Cao et al., 2015; Fu et al., 2016]. Титанит кристаллизовался при температуре 642–716 °C (± 20 °C) (при P 0.22 ГПа) по данным термометра [Hayden et al., 2008], основанного на содержании Zr в титаните. Расчетное давление при кристаллизации титанита составило 220 ± 100 МПа по данным эмпирического барометра, базирующегося на вхождении Al в структуру титанита [Erdmann et al., 2019].

Титанит из большинства образцов характеризуется высокими содержаниями REE + Y 13000–31000 г/т, Ta 180–1100 г/т и Nb 1300–7800 г/т, низким отношением Zr/Hf <17.5, что указывает на сходство с титанитом из рудоносных гранитоидов, связанных с порфировыми месторождениями пояса Красной реки (юго-восток Китая) [Xu et al., 2015]. Содержания Th и U в титаните варьируют в пределах даже одного образца и плохо согласуются с полями «рудоносных» и «безрудных» гранитоидов [Xu et al., 2015]. Содержания F в титаните составляют 0.24–0.58 мас. %. Высокие содержания Ga (59–165 г/т) в титаните указывают на повышенные отношения Ga^{4+}/Ga^{3+} в расплаве и, соответственно, высокую степень окисления гранитных магм, что является благоприятным фактором для формирования Cu-Au-Mo порфирового оруденения. Отношение Eu/Eu* составляет 0.33–0.82, что также указывает на высокую степень окисления магмы [Pan et al., 2022].

Таким образом, по данным изучения состава титанита Пекинского, Дорожнинского, Тесемского и Кристифенсенского гранитных массивов показана перспективность п-ва Таймыр на Cu-Au-Mo порфировое оруденение.

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

Литература

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

Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Романов А.П. и др. Центральное-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс // Региональная геология и металлогения. 2021. № 85. С. 31–49.

Aleinikoff J.N., Wintsch R.P., Fanning C.M., Dorais M.J. U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study // Chemical Geology. 2002. Vol. 188. P. 125–147.

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

Erdmann S., Wang R., Huang F. et al. Titanite: A potential solidus barometer for granitic magma systems // Comptes Rendus Geoscience 2019. Vol. 351. P. 551–561.

Fu Y., Sun X.M., Zhou H.Y. et al. In-situ LA-ICP-MS U-Pb geochronology and trace elements analysis of polygenetic titanite from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China // Ore Geology Reviews. 2016. Vol. 77. P. 43–56.

Hayden L.A., Watson E.B., Wark D.A. A thermobarometer for sphene (titanite) // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2008. 155. P. 529–540.

Pan L.-Ch., Hu R.-Zh., Bi X.-W. et al. Titanite major and trace element compositions as petrogenetic and metallogenic indicators of Mo ore deposits: Examples from four granite plutons in the southern Yidun arc, SW China // American Mineralogist. 2018. Vol. 103. P. 1417–1434.

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

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

V.S. Zhdanova^{1,2}, S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk¹, A.V. Korneev¹

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

² – Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Пропилитизация андезитов рудянской толщи в пределах Артемовско-Алтынайского рудно-магматического ареала (Средний Урал)

V.S. Zhdanova^{1,2}, S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk¹, A.V. Korneev¹

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

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

Propylitic alteration of andesites of the Rudyanskaya Sequence at the Artemovsk-Altynai ore-magmatic area (Central Urals)

Abstract. The Alapaevsk-Sukhoi Log tectonic zone in Central Urals includes the Artemov-Altynai ore-magmatic area. The country rocks include tuffs and lavas of the Early-Middle Devonian pyroxene-plagioclase andesites-basalts. There are metamorphosed under greenschist facies and are tectonically deformed. After the intrusion of granodiorite plutons and subvolcanic bodies, the country rocks were hydrothermally altered. A large propylitic alteration halo occurs in volcanic rocks around the intrusive. Strong propylitic alteration with sulfides, brecciation of andesites, and also Cu mineralization can indicate the lateral areas of a porphyry copper system.

Пропилиты – метасоматиты имеющие широкое распространение в разнообразных геологических обстановках, и их формирование может быть инициировано различными геологическими процессами. Поля пропилитизированных пород характерны для районов распространения вулканогенно-осадочных образований, которые прорываются субвулканическими телами [Русинов, 1989; Василевский, 1973]. Наиболее интенсивно процессы пропилитизации проявляются в условиях региональных тектонических нарушений [Омельяненко, 1978].

Широкое распространение пропилитизации является признаком потенциальной рудоносности пород [Омельяненко, 1978]: ореолы пропилитов могут оконтуривать рудные тела, а также быть характерны для порфирировых систем [Vermon, Clarke, 2008; Robb, 2020]. Поэтому при изучении перспективных на обнаружение медно-порфирирового оруденения районов важно отличать гидротермально преобразованные пропилитизированные породы

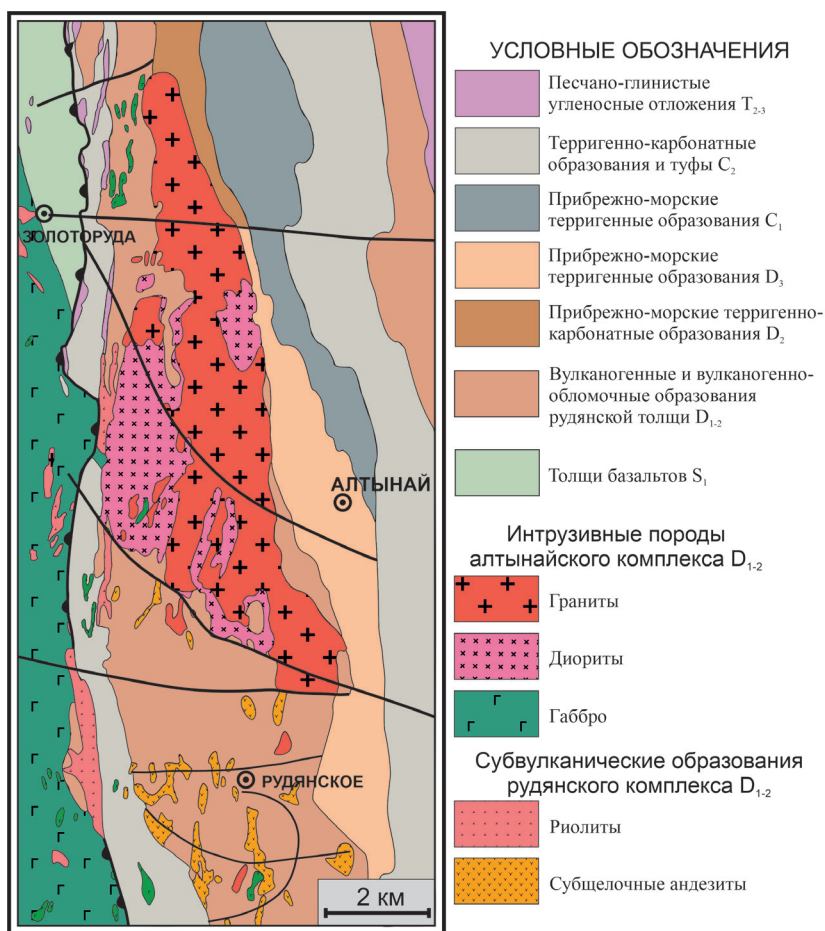


Рис. 1. Обобщенная схема Алтынайского массива и вмещающих пород по данным [Олерский и др., 1978; Государственная..., 2017].

от метаморфически измененных пород зеленосланцевой фации метаморфизма, которые обладают сходным набором минеральных ассоциаций. Данная задача особенно актуальна для Восточно-Уральской вулканогенной зоны, в структурно-вещественных комплексах которой установлена порфировая минерализация. Породы в пределах этой зоны метаморфически преобразованы в условиях зеленосланцевой фации [Олерский и др., 1978].

Данная работа проводилась с целью изучения минеральных ассоциаций и выявления пропилитизированных пород среди вулканогенно-осадочных образований рудянской толщи Алапаевско-Сухоложского тектонического блока в центральной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны, что может способствовать оценке перспективности этой области на выявление новых медно-порфировых объектов.

Алапаевско-Сухоложский тектонический блок – это субмеридиональная зона в восточной части Среднего Урала [Пучков, 2010]. Интрузивные образования в пределах зоны представлены гранодиоритовыми массивами алтынайского комплекса раннего-среднего девона [Грабежев и др., 2015]. Вмещающими для интрузивов считаются вулканогенно-обломочные породы девона, объединенные в рудянскую толщу [Государственная..., 2017] (рис. 1). Она сложена осадочно-пирокластическими породами непрерывной базальт-андезит-

дацит-риолитовой формации [Горелов, Николаев, 1968; Государственная..., 2017]. К югу от Алтынайского массива породы рудянской толщи прорваны дайками риолитовых и риолит-дацитовых порфиров и субвулканическими порфирами дацитов [Олерский и др., 1978].

Метаморфические преобразования пород Алапаевско-Сухоложской зоны характеризуются присутствием неравновесных минеральных ассоциаций и высокой изменчивостью интенсивности преобразования с участками неизменных пород [Олерский и др., 1978]. Отличительной особенностью этих преобразованных пород является повсеместное распространение рассеянной сульфидной вкрапленности в сочетании с выраженными метасоматическими изменениями. Имеются данные о рудопоявлениях и многочисленных точках минерализации медно-порфирового типа, расположенных на периферии и в экзоконтактах интрузивов, объединенные в Артемо-Алтынайский рудно-магматический ареал [Грабежев, Смирнов, 2012].

С целью характеристики закономерностей проявления пропилитизации были отобраны пробы из редких выходов вулканогенно-осадочных пород в юго-западном обрамлении Алтынайского массива, а также из керна скважины 334, которая пробурена Буламышской партией в период работ 1961–1967 гг. Для описания пород изготовлено 52 стандартных петрографических препарата, а также 35 аншлифов. Из интервалов керна наиболее интенсивно измененных андезитов отобраны пробы и выделены концентраты рудных минералов. Составы породообразующих и рудных минералов определены на СЭМ Tescan Mira LMS с ЭДС, аншлифы и минералы рудных концентратов проанализированы на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с ЭДС.

Породы рудянской толщи в юго-западном обрамлении Алтынайского массива по составу относятся к андезибазальтам и андезитам, реже дацитам. На глубине 85–125 м породы представлены измененными брекчированными андезитами и андезибазальтами. В обломках слабоизмененных андезитов наблюдаются (в более интенсивно измененных андезитах угадываются) реликтовые порфировые структуры с тонкозернистой гиалопилитовой или микролитовой основной массой (рис. 2а, б). Реликтовые вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза, реже, амфибола размером до 1×0.5 мм. Основная масса андезитов сложена микролитами плагиоклаза и амфибола.

Преобразование пород выражено в развитии амфиболов ряда тремолит-актинолит по магнезиальной роговой обманке, появлении кальцита в основной массе и в тонких прожилках. Широко распространен новообразованный альбит. Альбит и актинолит часто обнаруживаются в виде реликтовых включений в метакристаллах пирита (рис. 2д). Низкожелезистый эпидот в агрегате с пумпеллитом обрастает скопления пирита (рис. 2г, д). Ограниченное распространение имеет калиевый полевой шпат.

Метасоматизированные андезиты и андезибазальты характеризуются повсеместным распространением рудных минералов, средние содержания которых варьируют от 3–5 до 10–15 % по массе. Наиболее распространен типичный для пропилитов пирит. В нем постоянно присутствуют мелкие включения халькопирита, реже, пентландита и виоларита. Также обнаружены такие минералы Ni, как миллерит и герсдорфит (рис. 2е, ж). Они образуют сростания между собой или с халькопиритом.

По сравнению с исходными породами их измененные разности характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 и меньшими содержаниями щелочей. Для преобразованных пород отмечается общий признак – пониженные содержания CaO. Во всех измененных породах присутствуют новообразованные карбонаты, преимущественно, кальцит как в виде жильных образований, так и в основной массе. Измененные андезитовые брекчии с пиритовой вкрапленностью отличаются существенно повышенной магнезиальностью: в 1.5–2.0 раза независимо от степени изменения пород. С увеличением интенсивности

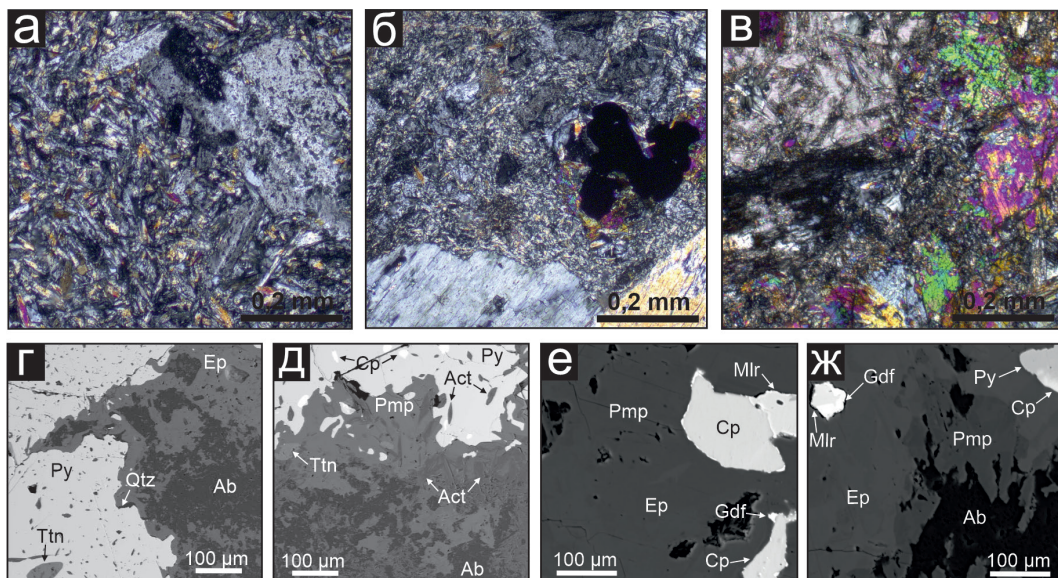


Рис. 2. Андезиты рудянской толщи: а – неизмененные, б – пропилитизированные; в – пропилиты полнопроявленные по андезитам; г–ж – BSE-фото минералов андезитов, подверженных пропилитизации: Qtz – кварц, Ep – эпидот, Pmp – пумпеллиит, Ab – альбит, Act – актинолит, Ttn – титанит, Py – пирит, Crp – халькопирит, Mlr – миллерит, Gdf – герсдорфит

пропилитизации закономерно увеличивается содержание FeO, достигая максимумов в полнопроявленных разностях.

Ассоциации новообразованных минералов позволяют отнести метасоматические изменения изученных андезитов к процессу пропилитизации. Этот метасоматический процесс, проявленный в вулканогенно-осадочных породах рудянской толщи, связан с внедрением пород алтынайского комплекса и наложен на ранее метаморфизованные эйфельские отложения.

Интенсивность пропилитизации не имеет строгой закономерности, процентные содержания и соотношения новообразованных минералов широко варьируют (рис. 2а–в). Преобладающими среди полнопроявленных метасоматитов являются пятнистые мелко-тонкозернистые эпидот-актинолит-карбонатные пропилиты (рис. 2в). В метасоматизированных андезитах и андезибазальтах повсеместно наблюдается вкрапленность рудных минералов. Минеральный состав полнопроявленных метасоматитов отличается от характерных минеральных ассоциаций метаморфических пород зеленосланцевой фации [Vernon, Clarke, 2008] появлением кальцита и пирита в качестве второстепенных, а иногда и породообразующих минералов.

Химический состав и соотношение петрогенных компонентов вулканитов рудянской толщи существенно меняется: пропилитизация протекает с выносом большинства компонентов [Василевский, 1973]. Повсеместное появление в измененных андезитах новообразованного кальцита отражает высокую карбонатность метасоматического флюида, характерную для пропилитизирующих растворов [Русинов, 1989].

Ореолы пропилитов и пропилитизированных пород обычно картируются на флангах медно-порфировых систем [Sillitoe, 2010]. Поэтому широкая пропилитизация вулканитов в экзоконтактах массивов и в ассоциации с субвулканическими телами порфиров рассматривается как признак метасоматического изменения пород в порфировых колоннах. В то же время, расположение зон пропилитизации в краевых частях рудно-магматических

систем и характер протекания метасоматических процессов обычно не приводит к концентрированию в этих метасоматитах рудной минерализации.

Таким образом, очевидно, что для пород рудянской толщи характерно интенсивное преобразование вследствие гидротермально-метасоматических процессов и широкого распространение пропилитизации. Пропилиты наложены на ранее метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочные отложения. Наиболее существенно пропилитизации подвержены вулканы среднего состава. Интенсивное преобразование пород вблизи крупных интрузивов и небольших тел порфириров, брекчирование и повсеместное распространение новообразованной сульфидной вкрапленности является благоприятным признаком, указывающим на высокие перспективы выявления медно-порфирировых объектов в изучаемом районе.

Исследования проведены в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН в рамках государственного задания по теме ГЗ 075-00622-24-00. Микроскопические аналитические работы выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3 с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик».

Литература

- Василевский М.М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Горелов Н.А., Николаев И.Ф.* Отчет о результатах геолого-геофизических поисковых работ на медные руды в Сухоложском районе Свердловской области за 1961–1967 гг. Пос. Полдневая, 1968. 1054 с. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 31000.
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000 (второе поколение). Среднеуральская серия. Лист О-41-XXVI (Асбест) / Ред. Г.А. Петров. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2017.
- Грабежьев А.И., Коровко А.В., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В.* Потенциально промышленная Алапаевско-Сухоложская медно-порфирировая зона (Средний Урал) // Литосфера. 2015. № 3. С. 79–92.
- Грабежьев А.И., Смирнов В.Н.* Артемовско-Алтынайский рудномагматический ареал медно-порфирирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая специфика // Литосфера. 2012. № 6. С. 78–89.
- Олерский В.П., Машаров А.А., Грабежьева Т.Г. и др.* Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50 000 групповым методом Рефтинской площади. Свердловск, 1978. 1081 с. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 35656.
- Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Robb L.* Introduction to ore-forming processes. John Wiley & Sons, 2020. 383 p.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. № 1. P. 3–41.
- Vernon R.H., Clarke G.L.* Principles of metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2008.

А.В. Корякина¹, О.Ю. Плотинская²

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

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

Особенности химического состава и структуры апатита Тарутинского медного месторождения (Южный Урал)

A.V. Koryakina¹, O.Yu. Plotinskaya²

¹ – Moscow State University, Moscow, Russia

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

Features of chemical composition and texture of apatite in the Tarutino copper deposit (Southern Urals)

Abstract. The Tarutino skarn copper deposit is located 200 km south of Chelyabinsk. We studied features of chemical composition and texture of apatite from two boreholes: 506 and 3712. Apatite occurs with quartz, carbonate, chlorite and ore mineral, contains Cl, F, S, Si, Fe and As and shows green and yellow-green cathodoluminescence.

Тарутинское медно-скарновое месторождение расположено в 220 км к югу от г. Челябинска в зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной и Зауральской зон. Месторождение приурочено к южному контакту Южно-Карамысовского массива диоритов и вулканогенно-осадочной катенинской толщи силурийско-девонского возраста [Грабежев и др., 2005]. Скарны представляют собой тела мощностью 1–28 м и длиной 50–100 м, перемежающиеся с измененными гранитоидами. Главными минералами скарнов являются гранат и эпидот, в подчиненном количестве встречаются амфибол и пироксен [Грабежев и др., 2002].

Апатит является акцессорным минералом месторождений разных генетических типов. Его состав и структура отражают особенности условий среды кристаллизации, в том числе, апатит характеризует вариации содержаний галогенов, которые играют важную роль в процессах гидротермального рудообразования [Грабежев и др., 2010а, б; Холоднов и др., 2016]. В работе представлены первые данные по изучению апатита Тарутинского скарнового месторождения из скважин № 506 и № 3712. Состав минерала проанализирован на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Н.Н. Коротаяева). Катодолюминесцентные исследования апатита проведены на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы «Самеса», оптическая система которого модернизирована и адаптирована под CCD-цифровую камеру высокого разрешения фирмы «Видеоскан» (Россия) модель 285/Ц/П-USB (SONY ICX285AQ, цветная, ТЭ-охлаждаемая) с управляющим программным обеспечением «Videосcan Viewer», в лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва (аналитик О.М. Жиличева).

Зерна апатита в изученных скарнах развиваются совместно с кварцем, хлоритом, карбонатом и рудными минералами на поздних стадиях гидротермального процесса. Апатит наблюдается в виде включений в зернах граната (рис. 1а, б), совместно с другими

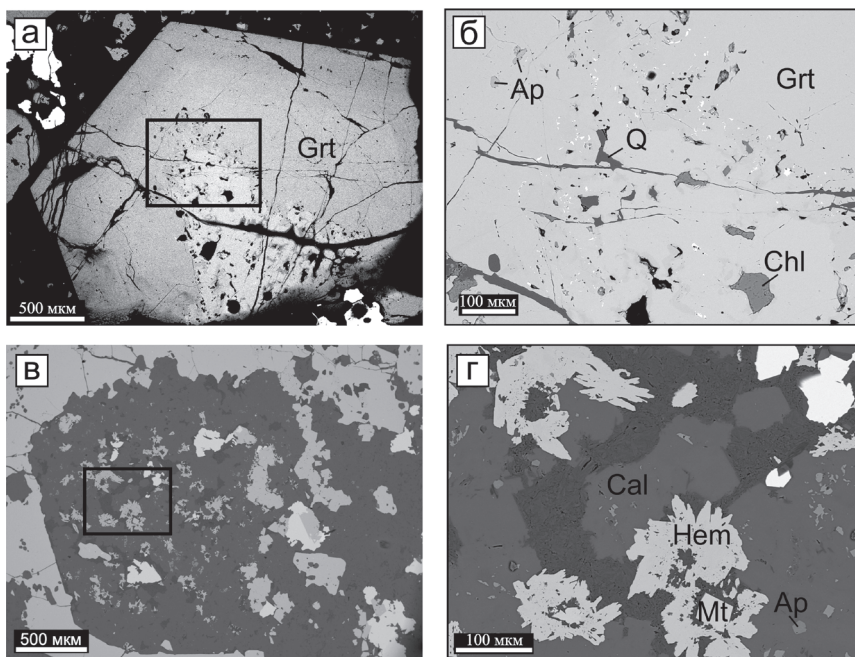


Рис. 1. Апатит Таругинского месторождения в обратно-рассеянных электронах: а – включения апатита в гранате, обр. Таг-3712-163.1; б – деталь рис. а; в – зерна апатита в ассоциации с поздними минералами, обр. Таг-506-153; г – деталь рис. в.

Здесь и далее, Grt – гранат, Ap – апатит, Q – кварц, Chl – хлорит, Cal – кальцит, Hem – гематит, Mt – магнетит.

минералами в трещинах и интерстициях зерен граната, а также на месте замещения зерен граната (рис. 1в, г). Часть зерен имеет ксеноморфную форму и размеры около 10 мкм. Другие зерна гипидиоморфные размером от 10 до 100 мкм.

Апатит содержит FeO (0.1–1.31 мас. %) и SrO (0.17–0.29 мас. %) (табл.). Часть зерен содержит La₂O₃ (0.13–0.33 мас. %), Ce₂O₃ (0.17–0.35 мас. %) и Nd₂O₃ (0.13–0.2 мас. %). Зерна апатита из образца Таг-506-153 характеризуются повышенными содержаниями As₂O₃ (2.46–3.23 мас. %) (таблица). Апатит характеризуется высокими содержаниями F (1.5–4.19 мас. %) и низкими – Cl (0.1–1.32 мас. %) (табл.). Такая закономерность подтверждает тенденцию, выявленную ранее для апатита магматических пород Таругинского месторождения [Грабежев и др., 2011а]. Согласно этой работе, содержание F варьирует от 1.15 ± 0.13 мас. % при содержании Cl 0.91 ± 0.41 мас. % в диорите, до 2.56 ± 0.90 мас. % при содержании Cl 0.38 ± 0.18 мас. % в измененном плагнограните, до 2.06 ± 0.29 мас. % при содержании Cl 0.07 ± 0.03 мас. % в послерудном микропегматитовом гранодиорите и до 1.15 ± 0.13 мас. % при содержании Cl 0.91 ± 0.41 мас. % в серицитизированном диоритовом порфирите (табл.). Увеличение содержаний F и уменьшение Cl от раннего к позднему апатиту обычно объясняется снижением температуры минералообразования. Такая закономерность подтверждается экспериментальными работами [Коржинский, 1991].

Содержания SO₃ в апатите составляет 0.09–1.15 мас. % (табл.). Примесь S обусловлена изоморфизмом аниона (PO₄)³⁻ и компенсирующего его заряд группой анионов (SO₄)²⁻ и (SiO₄)⁴⁻ по гетеровалентной схеме изоморфизма S⁶⁺ + Si⁴⁺ = 2P⁵⁺ [Peng et al., 1997]. Содержания SiO₂ варьируют от 0.27 до 1.32 мас. %. Между содержаниями SiO₂ и SO₃ наблюдается прямая зависимость (r = 0.87) (рис. 2).

Химический состав апатита по результатам электронно-микронзондового анализа (мас. %)

№ обр.	№ ан.	CaO	P ₂ O ₅	SiO ₂	FeO	SrO	F	Cl	SO ₃	As ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	CuO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃
Тар-3712-163.1	1	50.40	38.07	0.88	0.52	0.20	1.64	1.32	0.41	0.2	0.11	—	—	—	—	0.14	0.35	0.20
	2	51.11	39.07	0.48	0.55	0.27	1.50	1.20	0.17	0.11	0.12	—	—	—	—	0.16	0.32	—
	3	53.29	40.56	0.27	0.31	0.28	2.20	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	4	52.14	39.09	0.56	0.42	0.24	2.04	0.42	0.09	—	—	—	—	—	—	0.13	0.22	—
Тар-3712-164	5	53.01	40.66	0.39	1.31	0.28	2.45	0.21	—	—	—	—	0.06	—	—	—	—	0.13
Тар-3712-187.5	6	55.49	41.59	0.34	—	0.21	2.60	0.26	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—
	7	55.48	41.30	0.35	0.07	0.24	2.53	0.51	0.11	—	—	—	0.06	—	—	—	—	—
	8	55.86	41.59	0.35	0.10	0.27	2.45	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	9	54.32	40.17	0.99	0.71	0.17	2.47	0.28	—	—	—	0.09	0.06	—	—	—	—	—
Тар-506-127	10	55.88	42.17	0.28	0.66	0.28	3.23	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	11	55.31	41.16	0.46	0.55	0.22	1.55	0.40	0.16	—	—	0.08	0.09	—	—	—	—	—
	12	54.32	41.47	0.36	0.09	0.26	4.19	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	13	55.50	41.06	0.62	0.16	0.25	3.18	0.14	0.16	—	—	—	—	0.15	—	—	—	—
Тар-506-153.6	14	56.80	42.61	0.32	0.10	0.24	2.74	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Тар-506-156.3	15	55.22	39.49	1.32	0.44	0.26	2.20	0.78	1.15	—	—	—	—	—	—	0.33	0.17	—
	16	55.15	40.12	1.14	0.43	0.20	1.95	0.69	0.90	—	—	—	—	—	0.23	0.23	—	—
	17	53.88	37.10	0.91	0.37	0.28	1.60	0.63	0.79	2.46	—	—	—	0.10	—	—	—	—
	18	54.42	38.72	1.32	0.42	—	1.91	0.44	1.13	—	—	—	—	—	—	0.18	0.2	—
Тар-506-153	19	54.64	38.54	0.96	0.73	0.29	2.33	0.41	1.02	3.23	—	—	—	—	0.67	—	—	—
	20	54.04	38.41	0.62	0.14	0.24	2.57	0.38	0.53	3.06	—	—	—	—	—	—	—	—

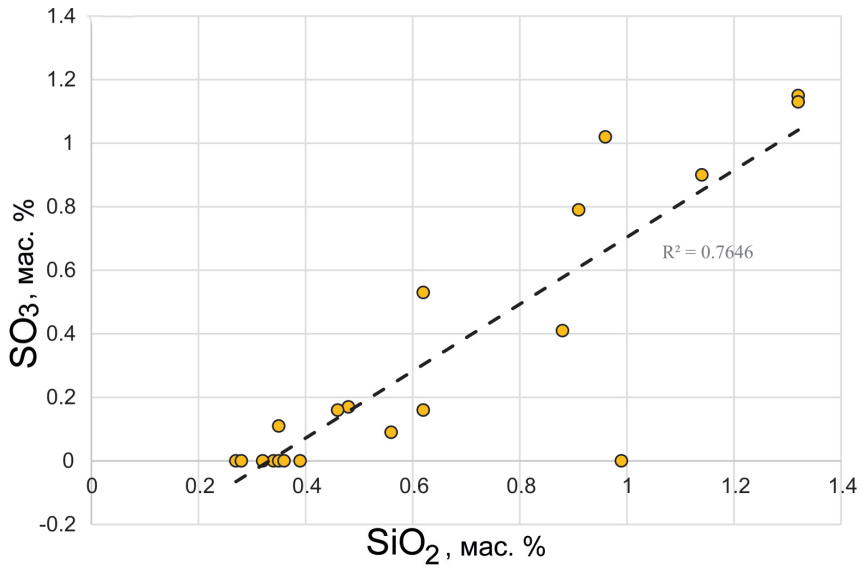


Рис. 2. Зависимость содержания S от SiO₂ в апатите скарнов Тарутинского месторождения.

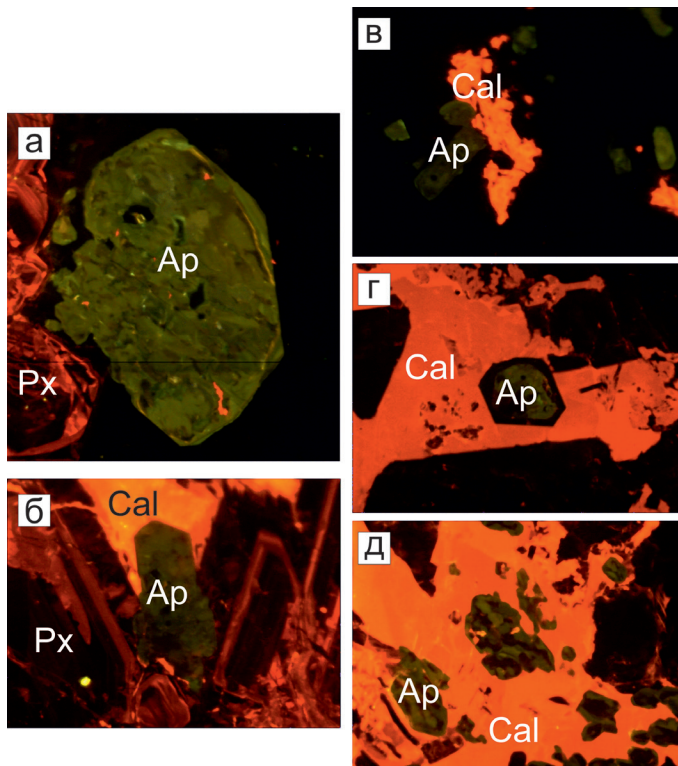


Рис. 3. Катодолуминесцентное изображение апатита в скарнах Тарутинского месторождения: а, б – обр. Tar-3712-187.5; в – обр. Tar-3712-163.1; г – обр. Tar-506-127; д – обр. Tar-506-153.6. Px – пироксен.

Зерна апатита характеризуются зеленым цветом в катодолюминесцентном излучении (рис. 3), что отличает их от апатита месторождений других генетических типов [Жиличева, 2010]. Подобный желто-зеленый оттенок имеет апатит из медно-порфировых месторождений [Bouzari et al., 2016]. Зерна имеют мозаичную зональность, а у части зерен наблюдаются каймы с более слабой люминесценцией. Зависимость между цветом люминесценции и составом апатита установить не удалось.

Таким образом, зональное строение зерен апатита и его состав в скарнах Тарутинского месторождения указывают на их образование в результате многостадийного процесса с перекристаллизацией и переотложением.

Исследования выполнены в рамках базовой темы ИГЕМ РАН.

Литература

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

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

Грабежев А.И., Воронина Л.К., Чацухина В.А. Фтор и хлор в апатитах медно-скарновых и скарново-медно-порфировых месторождений Урала // Ежегодник-2010а. Вып. 158. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН, 2011. С. 91–94.

Грабежев А.И., Смирнов В.Н., Воронина Л.К., Гмыра В.Г. Галогены в апатитах рудно-магматических медно-порфировых систем Среднего Урала // Ежегодник-2010б. Вып. 158. Екатеринбург: Труды ИГГ УрО РАН, 2011. С. 95–99.

Жиличева О.М. Люминесцентные свойства минералов по данным импульсной катодолюминесценции / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва: ИГЕМ РАН, 2010.

Коржинский М.А. Поведение растворенного солевого вещества в хлоридно-углекисловодном флюиде. Система $H_2O-HCl-CO_2$ // Геохимия. 1991. № 6. С. 755–768.

Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М. и др. Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные) // Минералогия. 2016. № 1. С. 54–65.

Bouzari F., Hart Craig J.R., Bissig T., Barker S. Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: a potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits // Economic Geology. 2016. Vol. 111. P. 1397–1410.

Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // American Mineralogist. 1997. Vol. 82. P. 1210–1224.

О последовательности минералообразования и впервые найденных минералах олова и теллура на Новониколаевском месторождении (Южный Урал)
(научные руководители – к.г.-м.н. *О.Ю. Плотинская*, к.г.-м.н. *А.А. Бурмистров*)

V.V. Khrebtievsky

Moscow State University, Moscow, Russia

Paragenetic sequence of mineral formation and the first discovered tin and tellurium minerals at the Novonikolaevskoe deposit (South Urals)

Abstract. Six paragenetic stages are distinguished on the basis of mineralogy and textural relationships at the Novonikolaevskoe deposit (South Urals): magmatic, skarn, post-skarn, sulfide-oxide, sulfide-telluride, and supergene. Productive mineralization is mainly associated with sulfide-oxide and sulfide-telluride stages. The sulfide-oxide stage includes quartz-chlorite alterations and the formation of pyrite, magnetite and cassiterite. The sulfide-telluride stage is related to quartz-carbonate-sericite alteration and the formation of various sulfides and tellurides. Cassiterite, coloradoite, and tsumoite are found for the first time at the Novonikolaevskoe deposit using scanning electron microscopy and electron probe microanalysis.

Новониколаевское месторождение, расположенное на фланге Михеевского медно-порфирикового месторождения (Южный Урал), генетически связано с ним, но имеет неоднозначный генезис. Месторождение может относиться как к медно-порфириковому, так и к скарново-медно-порфириковому типу [Sillitoe, 2010]. Поэтому изучение Новониколаевского месторождения является важным для разработки геолого-поисковых моделей медно-порфириковых месторождений и связанных с ними месторождений других генетических типов. Целью данной работы является установление генетического типа Новониколаевского месторождения. Для достижения поставленной цели были выявлены основные этапы и стадии минералообразования и прослежена связь рудообразования с гидротермальными процессами.

Материал для работы был собран в ходе преддипломных практик в октябре 2021 г. и сентябре 2022 г. на Михеевском и Новониколаевском месторождениях. Образцы из керна скважин месторождения исследованы оптическими методами. Химический состав минералов определен в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета Московского государственного университета (МГУ, г. Москва, аналитик В.О. Япаскурт) и в лаборатории кристаллохимии минералов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва, аналитик Л.А. Иванова) на СЭМ JSM IT-500 (Jeol, Japan), оснащенных комбинированной системой электронно-зондового микроанализа и устройством прямого измерения силы тока электронного зонда.

Новониколаевское месторождение относится к Новониколаевскому рудному району и находится на территории Варненского муниципального района Челябинской области в 10 км на юго-юго-запад от Михеевского медно-порфирикового месторождения. В структурном плане относится к западному крылу Михеевской грабен-синклинали, которая осложнена субмеридиональным магмо- и рудоконтролирующим Тарутинско-Джетыгаринским разломом. В геологическом строении месторождения принимают участие позднедевонские известняки, базальты, алевролиты и песчаники, прорванные Михеевским диорит-

порфиритовым, Ульяновским дацит-риодацитовым и, предположительно, Дружинским ультрабазитовым комплексами (D_3-C_1) [Тевелев и др., 2018]. Оруденение представлено субмеридиональным линейным штокверком, образованным кварц-карбонат-хлоритовыми прожилками, вкрапленностью и мелко-гнездовыми агрегатами пирита и халькопирита. Породы месторождения интенсивно окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы.

К магматическому этапу относится внедрение Михеевского и Ульяновского комплексов и тел серпентинизированных ультрабазитов, предположительно, Дружинского комплекса. К рудным минералам этого этапа относятся хромит и ильменит, являющиеся типичными акцессорными минералами ультраосновных и основных-средних изверженных пород, соответственно. Хромит окаймляется гранатом андрадит-гроссулярового ряда. Ильменит замещается лейкоксеном, а затем рутилом, редко с ксеноморфным пиритом первой генерации (Py-I).

В гидротермальном этапе можно выделить четыре стадии: скарновую, постскарновую, сульфидно-оксидную и сульфидно-теллуридную. В скарновую стадию образовались гранат и пироксен. Скарнирование происходило по вмещающим изверженным породам и известнякам. Зональный гранат гроссуляр-андрадитового ряда представлен катаклазированными шестиугольными кристаллами размером до 0.5 мм и зернистыми агрегатами. Диопсид обнаружен под электронным микроскопом и образует реликтовые зерна размером до 10 мкм, почти полностью замещенные кальцитом.

В постскарновую стадию происходило замещение минералов эпидотом, хлоритом-I, кварцем-I и кальцитом. Хлорит-I совместно с пиритом-I и рутилом замещает, предположительно, магматический амфибол, который часто сохраняет реликтовую ромбовидную форму кристаллов. Иногда встречаются игольчатые вростки рутила в хлорите, что свидетельствует о замещении биотита. С хлоритом-I связано образование апатита, титанита и монацита. Апатит имеет ксеноморфную, гипидиоморфную призматическую или гексагональную форму, контактирует с хлоритом-I и кварцем, который развивается по трещинам в нем, а также кальцитом, который его корродирует. Апатит замещает реликтовый ильменит и гранат. Монацит встречается в виде изометричных микровключений в апатите. Титанит, замещающий гранат и контактирующий с хлоритом, рутилом и кварцем, видимо, также образовался в постскарновую стадию. Безрудный кварц-I замещает минералы скарнов, развиваясь в интерстициях между гранобластами граната, образуя прожилки и докинематические порфиробласты в сланцах и хлорит-карбонат-кварц-серицитовых метасоматитах. Кальцит замещает гранат и пироксен в скарнах совместно с кварцем-I.

В сульфидно-оксидную стадию образовались прожилки безрудного пламенеvidного карбоната, по которым развиты более поздние хлорит-кварц-карбонатные прожилки. Рудные минералы этой стадии представлены пиритом, арсенопиритом, касситеритом и магнетитом. По всей видимости, их появление связано с кварц-хлоритовыми изменениями. В эту стадию пирит образует две генерации: ксеноморфный или гипидиоморфный пирит-II, связанный с хлоритом-II, и гипидиоморфный или идиоморфный пирит-III, связанный с кварцем-II. Степень корродированности пирита двух генераций зачастую зависит от количества в прожилках более позднего, чем кварц и хлорит, карбоната, из-за которого и происходит коррозия минерала. Арсенопирит также корродируется карбонатом и контактирует с гипидиоморфным пиритом-III. Касситерит обнаружен в виде идиоморфных (реже гипидиоморфных и ксеноморфных) изометричных бипирамидальных зерен, которые ассоциируют с кварцем в карбонат-кварц-хлоритовых прожилках. Реже контактируют с хлоритом и встречаются в трещинах в пирите совместно с халькопиритом. Размер кристаллов касситерита составляет в поперечнике 10 мкм. Магнетит образует прожилковидные выделения, развиваясь совместно с идиоморфным пиритом-III и халькопиритом.

В сульфидно-теллуридную стадию образовалась большая часть сульфидов и теллуридов. Зеленоватый теннантит, имеющий гипидиоморфную и ксеноморфную форму кристаллов, видимо, является наиболее ранним минералом этой стадии. В виде кайм обрастания по нему развиваются более поздние сульфиды, такие как халькопирит, сфалерит и галенит. Также теннантит выполняет трещины в пирите совместно со сфалеритом и халькопиритом. Пирротин чаще всего встречается в виде мелких пойкилитовых вростков в пирите вместе с халькопиритом и сфалеритом. В сфалерите часто встречается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Галенит образует ксеноморфные кристаллы и тяготеет к центру друзовидных прожилков по пириту с халькопиритом, сфалеритом, которые развиваются по зальбандам. Сероватый или бледно-зеленоватый тетраэдрит представлен ксеноморфными выделениями, развивающимися по пириту и халькопириту. Встречены очень мелкие (менее 1 мкм) изометричные In-содержащие минералы с Fe, Cu, Sn и S, развивающиеся по трещинам в пирите или образующие в нем вростки. Крайне малый размер зерен не позволяет надежно рассчитать формулу минерала. Вероятно, позднее сульфидов происходило образование теллуридов Hg, Bi и Ag. Гессит размером до 1 мкм имеет ровные очертания граней и расположен в хлоритовом прожилке по пириту. Цумоит образует ксеноморфные зерна размером от 1 до 30 мкм, иногда с ровными гранями, и связан с кварц-доломитовыми прожилками, часто выполняя трещины в пирите или образуя в нем пойкилитовые вростки. Единственное выделение колорадоита имеет удлиненную форму до 10 мкм длиной, ксеноморфные очертания и выполняет трещину в пирите.

В гипергенный этап образовались борнит и халькозин. Халькозин образует каемки вокруг халькопирита или полностью замещает его. Борнит контактирует с халькопиритом и халькозином.

Таким образом, на Новониколаевском месторождении выделено три основных этапа минералообразования (от раннего к позднему): магматический, гидротермальный (скарновая, постскарновая, сульфидно-оксидная и сульфидно-теллуридная стадии) и гипергенный. Продуктивное оруденение связано с сульфидно-оксидным и сульфидно-теллуридными стадиями гидротермального этапа. Сульфидно-оксидная стадия связана с кварц-хлоритовыми изменениями и образованием пирита, магнетита и касситерита. Сульфидно-теллуридная стадия связана с кварц-карбонат-серицитовыми изменениями и образованием разнообразных сульфидов и теллуридов. Находки теллуридов известны в рудах Михеевского месторождения [Plotinskaya et al., 2018; Горбунов и др., 2019]. На Новониколаевском месторождении теллуриды найдены впервые.

Возможность образования скарнов, приуроченных к медно-порфировым системам, обосновано в работе [Silitoe, 2010], и само наличие скарнов на месторождении позволяет отнести Новониколаевское месторождение к скарново-медно-порфировому типу. При этом скарнирование является предрудным процессом, а рудообразование в гидротермальный этап связывает месторождение с плутоногенным гидротермальным типом.

Автор выражает благодарность научным руководителям А.А. Бурмистрову (МГУ) и О.Ю. Плотинской (ИГЕМ РАН), руководству ОАО «Михеевский ГОК», сотрудникам лаборатории локальных методов исследования вещества МГУ и лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН за проведение микророндового анализа.

Литература

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, 2019. С. 41–44.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 175 с.

Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S. et al. Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting // *Ore Geology Reviews*. 2018. Vol. 94. P. 239–260.

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

А.С. Целуйко

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

Рудные фации Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал (научный руководитель – член-корр. РАН В.В. Масленников)

A.S. Tseluyko

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

Ore facies of the Yubileynoe massive sulfide deposit, South Urals

Abstract. The mineralogical-geochemical and textural-structural features of ore facies of the Yubileynoe deposit in the South Urals are described. The geochemical zonality and chemical features of sulfides of hydrothermal chimneys are similar with those of modern gray smokers of the western part of the Pacific Ocean. Diagenetic and catagenetic varieties of sulfides differ from hydrothermal sulfides in content of trace elements including the increasing content of elements of “high-temperature” association in pyrite.

В предшествующие десятилетия изучение колчеданных месторождений многими исследователями привело к пониманию связи магматизма и вулканизма с колчеданообразованием, и показана зависимость минералогических особенностей руд от состава определенных вулканогенных и осадочных формаций. Важным этапом изучения минералогических особенностей колчеданных месторождений стало обоснование важной роли метаморфизма в преобразованиях руд [Ярош, 1973; Викентьев, 2004]. Вместе с тем, еще на раннем этапе изучения колчеданных месторождений А.Н. Заварицкий [1943] подчеркивал, что их особенности связаны не только с процессами динамометаморфизма, но и первичными процессами рудоотложения. С годами появилось новое направление исследований, связанное с выявлением первичных генетических признаков колчеданных руд, в том числе, с привлечением данных по современному колчеданообразованию в сульфидообразующих системах черных курильщиков [Шадлун, 1991; Зайков, 2006; Масленникова, Масленников, 2007].

Седиментационные колчеданные залежи стали объектами рудно-фациального анализа, который наследует метод текстурно-структурного анализа колчеданных руд [Шадлун, 1991]. Под рудной фацией понимается закономерно расположенная часть рудного тела, которая отличается от другой части по текстурным, структурным, минералогическим, геохимическим и другим генетическим признакам, отражающим обстановку и условия рудообразования [Масленников, Зайков, 2006]. Рудно-фациальное направление исследований является актуальным, поскольку его комплексные результаты служат основой для выяснения причин разнообразия месторождений колчеданного семейства.

Цель данного исследования – выяснение минералого-геохимических особенностей рудных фаций Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале в зависимости от условий локализации и эволюции рудных отложений. Задачи включали: 1) определение позиции рудных фаций в рудной залежи и выявление их текстурно-структурных и минералогических особенностей; 2) выявление особенностей минералого-геохимической зональности различных минеральных типов гидротермальных труб; 3) оценку влияния постседиментационных преобразований на химический состав сульфидов в рудокластических и околорудных кремнистых отложениях.

На Юбилейном месторождении обнаружены разнообразные донные гидротермальные, гидротермально-биогенные и кластогенные сульфидные отложения, а также продукты их придонного и гидротермального преобразования, характеризующиеся своими текстурно-структурными и минералогическими особенностями и занимающие закономерное положение в строении разрушенного сульфидного холма.

Картирование карьера с составлением литологических колонок Второй рудной залежи позволило реконструировать ее как сульфидный холм, имеющий типичную рудно-фациальную зональность. Массивные гидротермально-преобразованные руды тяготеют к ядру и подошве Второй рудной залежи. Среди массивных руд в верхней части рудной залежи встречены участки с реликтами древних гидротермальных построек – донных гидротермальных сульфидных отложений, представленных гидротермальными трубами, сульфидными корками, диффузерами и их линзами.

В рудах Второй залежи гидротермальные трубы размером 2–12 см различной степени сохранности залегают в положении *in situ*, а также в составе грубообломочных сульфидных отложений. В зависимости от минерального состава сульфидные трубы подразделяются на пирит-халькопиритовые, пирит-сфалерит-халькопиритовые и пирит-сфалеритовые, образующие непрерывный ряд, в котором возрастает количество сфалерита и галенита при сокращении относительного содержания халькопирита. В сульфидах труб часто отмечаются микровключения галенита, минералов блеклых руд, самородного золота, колорадоита, теллурувисмутита и штюцита.

В непосредственной близости от сульфидных диффузеров и гидротермальных труб в колломорфных кварц-кальцит-пиритовых рудах обнаружены скопления оруденелых биоморфов по трубчатым червям. На склонах реконструированного сульфидного холма залегают крупнообломочные сульфидные брекчии. На выклинках они сменяются гравийно-песчаными и алевро-песчаными сульфидными турбидитами и диагенитами, переслаивающимися с сульфидсодержащими кремнистыми алевропелитами. Сульфидные брекчии состоят из фрагментов массивных кристаллически-зернистых руд, колломорфных корок, гидротермальных сульфидных труб и диффузеров и фрагментов оруденелой фауны хорошей сохранности. Акцессорные минералы в рудокластитах наследуют состав исходных гидротермальных руд, т. е. они могут быть как обогащены, так и обеднены акцессорными минералами.

Алевро-песчаные и гравийно-песчаные сульфидные турбидиты гораздо более преобразованы, чем сульфидные брекчии. Степень преобразования увеличивается в тонкообломочных слоях. Зависимость степени преобразования сульфидных турбидитов от мощности их слоев и, соответственно, гранулометрии свидетельствует в пользу доминирования придонного характера преобразований с формированием диагенитов [Сафина, Масленников, 2009].

Обломки гидротермальных сульфидов в тонкообломочных сульфидных турбидитах почти полностью растворены. Иногда после структурного травления в пирите обнаруживаются реликты колломорфного и дендритовидного строения. На начальной стадии преобразования,

которая рассматривается как диагенетическая, появляются пиритовые фрамбоиды, радиальные и массивные тонкозернистые пиритовые конкреции, псевдоморфозы халькопирита по агрегатам колломорфного пирита. Редко обнаруживается сдвойникованный аутигенный сфалерит. На следующей стадии появляются субгедральные и эвгедральные кристаллы незонального пирита, которые, как и псевдоморфозы микрозернистого халькопирита, встречаются в отложениях современных гидротермальных полей [Сафина, Масленников, 2009; Русаков и др., 2015]. Появляются новые генерации самородного золота, теллуридов и минералов группы блеклых руд. Стадия субмаринного гипергенеза сульфидных брекчий в некоторых случаях сопровождалась появлением борнита и колусита. Полное окисление обломочных сульфидов при смешении с пелитовыми илами привело к формированию гематит-кремнистых госсанитов – продуктов гальмиролиза сульфидно-гиалокластитовых смесей.

На месторождении обнаружены фрагменты гидротермальных труб, которые по геохимической зональности и типохимизму сульфидов являются близкими аналогами современных серых курильщиков, локализующихся в островодужных бассейнах Западной Пацифики. В минералогическом ряду труб по мере уменьшения количества халькопирита и увеличения объема сфалерита в сульфидах уменьшаются содержания элементов «высокотемпературной» ассоциации (Se, Bi, Te, Co), и возрастает роль элементов «низкотемпературной» ассоциации (Pb, Ni, Tl, As).

В ряду от пирит-халькопиритовых к существенно сфалеритовым гидротермальным трубам в колломорфном пирите снижаются медианные концентрации Se, Te, Bi и возрастают содержания Sb и Ag. С возрастанием количества сфалерита в сульфидных трубах в гидротермальном халькопирите уменьшаются концентрации Se, Te, Bi и Mo. Содержания Sn и Ag в халькопирите сфалеритсодержащих труб, наоборот, выше, чем в пирит-халькопиритовых разновидностях. Повышенные концентрации Co в колломорфном пирите и Se в халькопирите могут быть признаком высоких температур гидротермальных флюидов, формировавших пирит-халькопиритовые трубы курильщиков [Butler, Nesbitt, 1999]. Содержание Se в халькопирите, образовавшемся по оболочке трубы ниже, чем в халькопирите крустификации канала трубы. Снижение концентраций Bi в ряду от халькопиритовых к существенно сфалеритовым гидротермальным трубам может быть связано с уменьшением температур минералообразования из-за различных температур переноса и отложения Cu и Zn в гидротермальном растворе [Monecke et al., 2016].

По мере преобразования сульфидных турбидитов в ряду от диагенетических к метагенетическим разновидностям пирита снижаются содержания элементов-примесей «низкотемпературной» ассоциации (Mn, Tl, Pb, As, Ag) и возрастает роль элементов «высокотемпературной» ассоциации (Se, Bi, Te, Co). Напротив, в халькопирите и сфалерите на стадии диагенеза увеличивались содержания элементов-примесей по сравнению с рудокластами, а затем на стадии метагенеза содержания большинства элементов-примесей существенно снижались, особенно в динамометаморфическом халькопирите.

В кремнистых алевропелитах рудоконтролирующего вулканогенно-осадочного горизонта Юбилейного месторождения обнаружены зональные вкрапленники пирита, которые, так же как и сульфидные рудокласты, эволюционируют с последовательным образованием тонкозернистых пиритовых конкреций, их частичным замещением халькопиритом, пирротинном и сфалеритом в ассоциации с теллуридами и самородным золотом и последующим обрастанием метагенными каймами субгедрального пирита. В конкрециях выявляются, как минимум, две-три геохимические зоны, отражающие стадии минералообразования: диагенетическое ядро характеризуется высокими содержаниями как халькофильных, так и литофильных элементов, тогда как метагенетическая оболочка как

обеднена, так и спорадически обогащена элементами-примесями высокотемпературной ассоциации (Se, Bi и Te, Co и Au).

Работа выполнена при поддержке государственного задания ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН «Геохимия минералогенеза в рудообразующих системах древних и современных островоужно-океанических комплексов».

Литература

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1943. № 3. С. 3–18.

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. 2-е изд. М.: Наука, 2006. 429 с.

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

Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 317 с.

Русаков В.Ю., Рыженко Б.Н., Рощина И.А. и др. Девонские рудокластические турбидиты на примере медноколчеданного месторождения «Молодежное» (Южный Урал) // Геохимия. 2015. № 7. С. 624–650.

Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

Шадлун Т.Н. О некоторых сростаниях сульфидов, характерных для современных океанических и древних колчеданных руд // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 110–117.

Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973

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

Monecke T., Petersen S., Hannington M.D. et al. The minor element endowment of modern sea-floor massive sulfides and comparison with deposits hosted in ancient volcanic successions // Economic Geology. 2016. Vol. 18. № 8. P. 245–306.

Е.Е. Амплиева¹, Е.В. Ковальчук^{1,2}, Вл.Б. Комаров^{1,3}

*¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
Amplieva@igem.ru*

² – Российский геологоразведочный университет, г. Москва, Россия

³ – Российский университет дружбы народов, г. Москва, Россия

Состав сфалерита Подольского колчеданного месторождения (Южный Урал)

Е.Е. Amplieva¹, E.V. Kovalchuk^{1,2}, V.I.B. Komarov^{1,3}

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

² – Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russia

³ – RUDN University, Moscow, Russia

Composition of sphalerite of the Podolskoe VMS deposit (South Urals)

Abstract. The Podolskoe VMS deposit of the Urals type is localized in the eastern part of the Buribay ore district, West Magnitogorsk zone of South Urals. Pyrite, chalcopyrite, and sphalerite are major ore minerals; tennantite, galena, marcasite, and bornite are less abundant. Sphalerite is the main Zn mineral of ores. Sphalerite of the Podolskoe (as well as satellite East Podolskoe) deposits is studied using LA-ICP-MS. The sphalerite grains are subdivided into two groups according to its Fe content: 260–530 and 1100–5150 ppm. The Mn, Cd and In content are 4–43, 2000–3166, and 10–86.5 ppm, respectively. The Co, As, Bi, Mn, Pb, Sb, Se, Sn, Ru, Te and Au contents are below detection limit of the LA-ICP-MS.

Крупное Подольское медно-цинково-колчеданное месторождение уральского типа было открыто в 1971 г. [Прокин, 2010]. Месторождение локализовано в восточной части Бурибайского рудного района, в пределах Тубинско-Гайского пояса, расположенного в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала. Массивные и прожилково-вкрапленные рудные тела Подольского месторождения расположены на нескольких рудоносных уровнях. Главная залежь месторождения сложена массивными рудами пиритового, халькопирит-пиритового, сфалерит-халькопирит-пиритового и сфалерит-пиритового минеральных типов. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, второстепенные – теннантит, галенит, марказит, борнит, германит, рутил, ковеллин, гематит, магнетит, висмутин, пирротин, самородное золото. Нерудные минералы – кварц, барит, кальцит, хлорит, диксит, серицит, гипс, ангидрит [Прокин и др., 1979; Серавкин, Косарев, 1983; Косарев и др., 2017].

Сфалерит является основным цинксодержащим минералом руд. Он также является важным носителем широкого спектра попутных элементов-примесей. В ряде месторождений сфалерит может содержать значимые концентрации Cd, Ga, Ge, In и Ag [Cook et al., 2009]. Агрегаты сфалерита в рудах Подольского месторождения разнообразны как по размерам, так и по морфологии. Сфалерит встречается в виде тонких и сложных сростаний с рудообразующими сульфидами, в виде самостоятельных ксеноморфных зерен и их скоплений, а также образует прожилки. Обнаружена цинковая вкрапленная руда, сложенная преимущественно сфалеритом, который представлен отдельными относительно крупными зернами (1.0–1.5 мм) и их агрегатами. При микроскопическом изучении установлено, что зерна трещиноваты, границы зерен извилистые, местами зубчатые. Характерной особенностью сфалерита являются эмульсиевидные включения халькопирита, редко превышающие 1 мкм. Они разнообразны по формам и типам распределения. Распределение включений халькопирита часто носит закономерный характер – они образуют полосы, распределяющиеся

параллельно зонам роста, подчеркивая внутреннее строение кристаллов сфалерита. Наряду с зональным, в некоторых сфалеритовых зернах отмечается равномерное распределение мельчайших включений халькопирита.

Сфалерит из руд Подольского и Восточно-Подольского месторождений был изучен методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) в ЦКП ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми и одним энергодисперсионным кристаллами при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА и диаметре пучка 1 мкм (аналитик Е.В. Ковальчук). Анализ проводился по профилям, проходящим через «чистые» и «зараженные» халькопиритом участки сфалерита, а также в зернах без эмульсиевидных включений халькопирита. Впервые сфалерит Подольского месторождения был также изучен методом ЛА-ИСП-МС в ЦКП ИГЕМ РАН по методике [Тонкачев и др., 2019] для определения содержаний и распределения Ag, As, Bi, Cd, Co, Cu, Fe, In, Mn, Ni, Pb, Sb, Se, Sn, Ru, Te и Au.

По данным РСМА, содержание Fe в различных зернах сфалерита Подольского месторождения составляет 0.04–3.29 мас. % (в 90 % анализов не превышает 1 мас. %). Содержание Cu незначительное: в большей части анализов не превышает 1 мас. %. Содержание Cd варьирует от 0.03 до 0.5 мас. %. Содержание In не превышает 0.10 мас. % (предел обнаружения метода – 0.05 мас. %).

По данным ЛА-ИСП-МС, Fe также присутствует во всех проанализированных зернах сфалерита. По содержанию Fe определены две группы составов: 260–530 и 1100–5150 г/т. Содержание Mn в сфалерите колеблется от 4 до 43 г/т, что, в целом, характерно для природного сфалерита различных месторождений. Содержание Cd в сфалерите варьирует от 2000 до 3166 г/т, In – от 10 до 86.5 г/т. Серебро также обнаружено во всех исследованных образцах, но в незначительных количествах: его содержание в 90 % анализов не превышает 50 г/т. Содержания Co, As, Bi, Mn, Pb, Sb, Se, Sn, Ru, Te и Au находятся на пределе обнаружения метода LA-ICP-MS либо ниже его.

Литература

Косарев А.М., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. Субщелочной и известково-щелочной вулканизм раннеэйфельского возраста и связанное с ним колчеданное полиметаллическое оруденение в Магнитогорской мегазоне Южного Урала // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 29–58.

Прокин В.А. Открытие медноколчеданных месторождений в Башкортостане // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. 2010. № 15. С. 96–99.

Прокин В.А., Болотин Ю.А., Шигарев В.Г., Исмагилов М.И. Подольское медноколчеданное месторождение на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 1979. Т. 21. № 5. С. 3–17.

Серавкин И.Б., Косарев А.М. Палеовулканическая история формирования Подольского рудного поля и месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1983. Т. 25. № 5. С. 72–86.

Тонкачев Д.Е., Чареев Д.А., Абрамова В.Д. и др. Механизм вхождения Au в In-, Fe- и In-Fe-содержащие синтетические кристаллы сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Литосфера. 2019. Т. 19. № 1. С. 148–161.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A. et al. Trace and minor elements in sphalerite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73. P. 4761–4791.

Оценка перспективности магматических пород на порфировое Cu-Mo-Au оруденение по составу биотита на примере шахтаминского интрузивного комплекса, Восточное Забайкалье

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

V.S. Vesnin
Sobolev Institute of Geology and Mineralogy UB RAS, Novosibirsk, Russia

Evaluation of potential of igneous rocks for porphyry Cu-Mo-Au mineralization based on the composition of biotite: example of the Shakhtama intrusive complex, Eastern Transbaikalia

Abstract. Biotite of igneous rocks of the Shakhtama complex (Eastern Transbaikalia) has a similar chemical composition. Biotite of fertile rocks has a high MgO content. The IV(F) and IV(Cl) diagram is unsuitable for the discrimination of biotite of fertile and barren rocks of the Shakhtama complex.

Мо-порфировое Шахтаминское и Cu-Au-Fe скарново-порфировое Быстринское месторождения генетически связаны с магматическими породами шахтаминского комплекса. Вмещающими породами для гранитоидов Шахтаминского массива одноименного месторождения выступают пермские гранодиориты ундинского комплекса (SHP) и терригенные отложения нижней юры. Порфировидные граниты ранней фазы шахтаминского комплекса (породы рамы, SEP) прорваны серией более мелких штокоподобных тел порфировидных гранитов (SLP1-2) и гранодиорит-порфиров третьей фазы (SLP3-5). Площадь Быстринского месторождения сложена терригенно-карбонатными отложениями раннекембрийского, среднедевонского и средне-мезозойского возраста. Осадочные породы прорываются магматическими породами шахтаминского комплекса, в которых выделяется Быстринский массив – ранняя фаза, представленная монцонитами (BEP), прорвана более мелкими штоками монцонит-порфиров (BLP1), а также гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров поздней фазы (BLP2-5).

Для выявления ореолов распространения промышленной минерализации в пределах пород шахтаминского комплекса могут быть использованы минералы-индикаторы в магматических породах. Наиболее популярными минералами являются циркон и апатит. Изучению биотита посвящено меньше работ, при этом биотит устойчив в широком диапазоне давлений и температур [Yavuz, 2003], а его состав зависит от валового состава родительского расплава [Nash, Crecraft, 1985]. Некоторые исследователи пытались использовать химический состав биотита, чтобы отличить потенциально рудоносные граниты от безрудных [Zhang et al., 2001; Rasmussen, Mortensen, 2013; Azadbakht et al., 2020].

На основе валового состава пород и особенностей состава циркона, к рудоносным на Быстринском месторождении отнесены штоки гранодиорит-порфиров поздней фазы (BLP2-5), в то время как на Шахтаминском месторождении – один шток гранодиорит-порфиров (SLP4) [Nevolko et al., 2021]. Данное исследование акцентирует внимание на особенностях состава биотита из пород связанных с Мо-порфировой и Cu-Au-порфировой минерализацией. Главной задачей является проверка критериев разделения рудоносных и безрудных пород по составу магматического биотита.

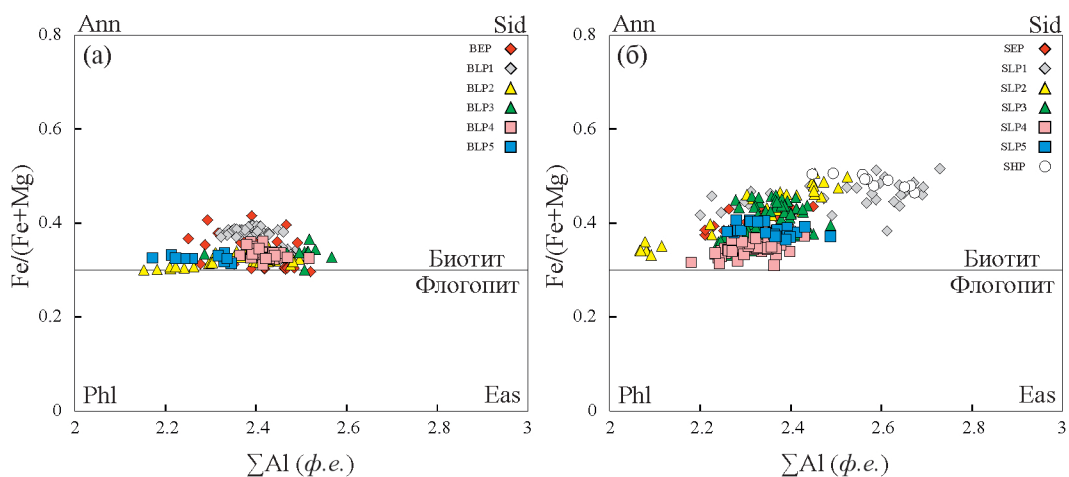


Рис. 1. Классификация биотита Быстринского (а) и Шахтаминского (б) месторождений на диаграмме $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+}) - \Sigma Al$ (ф. е.) [Rieder et al., 1998].

Ann – аннит, Sid – сидерофиллит, Phl – флогопит, Eas – истонит. BEP – монцониты ранней фазы шахтаминского комплекса Быстринского месторождения; BLP – поздняя фаза шахтаминского комплекса Быстринского месторождения (BLP1 – монцонит-порфиры, BLP2-5 – гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры); SHP – вмещающие гранодиориты ундинского комплекса Шахтаминского месторождения; SEP – порфиroidные граниты ранней фазы шахтаминского комплекса одноименного месторождения; SLP – поздняя фаза шахтаминского комплекса одноименного месторождения (SLP1-2 – порфиroidные граниты, SLP3-5 – гранодиорит-порфиры). Цифры обозначают номера штоков, например, BLP1 – первый шток поздней фазы шахтаминского комплекса Быстринского месторождения.

Изучены образцы магматических пород, отобранных из массивов и мелких штоков в районе Шахтаминского и Быстринского месторождений, предоставленные научным руководителем, и штучные пробы, отобранные автором в рамках производственной практики в 2021 г. Биотит отобран из 36 проб ранних и поздних фаз шахтаминского и вмещающего ундинского комплекса, проявленных на обоих месторождениях. Образцы дробились на щековой дробилке в несколько этапов. После расситовки зерна биотита отбирались вручную и монтировались в эпоксидные шашки с последующей полировкой до вскрытия минерала. Зерна анализировались по схеме край-центр-край. Химический состав определен в Центре многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на микрозондовом анализаторе JEOL JXA 8230 (Jeol, Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка 40–70 нА, диаметре пучка электронного зонда 2 мкм, времени считывания 20 с для пиков и 10 с для фона. Используются следующие стандарты: альбит (Si, Na), пироп O-145 (Al, Fe, Mg), ортоклаз 359-1 (K), хромит УВ-126 (Cr), ильменит ГФ-55 (Ti), F-флогопит (F), Cl-апатит (Cl), IGEM_3 (Mn), голубой диопсид (Ca).

В изученных породах биотит не характеризуется вторичными изменениями. Согласно классификации Международной минералогической ассоциации [Rieder et al., 1998], минерал представлен промежуточными членами серии аннит-сидерофиллит (рис. 1). Химический состав биотита представлен в таблице. Несмотря на значительные перекрытия в содержаниях большинства компонентов, выделяются некоторые особенности. Так, для Шахтаминского месторождения наибольшие содержания MgO зафиксированы в биотите рудоносного штока гранодиорит-порфиров поздней фазы SLP4 (15.99 ± 0.63 мас. %). Биотит из безрудных пород характеризуется более низкими средними содержаниями MgO со значительным перекрытием (13.74 ± 0.86 , 11.52 ± 0.89 , 13.21 ± 1.77 , 14.24 ± 1.21 и 14.7 ± 0.37 мас. % для SEP, SLP1,

Химический состав биотита Шахтаминского и Быстринского месторождений (мас. %)

Шахтаминское месторождение														
n	SHP		SEP		SLP1		SLP2		SLP3		SLP4		SLP5	
	10		20		30		30		80		40		30	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	36.73	0.34	38.02	0.82	39.01	0.83	38.82	1.14	38.23	0.48	38.40	0.56	38.18	0.35
Al ₂ O ₃	14,34	0.42	13.06	0.38	14.10	0.92	13.12	0.78	13.35	0.33	13.18	0.30	13.36	0.30
TiO ₂	3,33	0.56	3.84	0.26	2.79	0.36	2.99	0.42	3.64	0.53	3.40	0.20	3.51	0.15
FeO	19,84	0.51	16.90	0.49	17.37	0.79	17.29	1.62	16.57	1.16	15.01	0.62	16.29	0.48
MgO	11,63	0.52	13.74	0.86	11.52	0.89	13.21	1.77	14.24	1.21	15.99	0.63	14.70	0.37
Cr ₂ O ₃	0,07	0.03	0.15	0.12	0.05	0.03	0.08	0.07	0.16	0.13	0.16	0.09	0.16	0.11
MnO	0,54	0.03	0.24	0.04	0.72	0.35	0.59	0.28	0.16	0.09	0.13	0.04	0.17	0.04
CaO	0,01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
Na ₂ O	0,12	0.05	0.16	0.06	0.25	0.08	0.24	0.10	0.13	0.04	0.16	0.05	0.23	0.07
K ₂ O	8,82	0.47	9.53	0.16	9.56	0.20	9.66	0.17	9.33	0.25	9.47	0.35	9.00	0.58
F	0,76	0.11	1.16	0.39	3.14	0.68	3.13	0.43	0.87	0.17	1.24	0.13	0.70	0.09
Cl	0,19	0.05	0.25	0.06	0.21	0.04	0.19	0.03	0.18	0.05	0.18	0.03	0.14	0.03
Σ	96,36	0.87	97.07	1.36	98.71	1.30	99.32	1.34	96.86	0.87	97.34	1.01	96.46	1.01

Быстринское месторождение												
n	BEP		BLP1		BLP2		BLP3		BLP4		BLP5	
	30		50		50		10		30		10	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	38.11	0.84	38.17	0.37	38.97	0.73	38.22	0.58	38.60	0.33	39.78	0.47
Al ₂ O ₃	13.86	0.59	13.62	0.36	13.66	0.46	14.20	0.48	13.89	0.21	13.28	0.41
TiO ₂	5.44	0.40	3.23	0.31	2.82	0.17	2.97	0.14	2.99	0.15	3.55	0.12
FeO	13.84	1.11	15.73	0.79	14.00	0.44	14.33	0.51	14.41	0.46	14.23	0.24
MgO	15.12	1.35	14.85	0.76	16.27	0.54	15.90	0.72	16.07	0.44	16.54	0.51
Cr ₂ O ₃	0.30	0.08	0.12	0.05	0.31	0.06	0.14	0.05	0.33	0.08	0.17	0.04
MnO	0.10	0.03	0.12	0.05	0.09	0.03	0.09	0.03	0.11	0.02	0.10	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.01
Na ₂ O	0.16	0.09	0.12	0.04	0.13	0.05	0.12	0.03	0.12	0.04	0.09	0.02
K ₂ O	9.15	0.31	9.51	0.15	9.09	0.27	8.95	0.29	9.26	0.27	9.24	0.44
F	0.33	0.08	0.89	0.08	0.46	0.12	0.42	0.05	0.41	0.08	1.32	0.10
Cl	0.28	0.10	0.16	0.03	0.20	0.04	0.32	0.05	0.15	0.03	0.17	0.01
Σ	96.69	1.93	96.52	0.81	96.00	0.85	95.65	1.16	96.34	0.62	98.48	1.26

Примечание. \bar{x} – выборочное среднее, σ – среднеквадратичное отклонение выборки. Полу жирным шрифтом выделены рудоносные штоки.

SLP2, SLP3 и SLP5, соответственно). Минимальное содержание MgO установлено в биотите из вмещающих амфибол-биотитовых гранодиоритов ундинского комплекса (SHP 11.63 ± 0.52 мас. %). Для порфировидных гранитов SLP1-2 отмечаются наибольшие содержания F и MnO среди всех изученных пород.

В биотите рудоносных штоков Быстринского месторождения (BLP2-5) содержания MgO выше, чем в биотите безрудного штока BLP1. Для биотита монзонит-порфиров ранней фазы (BEP) характерны повышенные содержания TiO₂ и Cl (0.6 ± 0.04 и 0.28 ± 0.1 мас. %, соответственно) и наименьшие содержания F (0.33 ± 0.08 мас. %) с подобными содержаниями

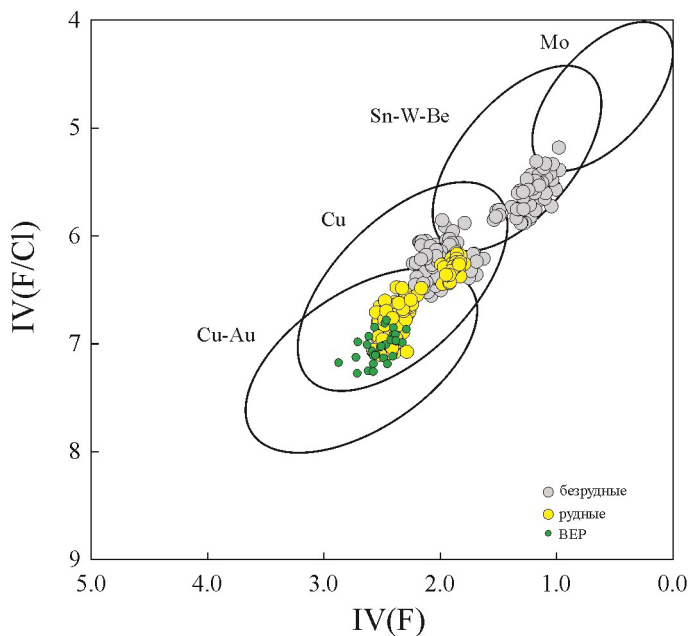


Рис. 2. Коэффициенты захвата $IV(F)$ – $IV(F/Cl)$ в биотите Шахтаминского и Быстринского месторождений, отражающие содержание галогенов в биотите.

Поля Cu, Sn-W-Be и Mo-порфиров приведены согласно [Munoz, 1984].

ями MgO в биотите рудоносных штоков (BLP2-5). Повышенное содержание Cl отмечено в биотите гранодиорит-порфиров поздней фазы BLP3 (0.32 ± 0.5 мас. %). Содержание F – наибольшее в биотите гранодиорит-порфиров BLP1 и BLP5 (0.89 ± 0.08 и 1.32 ± 0.1 мас. %, соответственно).

Для оценки степени активности галогенов могут быть использованы независимые от температуры и давления коэффициенты захвата F ($IV(F)$), Cl ($IV(Cl)$) и их отношения ($IV(F/Cl)$) в слюдах разного состава [Munoz, 1984]. Коэффициенты захвата $IV(F)$, $IV(Cl)$ и $IV(F/Cl)$ для биотита рассчитаны по уравнениям из работы [Munoz, 1984]. Более низкие коэффициенты захвата $IV(F)$ биотита коррелируют с более высоким обогащением F во флюиде, а более низкие коэффициенты захвата $IV(Cl)$ биотита соответствуют более высокому обогащению Cl во флюиде. Например, высокие значения $IV(F)$ наблюдаются в богатом Mg биотите из порфирового Cu-Mo месторождения Хафтчешмен [Sallet, 2000]. На дискриминационной диаграмме $IV(F)$ – $IV(F/Cl)$ точки состава биотита Шахтаминского и Быстринского месторождений из рудоносных штоков и безрудных пород попадают в поле Cu и Cu-Au порфиров (рис. 2). Часть точек из образцов, не связанных с оруденением, попадает в поле Sn-W-Be порфиров. Биотит рудных штоков характеризуется низкими значениями $IV(F)$ и $IV(F/Cl)$, что говорит об обогащении F и Cl флюидной фазы.

Таким образом, биотит из пород, с которыми связано порфировое оруденение, характеризуется более высокими содержаниями MgO в отличие от биотита из безрудных пород. Диаграмма, основанная на коэффициентах захвата $IV(F)$ и $IV(Cl)$, непригодна для дискриминации Mo-порфирового и Cu-Au-порфирового оруденения пород шахтаминского комплекса из-за сильного перекрытия полей состава биотита рудоносных и безрудных пород.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400237-8.

Литература

- Azadbakht Z., Lentz D.R., McFarlane C.R., Whalen J.B.* Using magmatic biotite chemistry to differentiate barren and mineralized Silurian–Devonian granitoids of New Brunswick, Canada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2020. Vol. 175(7). 69.
- Munoz J.L.* F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 1984. Vol. 13(1). P. 469–493.
- Nash W.P., Crecraft H.R.* Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. Vol. 49(11). P. 2309–2322.
- 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. P. 104532.
- Rasmussen K.L., Mortensen J.K.* Magmatic petrogenesis and the evolution of (F:Cl:OH) fluid composition in barren and tungsten skarn-associated plutons using apatite and biotite compositions: case studies from the northern Canadian Cordillera // *Ore Geology Reviews*. 2013. Vol. 50. P. 118–142.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S. et al.* Nomenclature of the micas // *Clays and Clay Minerals*. 1998. Vol. 46. P. 586–595.
- Sallet R.* Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: applications of an improved F-OH biotite–apatite thermometer grid // *Lithos*. 2000. Vol. 50. P. 241–253.
- Yavuz F.* Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: part II—applications using the computer program Mica+ // *Computer Geosciences*. 2003. Vol. 29. P. 1215–1228.
- Zhang Q., Shao S., Pan J., Liu Z.* Halogen elements as indicator of deep-seated orebodies in the Chadong As–Ag–Au deposit, western Guangdong, China // *Ore Geology Reviews*. 2001. Vol. 18. P. 169–179.

**А.Ш. Шавкина¹, Н.В. Юркевич¹, С.Б. Бортникова¹,
С.С. Волынкин¹, О.Л. Гаськова², В.С. Артамонова³**

¹ – *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия;*
khusainovaas@ipgg.sbras.ru

² – *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

³ – *Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Поведение бария в экзогенных условиях на примере полиметаллических хвостохранилищ

**A.Sh. Shavekina¹, N.V. Yurkevich¹, S.B. Bortnikova¹,
S.S. Volynkin¹, O.L. Gaskova², V.S. Artamonova³**

¹ – *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

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

³ – *Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Supergene behavior of barium on example of sulfide tailing dumps

Abstract. The work studied the supergene behavior of barium during the evolution of a technogenic wastes on example of sulfide tailings of the Salair Ridge. Based on mineralogical and geochemical characteristics of tailings, the formation of authigenic barite is suggested and the Ba sources in the water-rock system are assessed.

Введение. Цель работы заключается в построении геохимической модели поведения бария в ходе экзогенной эволюции техногенного вещества на основе минералого-геохимических характеристик хвостов обогащения полиметаллических руд, объясняющей образование вторичного (аутигенного) барита. *Объектами исследования* стали хвостохранилища полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля (Салаирский край, Кемеровская обл.): Ново-Урское и Талмовские Пески, которые обрабатывались в период 1930–1975 гг. на благородные (Au, Ag) и цветные (Cu, Zn, Pb) металлы методами гравитации, флотации и цианирования.

Минеральные ассоциации и химический состав минералов исследованы с помощью СЭМ Tescan Mira 3LMU (Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (ускоряющее напряжение электронного пучка 20 кВ; аналитики В.А. Даниловская, М.В. Хлестов, Н.С. Карманов). Содержания породообразующих и примесных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn, Ba) определены методом рентгенофлуоресцентного силикатного анализа (РФА) в аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН на спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd, США; аналитик Н.Г. Карманова).

Результаты. Ново-Урское хвостохранилище представлено кварц-баритовыми и барит-пиритовыми отвалами, в которых средние содержания BaO, по данным РФА, составляют 13 и 29 мас. %. Помимо остаточного барита в отвалах присутствуют его аутигенные разности. Цвет барита варьирует от молочно-белого, прозрачного до желтовато-белого. Зерна остаточного барита встречаются в виде обломков амебовидных форм, реже зерен таблитчатого габитуса, имеют размер 50–300 мкм, среди примесей отмечен Sr (до 0.71 мас. %). Новообразованный барит встречается в виде единичных зерен или округлых и вытянутых скоплений, или игольчатых кристаллов, размер варьирует от 1–2 мкм до более крупных агрегатов, которые слагают прожилки или скопления в кремнистом матриксе в ассоциации с плюмбоярозитом, ярозитом и ангидритом. Среди примесей отмечен Pb (до 6.30 мас. %), реже Fe (до 0.73 мас. %) и Sr (до 0.94 мас. %). Отмечены сростания барита с пиритом, галенитом, ярозитом, ангидритом и кварцем.

Отходы хвостохранилища Талмовские Пески можно разделить на первичные (неокисленные) и окисленные, в которых содержание BaO, по данным РФА, составляет 28 и 24 мас. %, соответственно. Среднее содержание BaO по разрезу составляет 25 мас. %. В хвостохранилище отмечены две разновидности барита, как в составе неокисленных, так и окисленных песков: 1) средние и мелкие обломки и зерна размером 100–300 мкм совместно с породообразующими минералами и сульфидами; 2) тонкозернистые, тонкодисперсные (1–50 мкм) зерна, которые образуют прослой и агрегаты с цементом из вторичных минеральных фаз. Барит преимущественно белый, реже бесцветный или рыжий за счет вторичных железистых фаз. Зерна извилистых, реже пластинчатых и таблитчатых форм. Встречаются массивные, однородные зерна, а также хрупкие, трещиноватые. Отмечены сростания барита с кварцем, доломитом, апатитом, сульфидами (пиритом, халькопиритом). Часто барит покрыт пленками плюмбоярозита $Pb_{0.5}Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$, смитсонита $ZnCO_3$, плюмбогуммита $PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot 2H_2O$ и пироморфита $Pb_3(PO_4)_3Cl$. В барите отмечены включения пирита, галенита, англезита и церуссита.

В системе «вода-порода» основными формами Ba являются ионы бария (Ba^{2+}), растворенные молекулы $BaSO_{4(aq)}$ и твердые фазы $BaSO_{4(solid)}$. Последние представлены, преимущественно, баритом и являются преобладающими формами в веществе отходов. Рассмотрим возможные источники Ba для полиметаллических хвостохранилищ и механизмы образования аутигенного барита.

1) Попадание в раствор ионов Ва при разрушении Ва-содержащих минералов. В хвостохранилищах примесь ВаО присутствует в полевых шпатах (до 1.5 мас. %), мусковите (до 3.1 мас. %) и вторичных пленках ярозитового состава (до 1.9 мас. %). Основными концентраторами Ва²⁺ являются минералы К вследствие близости их ионных радиусов [Бетехтин, 2007]. Согласно [Yurkevich et al., 2022] на Ново-Урском хвостохранилище содержание Ва в дренажных ручьях достигает 140 мкг/л.

2) Растворение барита с переходом в раствор ионов Ва и сульфата. Источником Ва²⁺ может являться тонкодисперсный неконсолидированный барит. Хотя барит считается инертным минералом, его растворимость в воде составляет 0.0015 г/л при нормальных условиях. Согласно работе [Перельман, 1989], растворимость частиц диаметром 0.1–0.5 мкм выше на 80 %. По результатам гранулометрического анализа, в отвалах окисленных руд Ново-Урского хвостохранилища около 11.5 % барита приходится на классы менее 5 мкм, а размер новообразованных зерен барита составляет 1–2 мкм. Отмечены активное растрескивание и диспергация остаточных зерен барита.

3) Переосаждение ВаSO_{4(solid)} при насыщении раствора ионами Ва и сульфатом. Хемогенное формирование барита наблюдается в морских условиях [Королев и др., 2012; Рубанов и др., 2020], где в результате выхода Ва-содержащих флюидов образуются ажурные постройки, сложенные баритом с характерной морфологией кристаллов. Процесс может быть связан с диффузионным просачиванием флюидов через толщу осадков, в результате чего происходит диагенетическое связывание Ва в зоне сульфатредукции остаточным сульфатом поровых вод, обогащенным тяжелым изотопом S.

Аналогичные процессы будут происходить в теле техногенных отвалов. В результате активного окисления пирита в верхних горизонтах отвала формируются сильноокислые сульфатные поровые воды, которые при взаимодействии с ионами Ва²⁺ образуют барит.

4) Биогенное переосаждение ВаSO_{4(solid)} в результате жизнедеятельности микроорганизмов. Ионы Ва являются биотоксичными. В ряде последних исследований показано, что микроорганизмы *Mycrococcus xanthus* [González-Munõz et al., 2003], *Idiomarina loihiensis*, *Marinobacter hydrocarbonoclasticus* и *Planomicrobium okeanokoites* [Martinez-Ruiz et al., 2018] могут осаждать барит. Диатомовые водоросли, цианобактерии и сульфатредуцирующие бактерии, образующие микробные маты, горячих источников Стинк-Спрингс (Юта, США) содержат барит [Bonny, Jones., 2007]. Биоаккумуляция и адсорбция Ва внеклеточным путем диатомовых водорослей обеспечивает насыщение баритом при литификации микробных матов и обуславливает его осаждение. Наличие диатомовых водорослей на Ново-Урском хвостохранилище показано в работе [Myagkaya et al., 2020]. Диатомеи являются постоянным компонентом микробиомов водных и наземных экосистем Салирского низкогорья и характеризуются быстрым расселением в техногенных субстратах [Артамонова, Бортникова, 2016].

Поскольку образование минералов происходит только в колониях живых бактерий, благоприятные условия для кристаллизации возникают в прямой зависимости от их метаболизма [González-Munõz et al., 2003]. В этой связи, механизмы биогенного баритообразования требуют глубокого комплексного изучения.

Заключение. В результате физико-химических процессов преобразования вещества на полиметаллических хвостохранилищах происходит аутигенное образование барита за счет хемогенных и биогенных процессов. В системе вода-порода основными формами Ва в веществе отходов являются: ионы бария (Ва²⁺), молекулы ВаSO_{4(aq)} и твердые фазы ВаSO_{4(solid)}. Последние представлены баритом и являются превалирующими формами в веществе отходов. Дополнительными источниками Ва являются полевые шпаты, слюдястые минералы и вторичные пленки ярозитового состава.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 23-27-00340 (<https://rscf.ru/project/23-27-00340/>).

Литература

- Артамонова В.С., Бортникова С.Б. Диатомовые водоросли в почвообразовании // Теоретическая и прикладная экология. 2016. № 2. С. 4–11.
- Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. М.: КДУ, 2007. 721 с.
- Королев Э.А., Умаров Н.Н., Хасанов Р.А. и др. Бариты терригенных комплексов верхнеюрских отложений западной части Республики Татарстан // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. 2012. Т. 154. № 3. С. 173–185.
- Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая Школа, 1989. 528 с.
- Рубан А.С., Рудмин М.А., Гершелис Е.В., Леонов А.А. Аутигенные минералы в донных осадках сиповых областей моря Лаптевых // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 7. С. 24–36.
- Bonny S.M., Jones Br. Diatom-mediated barite precipitation in microbial mats calcifying at Stinking Springs, a warm sulphur spring system in Northwestern Utah, USA // Sedimentary Geology. 2007. Vol. 194 (3–4). P. 223–244.
- González-Munõz M.T., Fernández-Luque B., Martínez-Ruiz Fr. et al. Precipitation of barite by *Mycococcus xanthus*: possible implications for the biogeochemical cycle of barium // Applied and Environmental Microbiology. 2003. Vol. 69(9). P. 5722–5725.
- Martinez-Ruiz F., Jroundi F., Paytan A. et al. Barium bioaccumulation by bacterial biofilms and implications for Ba cycling and use of Ba proxies // Nature Communications. 2018. Vol. 9(1). P. 1619.
- Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Zaikovskii V.I., Zhmodik S.M. Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: Authigenic mineralization (case study of Ursk sulfide tailings, Kemerovo region, Russia) // Journal of Geochemical Exploration. 2020. Vol. 211. Art. 106456.
- Yurkevich N., Osipova P., Tsibizov L. et al. Current state of the gold mining waste from the ores of the Ursk Deposit (Western Siberia, Russia) // Applied Science. 2022. Vol. 12. 10610.

А.Ш. Шавекина^{1, 2}, С.Б. Бортникова², С.С. Волюнкин²

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

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

Минералого-геохимические особенности техногенных отложений месторождения Хову-Аксы (Республика Тыва, Россия)

A.Sh. Shavekina^{1, 2}, Sv.B. Bortnikova², S.S. Volynkin²

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

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

Mineralogical and geochemical features of wastes of the Khovu-Aksy deposit (Tyva Republic, Russia)

Abstract. The work describes the mineralogical and geochemical features of wastes (trench № 1) of the Khovu-Aksy deposit (Tyva Republic). The As content is at the level of the average distribution throughout the tailings pond. The distribution of metals (Fe, Co, Ni, etc.) throughout the section is relatively uniform. Arsenic

is found in the form of As minerals (hoernesite, conicalcrite, safflorite, etc.) and isomorphous element in secondary iron hydroxides, amorphous silica, chlorite.

Введение. Месторождение кобальт-никелевых арсенидных руд Хову-Аксы расположено в с. Хову-Аксы Республики Тывы на западном берегу р. Элегест. На месторождении As минерализация проявлена в двух стадиях. Первая стадия связана с образованием вкрапленного, брекчиевого и ритмично-зонального арсенидного оруденения, наложенного по трещинам на карбонатные жилы. Выделяют две основные парагенетические группы: скуттерудит-сафлоритовую и скуттерудит-никелин-раммельсбергитовую ассоциации. Вторая стадия – сульфидно-сульфосольная, где основными компонентами являются халькопирит, пирит и теннантит [Копылов, 2012; Лебедев, 2021]. На месторождении развита зона окисления, которая достигает глубину 35–65 м [Яхонтова, Груднев, 1978]. В гипергенных рудах отмечены арсенаты, гидроксиды As, арсенолит, арсениты. Вмещающая порода имеет кварцево-карбонатный состав с гранатом и пироксенами.

Месторождение разрабатывалось комбинатом «Тувакобальт» с 1970 г. и было законсервировано в 1991 г. [Лебедев, 2021]. Складированные отходы переработки арсенидных Cu-Co-Ni руд представляют собой уникальную минералого-геохимическую систему, в которой можно наблюдать поведение As и металлов (Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb) в экзогенных условиях [Bortnikova et al., 2021; Volynkin et al., 2023]. *Цель работы* заключается в изучении распределения As и его минеральных форм в разрезе траншейного захоронения отходов № 1.

Гидрометаллургическая переработка руд осуществлялась способом аммиачно-карбонатного выщелачивания без предварительного обогащения и последующей очисткой технологических растворов от As. Технология переработки руд разработана институтом «Гипроникель». После дробления и измельчения руды до вскрытия зерен рудных минералов (выход класса 0.1 мм, 80–85 %) проводилось автоклавное выщелачивание с раствором карбоната и гидрата аммония (100–110 г/л) при введении 0.5 м³ воздуха на 1 кг руды и при нагревании до 90 °С и давлении 14–15 атмосфер в течение 3 ч. Металлы, содержащиеся в руде, переходили в раствор в виде аммиачных комплексов $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6]^{3+}$, $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6]^{2+}$, $[\text{Cu}(\text{NH}_3)_4]^{2+}$. На втором этапе проводилась очистка технологических растворов от As, осуществлявшаяся осаждением малорастворимых оксосолей As и магнезия/аммония $\text{Mg}(\text{NH}_4)\text{AsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и $\text{Mg}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ при добавлении каустического магнезита MgO. В данной процедуре остаточное содержание As в растворе по нормативам не должно превышать 0.5 г/л. Далее через раствор аммиаков Co, Ni и Cu пропускали избыток CO₂ с целью осаждения карбонатов $[\text{Co}(\text{NH}_3)_2(\text{CO}_3)_3]$, $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6]_2(\text{CO}_3)_3$, $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_5]\text{CO}_3$, $[\text{Cu}(\text{NH}_3)_4](\text{CO}_3)$ и выделения конечного продукта в виде коллективного концентрата (8–12 % Co, 8–20 % Ni, 3–4 % Cu) [Bortnikova et al., 2012].

Отходы обогащения руд в первые годы работы комбината вывозились на отдаленную изолированную площадку в 2-х км от комбината и захоранивались в траншеях. В дальнейшем в непосредственной близости от технологической площадки были оборудованы пять хвостохранилищ прудового типа, куда насосами по трубопроводам перекачивались отходы, в том числе As-содержащие осадки. Хвостохранилища представляют собой прямоугольные карты захоронения площадью ~250 × 100 м², обвалованные дамбами из вынутых грунтов и оборудованные противofильтрационным экраном – полиэтиленовой пленкой, уложенной на песчаный подстилающий слой. Всего в хвостохранилищах складировано более 2 млн м³ отходов. В 2020–2021 гг. была произведена техническая рекультивация отходов хвостохранилищ прудового типа. Хвостохранилища траншейного типа рекультивации не подвергались.

В работе изучался разрез траншейного захоронения отходов № 1, в который складировали хвосты на этапе отработки технологии и в первый пятилетний период работы комбината

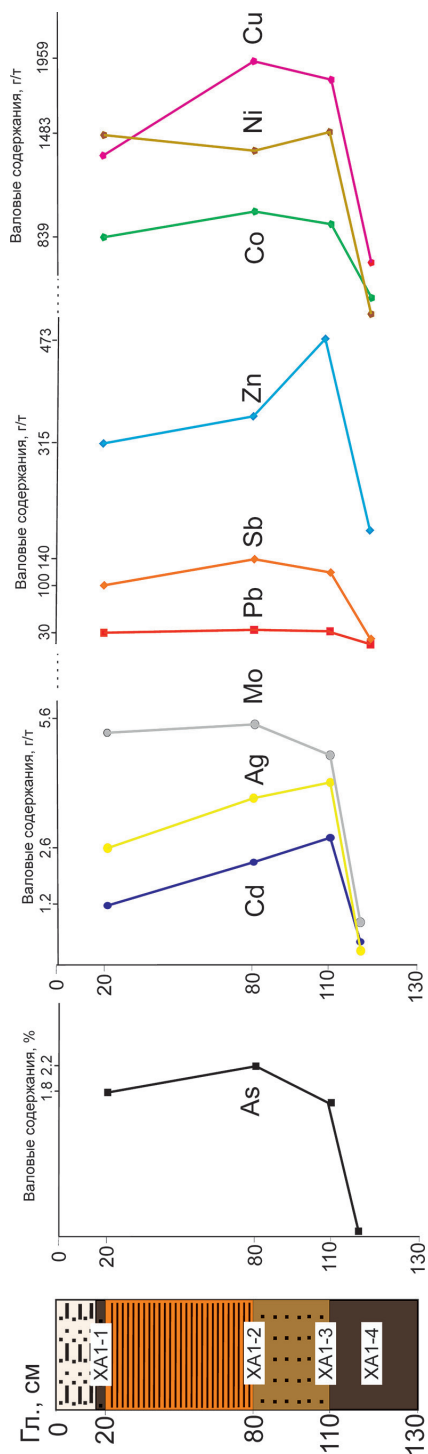


Рис. 1. Распределение металлов и металлоидов по разрезу траншеи № 1.

(1970–1975 гг.). Отличительной особенностью является отсутствие противофильтрационного слоя. В разрезе выделено четыре горизонта (сверху вниз, рис. 1): 1) светло-коричневый алевролитопесчаный материал (мощность 20 см) с линзой темно-коричневого песчаного материала (0.5–0.7 см); 2) рыжий глинистый материал (60 см); 3) светло-коричневый песчаный материал (30 см); 4) подстилающие почвы. Для изучения минерального состава и их взаимоотношений по разрезу были отобраны штучные образцы (4 шт.), характеризующие минеральную ассоциацию соответствующего горизонта. Образцы отбирались из разреза путем вдавливания в коробки (размер 3×4 см). Образцы характеризуют неразрушенное вещество в его естественном залегании. В лабораторных условиях пробы высушивались и заливались эпоксидной смолой, а затем полировались по аналогии с аншлифами.

Минералы и их взаимоотношения исследованы с помощью СЭМ Tescan Mira 3LMU (Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (ускоряющее напряжение электронного пучка 20 кВ). Элементный состав отходов (35 эл.) определен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) с помощью масс-спектрометра ELAN DRC-e в Химико-аналитическом центре «Плазма» (г. Томск).

Мощность разреза составляет немногим больше 1 м. Разрез представляет собой субгоризонтальные песчано-глинистые слои от светло-коричневого до рыжего цвета, размер зерен варьирует от 1–2 до 300 мкм, единичные вкрапленники до 2 мм. Распределение металлов по разрезу относительно равномерное (рис. 1). Самые низкие содержания отмечены в почвенном слое. Для As, Mo, Pb, Sb, Co и Cu наблюдаются повышенные содержания и накопление их в горизонте 2, тогда как Cd, Ag, Zn, Ni – преимущественно в горизонте 3. Концентрации Ni, Cu, Zn, Mo, Sb, Cd в веществе изучаемого разреза заметно выше, чем в отходах, складированных в картах захоронения в более поздние годы работы комбината [Bortnikova et al., 2021]. Содержание As находится на уровне среднего распределения по хвостохранилищу.

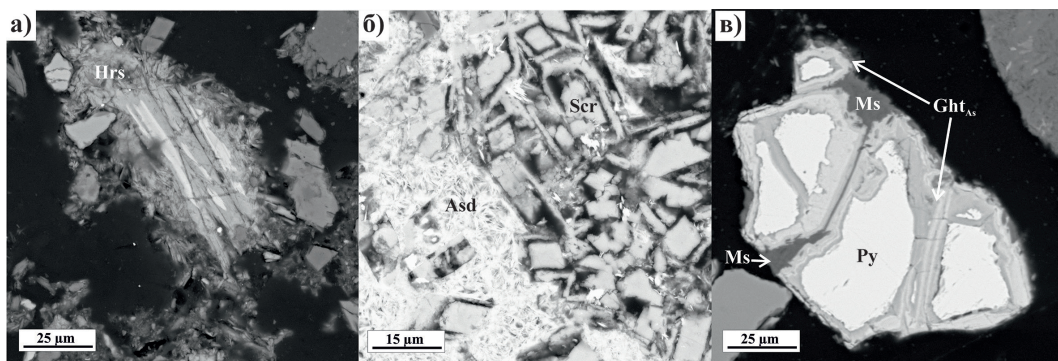


Рис. 2. Мышьяковистые минералы: а) игольчатые кристаллы гёрнесита (Hrs); б) срастание скородита (Scr) и арсениосидерита (Asd); в) вторичные каймы гидроксидов Fe (Ght_{As}) с примесью As по пириту (Py) в срастании с мусковитом (Ms).

Среди нерудных (породообразующих) минералов в горизонтах 1–3 преобладают обломки и срастания кварца, кальцита, доломита, граната, амфибол-хлоритовые агрегаты, отмечены единичные зерна калиевого полевого шпата, апатита, барита и мусковита. В гранате отмечены включения пироксена, в кварце – рутила, в кальцит-хлоритовом агрегате – циркона. Среди рудных минералов встречается магнетит, пирит, сафлорит. В почвенном горизонте отмечены зерна магнетита, ильменита, единичные зерна оливина и эпидота, среди нерудных минералов преобладают калиевый полевой шпат, кварц и кальцит, единичные зерна плагиоклаза, хлорита, амфибола. Все остаточные минералы сцементированы карбонатным цементом.

Мышьяковистые минералы по разрезу распределяются крайне неравномерно (рис. 2). В горизонте 1 As встречается в виде единичных зерен конихальцита $\text{CuCa}[\text{AsO}_4]\text{OH}$, сафлорита $(\text{Co},\text{Fe})\text{As}_2$ с ховуакситом $\text{Fe}_{2-4}^{3+}(\text{Co},\text{Ni})_{4-1,5}\text{Ca}_{0-3}[\text{AsO}_4]_4\text{O}_{1-4}(6-16)\cdot(\text{H}_2\text{O})$, минералов изоморфного ряда аннабергит $(\text{Ni},\text{Co})_3[\text{AsO}_4]_2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$ – гёрнесит $\text{Mg}_3[\text{AsO}_4]_2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$, как примесь в аморфном кремнеземе (до 2.17 мас. %). Однако As преобладает в виде 1) игольчатых зерен гёрнесита, выступая в роли цементирующего вещества; 2) вторичных кайм по пириту, в которых примесь As достигает 8.89 мас. %. В горизонте 2 As встречается в виде зерен конихальцита, скородита $\text{Fe}^{3+}(\text{AsO}_4)\cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ и арсениосидерита $\text{Ca}_2\text{Fe}_3^{3+}(\text{AsO}_4)_3\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, гёрнесита и как примесь во вторичных каймах по пириту и в аморфном кремнеземе. В горизонте 3 As встречается в виде зерен конихальцита, арсениосидерита и сармиентита $\text{Fe}^{3+}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})\cdot 5(\text{H}_2\text{O})$. Хотя в горизонте 3 гидроксиды Fe отмечены как цементирующее вещество, примесь As незначительная (до 2.33 мас. %). Кроме того, определена примесь As в хлорите до 0.63 мас. %.

Заключение. В техногенных отложениях As преимущественно встречается в виде вторичных минеральных фаз, таких как конихальцит, аннабергит, гёрнесит, арсениосидерит; отмечаются единичные остаточные рудные зерна сафлорита, которые также подвергаются окислению. Новообразованные фазы As преобладают в верхних горизонтах разреза, с постепенным снижением их количества к подстилающим почвам.

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

Литература

Копылов Н.И. Проблемы мышьяксодержащих отвалов. Новосибирск: Гео, 2012. 182 с.

Лебедева В.И. Хову-Аксынское месторождение арсенидных кобальтовых руд (Республика Тыва, Россия): новые взгляды на проблему возобновления добычи и переработки // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 3. С. 236–264.

Яхонтова Л.К., Груднев А.П. Зона гипергенеза сульфидных месторождений. М.: Недра, 1978. 229 с.

Volynkin S.S., Bortnikova S.B., Yurkevich N.V. et al. Determination of arsenic species distribution in arsenide tailings and leakage using geochemical and geophysical methods // Applied Science. 2023. Vol. 13. 1067.

Bortnikova S.B., Bessonova E.P., Gaskova O.L. Geochemistry of arsenic and metals in stored tailings of a Co-Ni arsenide-ore, Khovu-Aksy area, Russia // Applied Geochemistry. 2012. Vol. 27. P. 2238–2250.

Bortnikova S.B., Yurkevich N.V., Gaskova O.L. et al. Arsenic and heavy metal speciation in abandoned arsenide tailings: dissolved, soluble and volatile modes of occurrences during 20-year storage // Chemical Geology. 2021. Vol. 586. 120623.

У.А. Ятимов

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
umed1990@list.ru*

О двухэтапной модели формирования магнетит-полиметаллического месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) (научный руководитель – член-корр. РАН В.В. Масленников)

U.A. Yatimov

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

About the two-stage model of formation of the Aktash magnetite-polymetallic deposit (Western Karamazar, Tajikistan)

Abstract. The work presents the formation model of the Aktash magnetite-polymetallic deposit (Western Karamazar, Tajikistan), which is based on mineralogical and geochemical characteristics of ores, as well as published data on similar geological objects. The deposit formed in two stages: seafloor accumulation of Fe and further diagenetic and skarn transformation of primary ores leading to the formation of skarn varieties of magnetite with sulfides.

Модели происхождения стратиформных железорудных месторождений, ассоциирующих со скарнами, до сих пор дискутируются. На этих месторождениях нередко проявлены многостадийные процессы метасоматического замещения, которые затрудняют выявление разновозрастных минеральных ассоциаций. Кроме магматической модели, генезис скарново-магнетитовых руд интерпретируется как контактово-метасоматический [Коржинский, 1953; Жариков, 1968] либо их относят к вулканогенно-осадочным образованиям, испытавшим последующий контактовый метаморфизм [Дербилов, 1964; Белевцев и др., 1982; Ивлев, 2004]. Примером такого типа месторождений является магнетит-полиметаллическое месторождение Акташ в Западном Карамазаре. В данной работе рассматривается двухэтапная модель его формирования на основе текстурных и минералого-геохимических исследований руд.

Месторождение Акташ расположено в восточной части Кансайского рудного поля на участке, ограниченном с юга Южно-Окурдаванским разломом, а с запада, севера и востока – интрузивами гранитоидов Чокадамбулакского массива, прорвавшими карбонатные и эффузивно-осадочные толщи [Ятимов и др., 2022б]. В геологическом строении месторождения принимают участие карбонатные породы верхнего девона – нижнего карбона, интрузивные породы и скарны, вероятно, так же, как и на Чокадамбулакском месторождении, образовавшиеся по слоистым вулканогенно-осадочным породам [Шихин и др., 1972]. По характерным минеральным ассоциациям были выделены сульфидно-магнетитовые, халькопирит-пирротиновые и галенит-сфалеритовые минеральные типы руд.

Нами изучены штучные образцы разных типов руд и задокументированы обнажения в районе месторождения. Последовательность минеральных преобразований определена с использованием оптического микроскопа Olympus BX-51. Химический состав минералов проанализирован на СЭМ Tescan Vega 3 с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитики И.А. Блинов и М.А. Рассомахин). Содержания элементов-примесей в магнетите определялись методом ЛА-ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерным пробоотборником New Wave Research UP-213 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик Д.А. Артемьев).

На месторождении доминируют полосчатые слоистые сульфидно-магнетитовые руды, а халькопирит-пирротиновые и галенит-сфалеритовые типы руд встречаются в виде жил мелких и линз. В слоистых сульфидно-магнетитовых рудах выделено несколько морфогенетических разновидностей магнетита: обломковидные, дендритовидные, волокнистые, радиально-лучистые и колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1; зональные субгедральные зерна магнетита-2; удлиненные пластинчатые кристаллы магнетита-3 («мушкетовит»); незональные эвгедральные метакристаллы магнетита-4 (рис. а–з). На магнетитовые и пирротиновые руды наложены более поздние сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит), минералы висмута (самородный висмут, висмутин, галеновисмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит и заварицкит), минералы золота (самородное золото, ютенбогаардит) и теллуриды (цумоит, пильзенит, гессит, алтаит) [Ятимов и др., 2022а]. В ассоциации с магнетитом установлен минерал бора – флюоборит, на который нарастали метакристаллы магнетита-4 [Ятимов и др., 2023].

На основе выделенных морфологических разновидностей магнетита и характера их взаимоотношений между минеральными ассоциациями предлагается двухэтапная модель формирования руд месторождения Акташ с доскарновым (D_1 – D_2) и скарновым (C_2) этапами.

Доскарновый этап связан с формированием и придонным преобразованием вулканогенно-осадочных отложений раннего и среднего девона. Предполагается, что при подводном разложении (гальмиролизе) и диагенетическом преобразовании известковистых гиалокластических илов андезитового состава происходило формирование палагонитов, затем смектитов и затем окисных железорудных минералов в виде слоистых придонно-метасоматических руд. В верхнем девоне и раннем карбоне выше по разрезу эти отложения постепенно сменяются карбонатной толщей. Судя по изученным разновидностям магнетита, в начале доскарновой стадии (гальмиролиза и диагенеза) образовались обломковидные агрегаты магнетита-1 за счет замещения гиалокластиков; дендритовидные, волокнистые и радиально-лучистые агрегаты магнетита-1 образовались за счет замещения бактериоморфных структур; колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1 за счет коагуляции коллоидных растворов, а на стадии позднего диагенеза зональные субгедральные кристаллы магнетита-2 нарастали на агрегаты разновидностей магнетита-1. Сходные псевдоморфозы магнетита по

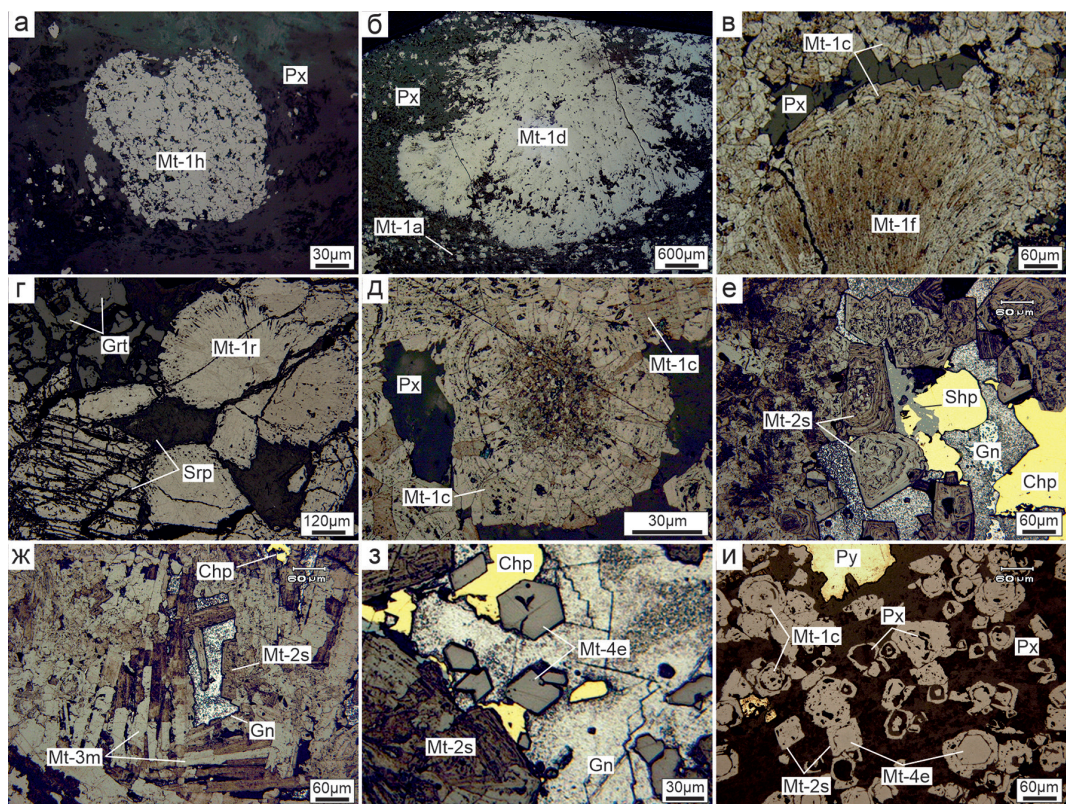


Рис. Морфологические разновидности магнетита месторождения Акташ: а – обломковидные (Mt-1h) агрегаты магнетита в основной массе пироксена (Px); б – дендритовидные (Mt-1d) агрегаты магнетита в цементе пироксена; в – волокнистый (Mt-1f) агрегат магнетита, окруженный колломорфно-почковидными (Mt-1c) и зонально-субгедральными (Mt-2s) агрегатами магнетита; г – радиально-лучистые (Mt-1r) агрегаты магнетита в ассоциации с пироксеном, гранатом (Grt) и серпентином (Srp); д – пироксен, цементированный колломорфно-почковидными агрегатами магнетита; е – зональные субгедральные зерна магнетита в ассоциации с галенитом (Gn), халькопиритом (Chp) и сфалеритом (Shp); ж – агрегаты пластинчатого магнетита (Mt-3m) с интерстициальными сульфидами; з – срастание незональных эвгедральных (Mt-4e) зерен магнетита и сульфида в интерстиции более ранних агрегатов магнетита; и – замещение колломорфно-почковидного магнетита пироксеном с последующим отложением незонального эвгедрального магнетита.

железобактериям встречаются и в других железорудных формациях [Бортников и др., 2013; Розанов и др., 2016], а диагенетические зональные кристаллы магнетита широко представлены на магнетитовых месторождениях, не подверженных скарнированию [Ауурова et al., 2021].

Скарновый этап связан с внедрением интрузии гранодиоритов в среднем карбоне. На этой стадии скарновые минералы (флогопит, серпентин, пироксен, гранат), скорее всего, заместили палагонит, смектиты и карбонаты. В это же время сформировались псевдоморфозы магнетита-3 по пластинчатым кристаллам гематита-2, а также незональные эвгедральные метакристаллы магнетита-4 и сульфиды. В зональных субгедральных зернах магнетита-2 наблюдается последовательное замещение колломорфного магнетита-1 скарновыми минералами и затем – метакристаллами магнетита-4 (рис. и). Сульфиды ассоциируют с эвгедральными метакристаллами магнетита-4. В кристаллах магнетита-4 встречаются включения раннего пирротина, а халькопирит, сфалерит и пирит цементируют агрегаты кристаллов магнетита-4.

Геохимические особенности разновидностей магнетита также подтверждают двухэтапный генезис месторождения Акташ. Для магнетита доскарнового этапа характерны пониженные содержания Al, Ti, V, Cr, Mn, Ni и Zn и высокие содержания гидрогенных элементов (As, Mo, W), свидетельствующих о низкотемпературных условиях образования [Ятимов и др., 2022б]. Магнетит скарного этапа, наоборот, обогащен Ti, V, Cr, Mn и Zn, что свидетельствует о его образовании при более высоких температурах.

Таким образом, магнетит-полиметаллическое месторождение Акташ образовалось в два этапа: доскарновый (обломковидный, дендритовидный, волокнистый, радиально-лучистый, колломорфно-почковидный и зональный субгедральный магнетит) и скарный (пластинчатые агрегаты и эвгедральные метакристаллы магнетита с последующим образованием сульфидов). Об этом свидетельствует многообразие морфологических разновидностей магнетита и их геохимические особенности.

Автор выражает благодарность В.В. Масленникову и Н.Р. Аюповой за консультации и замечания в ходе исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-17-00215.

Литература

Белевцев Я.Н., Бухарев В.П., Науменко В.В. и др. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала // Геология рудных месторождений. 1982. № 1. С. 53–75.

Бортников Н.С., Новиков В.М., Жухлистов А.П. и др. Биогенный наномагнетит в кирасе бокситоносной коры выветривания базальтов Южного Вьетнама // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 2. С. 207–210.

Дербинов И.В. К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы) / Труды СНИИГТиМСа. Новосибирск, 1964. Вып. 35. С. 82–100.

Жариков В.А. Скарновые месторождения / Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.

Ивлев А.И. Качарское месторождение железа – новый взгляд на геологическое строение // Топорковские чтения. Рудный: РИИ, 2004. С. 62–82.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1953. С. 335–456.

Розанов А.Ю., Астафьева М.М., Зайцева Л.В. и др. Цианобактерии(?) в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии // Доклады Академии наук. 2016. Т. 470. № 3. С. 360–362.

Шихин Ю.С., Байков В.Н., Ищенко Е.Н. и др. Геология и рудоносность рудного района // Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972. С. 18–105.

Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Масленников В.В. и др. Золото-теллуридная минерализация в рудах Pb-Zn-Fe скарного месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) // Геология рудных месторождений. 2022а. Т. 64. № 4. С. 362–381.

Ятимов У.А., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А. Элементы-примеси в магнетите как индикаторы условий образования железных руд месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2022б. Т. 333. № 12. С. 151–167.

Ятимов У.А., Масленников В.В., Рассомахин М.А. и др. Флюоборит в рудовмещающих скарнах магнетит-полиметаллического месторождения Акташ в Карамазаре (Северный Таджикистан) // Записки Российского минералогического общества. 2023. Т. 152. № 1. С. 102–109.

Аюпова Н.Р., Novoselov K.A., Maslennikov V.V. et al. The formation of magnetite ores of the Glubchenskoe deposit, Turgai iron belt, Russia: new structural, mineralogical, geochemical, and isotopic constraints // Mineralium Deposita. 2021. Vol. 56. P. 103–123.

В.Ф. Проскурнин, А.В. Гавриш

*Всероссийский научно-исследовательский институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия
Vasily_Proskurnin@vsegei.ru*

Золото архипелага Северная Земля: история открытия, формационные типы, ресурсный потенциал

V.F. Proskurnin, A.V. Gavrish

Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

Gold of the Severnaya Zemlya Archipelago: history of discovery, types, resource potential

Abstract. The Severnaya Zemlya Archipelago is the northeastern end of the Taimyr-Severnaya Zemlya gold-bearing province, which is located within the Khutuda-Bolshevik and Severnaya Zemlya mineragenic megazones. The following deposits and manifestations are found within the megazones: gold placers, gold-quartz, gold-sulfide-quartz, gold-sulfide, gold-rare metal, porphyry Cu–Mo, gold-arsenic-copper pyrite, iron oxide with rare earth elements, cupriferous sandstones.

Архипелаг Северная Земля является новым перспективным минерально-сырьевым сухопутным центром на трассе Северного морского пути [Бортников и др., 2015]. Изучение минерагенического потенциала островов является главной геологической задачей для скорейшего их вовлечения в промышленное освоение. Архипелаг является крайним северо-восточным окончанием Таймыро-Североземельской золотоносной минерагенической провинции. В соответствии с тектоническим и минерагеническим районированием [Северная..., 2000; Шануренко, Васильев, 1993; Проскурнин, 2013] он располагается в пределах Хутудинско-Большевицкой и Североземельской минерагенических мегазон Северотаймыро-Североземельской минерагенической системы Северо-Карского микроконтинента Арктиды (рис. 1).

В пределах *Хутудинско-Большевицкой мегазоны*, охватывающей позднерифейско-вендские (раннекембрийские?) образования тиманид о. Большевик и восточной части о. Октябрьская Революции, установлены месторождения и проявления формаций золотоносных россыпей (Студеная, Гольшева, Левая Нора, Лагерная, Скалистая, Логинова и Ковалёва, Каменка, Тора), золото-кварцевой (Нижнелиткенское, Грозненское, Лагернинское, Васильевское и др.), золото-сульфидно-кварцевой (Первое, Грязнуха и др.) и золото-сульфидной (Гольшевское, Ковалевское) в терригенных углеродистых комплексах. Основной контроль золоторудных формаций осуществляется метаморфизмом вмещающих толщ не выше зеленосланцевой фации. В связи с позднепалеозойскими раннекаменноугольными гранитоидами

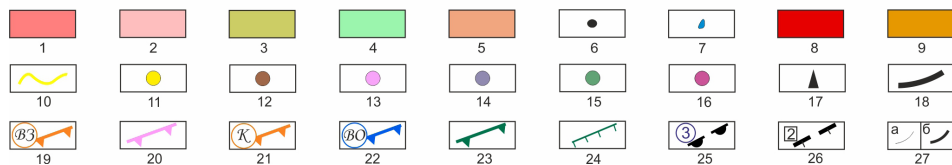
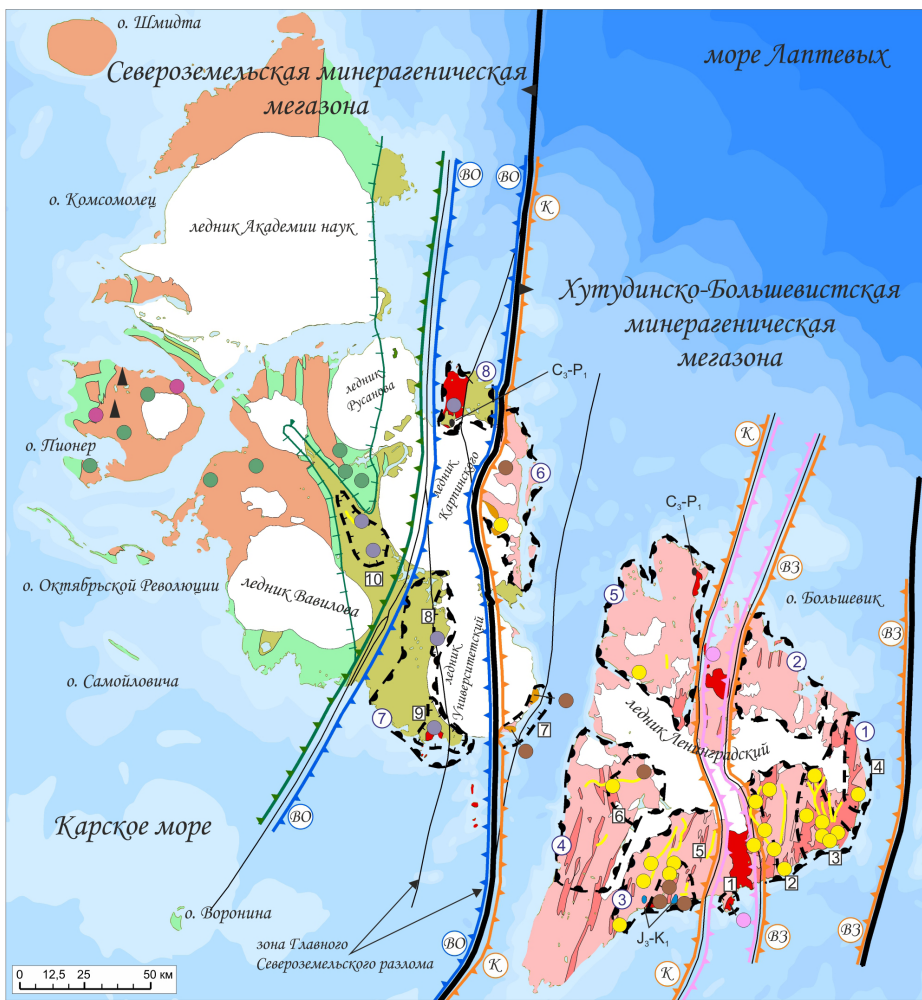


Рис. Схема минерагенического районирования архипелага Северная Земля (по В.Ф. Проскурнину, 2008 г.).

1, 2 – складчатый комплекс тиманид с позднерифейско-вендскими турбидитами (1) и вендско-раннекембрийскими флишоидами (2); 3 – складчатый комплекс ранних каледонид с кембрийско-среднеордовикскими вулканогенно-сульфатно-карбонатно-терригенными отложениями; 4, 5 – полого-складчатый комплекс ранних герцинид с позднеордовикско-силурийским и терригенно-карбонатными (4) и девонскими сульфатно-карбонатно-терригенными (5) отложениями; 6, 7 – плитные образования позднекаменноугольно-раннепермские (6) и позднеюрско-раннемеловые (7); 8, 9 – гранитоиды диорит-гранодиоритовой (8) и гранит-лейкогранитовой (9) формаций; 10 – россыши золота; 11–17 – рудопроявления золота (11), золота и редких металлов (12), молибдена (13), железа с золотом и платиной (14), меди (15),

марганца (16), битумов (17); 18 – граница Хутудинско-Большевицкой золоторудной и Североземельской железо-меднорудной минерагенических мегазон; 19–23 – минерагенические зоны: Восточнобольшевицко-Западночелюснинская (19), Солнечнинская (20), Кропоткинская (21), Восточнооктябрьская (22), Октябрьско-Пионерская (23); 24 – граница Свердловско-Матусевичской и Октябрьско-Пионерской структурно-минерагенических зон; 25 – потенциальные рудные районы и их номер: Лагерно-Голышевский (1), Подъемнинский (2), Тора-Каменский (3), Студенинский (4), Мушкетовский (5), Туманнинский (6), Смутнинско-Свердловский (7) и Матусевичский (8); 26 – потенциальные рудные узлы и их номер: Таймыромысский (1), Лагернинский (2), Голышевский (3), Грознинский (4), Мартовско-Никитинский (5), Озернинский (6), Оловянинский (7), Смутнинский (8), Свердловский (9); 27 – границы геологические (а), тектонические (б).

(солнечнинский, таймырский комплексы), образующими меридиональный пояс в центральной части о. Большевик, установлены проявления золотосодержащей медно-молибден-порфировой формации (мысов Таймыр, Палец и др.). В связи с ранне-среднекаменноугольными аллохтонными гранитами и лейкогранитами (кропоткинский комплекс) выявлены проявления золото-редкометалльной формации с золотосодержащими минеральными ассоциациями: молибденит-висмутиновой, арсенопиритовой в грейзенизированных гранитах (Мартовское, Никитинское, Мордовинское, мысов Оловянный, Массивный, гор Туманных) и серебро-касситерит-сульфидной на удалении от гранитов (Дайковое, Студенинское, Озернинское и др.).

В соответствии с определенным пространственным развитием рудных формаций Хутудинско-Большевицкая мегазона на Северной Земле подразделяется на Солнечнинскую минерагеническую зону (МЗ) с Таймыромысским потенциальным рудным узлом (ПРУ) (медно-молибден-порфиновый тип оруденения); Восточно-большевицко-Западно-челюснинскую МЗ с Лагерно-Голышевским и Подъемнинским потенциальными рудными районами (ПРР) (Лагернинский, Голышевский, Грозненский ПРУ с золото-кварцевым и золото-сульфидным оруденением); Кропоткинскую МЗ с Тора-Каменским (Мартовско-Никитинский ПРУ с золото-редкометалльным оруденением), Студенинским (Озернинский ПРУ с серебро-касситерит-сульфидным), Мушкетовским, Туманнинским ПРР и самостоятельным Оловянинским ПРУ с золото-редкометалльным оруденением. Ресурсный потенциал россыпного золота на о. Большевик оценивается в 34 т, в том числе запасы по категориям C_1 и C_2 13 770 кг, коренного – 395 т, в том числе ресурсы по категории P_2 185 т [Северная..., 2000; Гавриш, Кузьмин, 2002; Проскурнин, 2013].

В пределах *Североземельской минерагенической мегазоны*, охватывающей эпиплатформенные образования от нижнего кембрия до девона, выделяются две МЗ (рис.): Восточно-Октябрьская с рудоносным ранне-среднеордовикским вулканоплутоническим поясом [Кузьмин и др., 1990; Проскурнин, 1995] и Октябрьско-Пионерская со стратиформным оруденением золота, меди, марганца и перспективными нефтегазоносными площадями [Сальников, 1982; Кузьмин и др., 1990; Проскурнин, 1995; Северная..., 2000].

Оруденение Восточно-Октябрьской МЗ связано с проявлениями вулканизма основного, среднего и кислого состава умеренно-щелочного ряда свердловско-смутнинской вулканоплутонической ассоциации, приуроченной к рифтогенной зоне вдоль Главного Североземельского разлома. Золотосодержащая мышьяковисто-медноколчеданная и железистоокисная (с редкими землями) формации объединяют многочисленные проявления железистоокисных и колчеданных руд на о. Октябрьская Революция, выявленных при проведении поисковых и тематических работ в 1988–1991 гг. [Кузьмин и др., 1990; Проскурнин, 1995]. Выявленные рудопроявления группируются в ПРР: Матусевичский (проявление р. Ровной), Смутнинско-Свердловский со Смутнинским (проявление оз. Смутного) и Свердловским (Нижне- и Верхнекурчавинские, Свердловское проявления) ПРУ. Содержания Fe_2O_3 общ. 15–77 %, РЗЭ до 1.17 г/т, Au 0.1–3 г/т, Pt 0.17–0.47 г/т, Pd от 0.2 до 1.17 г/т, Cu 0.4–6 %, As до 2 %.

Октябрьско-Пионерская МЗ характеризуется стратиформными типами оруденения, приуроченными к Ушаковско-Озернинской ранне-среднеордовикской и Стройнинско-Малюткинской позднеордовикско-позднедевонской структурно-минерагеническим зонам (СМЗ), отвечающим разным структурным ярусам.

Стратифицированное оруденение первой СМЗ (Книжнинско-Ледниковский ПРУ) приурочено к осадочно-вулканогенной ушаковской свите нижнего ордовика, представляющей собой удаленные фации смутнинско-свердловской вулcano-плутонической ассоциации [Проскурнин, 1995]. Оруденение характеризуется колчеданной минерализацией (содержание сульфидов варьирует от 2–10 до 50 %). Содержание Au в скважинах достигает 0.15 г/т (в среднем, 0.03–0.08 г/т), Pt в отдельных пробах – 0.27–0.29 г/т, Pd – 0.33–0.36 г/т (Первое россыпепроявление Северной Земли выявлено В.А. Марковским в 1976 г. на р. Книжной).

Стройнинско-Малюткинская СМЗ характеризуется позднеордовикско-девонским сульфатно-карбонатно-терригенным осадочным чехлом мощностью более 6 км, в котором установлены проявления формации медистых песчаников на о. Пионер (реки Коленчатая, Пионерка), на о. Крупской (мыс. Тонкий), на о. Октябрьской Революции (реки Песчаная, Большая, Ушакова, бух. Красная); полиметаллов на о. Пионер (проявление Прибрежное); марганца на о. Пионер (р. Коленчатая, Побережное), о. Октябрьской Революции (Мыс, Камень); нефте- и битумопроявления на о. Пионер (рр. Бурная, Пионерка), на о. Длинном [Сальников, 1982, Северная..., 2000]. Состав битумопроявлений (мальты, асфальтиты и асфальты) указывает на связь с вероятными малоизмененными залежами нефтяного руда.

Литература

- Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В., и др.* Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479–500.
- Гавриш А.В., Кузьмин В.Г.* Россыпная золотоносность Таймыро-Североземельской провинции // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 629–640.
- Кузьмин В.Г., Проскурнин В.Ф., Фокин В.И.* Стратифицированное оруденение Северной Земли // Геология, литодинамика и россыпеобразование в прибрежных зонах Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 19–25.
- Проскурнин В.Ф.* Новая вулcano-плутоническая ассоциация Северной Земли и особенности ее металлоносности // Недра Таймыра. Вып. 1. Норильск, 1995. С. 93–100.
- Проскурнин В.Ф.* Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала. Автореф. дис. на соиск. степ. докт. геол.-мин. наук. СПб, 2013. 40 с.
- Сальников В.А.* Медистые песчаники архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 5–22.
- Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / Под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. СПб: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.
- Шануренко Н.К., Васильев Б.С.* Карская золоторудная провинция (особенности строения и ведущие формационные типы оруденения) // Минерагения Арктики. СПб: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 82–90.

Н.Д. Толстых
Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
tolst@igm.nsc.ru

Минеральные ассоциации эпитермальных Au-Ag месторождений Камчатки

N.D. Tolstykh
Sobolev Institute of Geology and
Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Mineral assemblages of epithermal Au-Ag deposits of Kamchatka

Abstract. The epithermal deposits of Kamchatka are reviewed: Baranyevskoe and Rodnikovoe of adularia-sericite type and Maletoyvayam of acid-sulfate type. At the Baranyevskoe deposit, the Ag minerals and low-fineness gold are associated with pyrite. The ore-forming system evolved as follows: Au-Ag → Au-Ag-Cu; S-Te → Bi-S-Sn-Pb; Ag-Sb-As → Cu-Sb-Bi-As. At the Rodnikovoe deposit, the formation of Ag selenosulfides and Ag sulfosalts with dominant As is replaced by the formation of Ag-Au sulfides and Ag sulfosalts with dominant Sb. The system evolved as follows: Fe → Cu, Ag → Au, S → Se, As → Sb. The Maletoyvayam deposit contains Au sulfoselenotellurides, Au selenides and Au selenotellurides, which form at very high activity of Se and Te in acidic fluids. In this case, high fO_2 is responsible for the formation of overprinted parageneses including complex Au oxides. The physicochemical conditions, composition of fluids and fractionation of elements during the evolution affect the type of ore-forming systems of epithermal deposits of Kamchatka.

Введение. Эпитермальные месторождения являются продуктами гидротермальных конвектирующих систем в металлогенических поясах. Эпитермальные месторождения формируются в приповерхностной (1–2 км) среде, являющейся частью протяженной гидротермальной системы. Восходящие кислые флюиды мигрируют вверх по проницаемым зонам, смешиваясь с метеорными водами. За счет реакции с вмещающими породами происходит их нейтрализация и кипение с образованием зон метасоматитов различного состава и благородной минерализации [White, Hedenquist, 1995; Sillitoe, 1999; Simmons et al., 2005]. Нами предлагается использовать раннюю классификацию (адуляр-серицитовый и кислотно-сульфатный типы) [Heald et al., 1987] вместо низко- и высокосульфидизированных типов, поскольку она в большей степени отражает особенности минеральной среды [Бортников, Толстых, 2023]. Реализация того или иного типа обусловлена разными физико-химическими условиями формирования Au-Ag руд, которые и определяют типоморфные особенности каждого из них: в адуляр-серицитовом типе вмещающими породами являются кварц-кальцит-адуляровые жилы, в кислотно-сульфатном – вторичные кварциты и кварц-алунитовые метасоматиты. В первом случае, рудообразующие растворы являются восстановительными и имеют нейтральный pH, тогда как во втором типе – они окислительные и имеют кислый pH [White, Hedenquist, 1995]. Рассмотрим минеральные ассоциации и эволюцию рудоформирующих систем трех месторождений Камчатки, расположенных в олигоцен-миоценовом Центрально-Камчатском вулканогенном поясе: Бараньевского и Родникового адуляр-серицитового типа и Малетойваям кислотно-сульфатного типа.

Бараньевское месторождение расположено в центре Камчатского полуострова в Балхачской вулканотектонической структуре, вмещается миоценовыми базальтами и андезириолитами. Золото-серебряное оруденение приурочено к эрозионно-тектонической кальдере Балхачского палеовулкана [Большаков и др., 2010]. Золото-карбонат-адуляр-кварцевые

**Геохимическая специализация минеральных ассоциаций
эпitherмальных месторождений Камчатки**

Бараньевское месторождение адуляр-серицитового типа
<i>Золото-пирит-кварцевая ассоциация (стадия I)</i>
Система Au-Ag – S-Te: (Au,Ag), Ag ₂ S, Ag ₂ Te, Ag ₃ AuTe ₂ , Ag ₃ AuS ₂
Система Au-Ag – Sb-As: Ag ₁₀ (Sb,As)S ₅ , Ag ₁₇ (Sb,As) ₂ (S,Se) ₁₀ , (Ag,Au) ₂ (S,Sb,As,Se), Ag(Fe,Cu)S ₂
<i>Золото-сульфосолюно-кварцевая ассоциация (стадия II)</i>
Система Au-Ag-Cu(Fe) – Sn-S: (Au,Ag), Cu ₈ Fe ₃ Sn ₂ S ₁₂ , Cu ₆ Fe ₂ SnS ₈
Система Au-Ag-Cu(Fe) – Bi-Pb-S: (Au,Ag), PbCuBiS ₃ , CuBiS ₂ , Bi ₂ Te ₂ S, Cu ₁₂ (Sb,Bi,As) ₄ S ₁₃ , Cu ₃ Fe ₃ PbS ₇ , (Cu,Fe,Ag)PbBi(S,Se) ₃ , Cu ₃ Bi(S,Se) ₃ , Cu ₈ S ₃ , PbS, Cu
Родниковое месторождение адуляр-серицитового типа
<i>Серебро-агвиларит-акантитовая ассоциация (стадия I)</i>
Система Ag – S-Se: Ag(Au), Ag, Ag ₂ (S,Se)
Система Ag-Cu – As-Sb-S: Ag ₉ CuS ₄ (Ag,Au,Cu) ₆ (As,Sb) ₂ S ₇ , Ag ₃ CuS ₂ , Ag ₃ AsS ₃ , Cu(Ag,Cu) ₆ Ag ₉ (As,Sb) ₂ S ₁₁
<i>Золото-ютенбогардтит-акантитовая ассоциация (стадия II)</i>
Система Ag-Au – S-Se: Au(Ag), Ag ₂ (S,Se), Ag ₃ AuS ₂ , Ag ₃ CuS ₂ , AgFeS ₂
Система Ag-Cu – Sb-As-S: Cu ₃ SbS ₃ , (Cu,Ag) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ , Ag ₉ CuS ₄ (Ag,Au,Cu) ₆ (Sb,As) ₂ S ₇
Месторождение Малетойваям кислотно-сульфатного типа
<i>Золото-малетойваямитовая ассоциация</i>
Система Au – Se-Te-S: Au, Au ₃ (Se,S) ₄ Te ₆ , Au(Te,Se), AuTe ₂ , AuSe, (Te,Se)
Система Cu – Sb-As: Cu ₃ AsS ₄ , Cu ₃ SbS ₄ , Cu ₁₂ (Sb,As) ₄ S ₁₃ ; Cu ₁₂ (Te,Sb) ₄ S ₁₃
<i>Серебро-ютенбогардтит-толстыхитовая ассоциация</i>
Система Au-Ag – Se-Te-S: Au, AuAgS, Ag ₃ AuS ₂ , Ag ₃ AuSe ₂ , Au ₃ S ₄ Te ₆ ;
Система Au-Ag – Sb-As: (Ag,Au)(Sb,As)S ₂
<i>Поздняя висмутовая ассоциация</i>
Система Bi-Se-Sb-S: (Bi,Sb) ₂ Se ₃ , (Bi,Sb) ₂ (S,Se) ₃ , Bi ₂ (Se,Te) ₃ , Bi ₂ S ₃
<i>Наложенная оксидная ассоциация</i>
Система Au – Bi-Sb-As-O: Au горчичное, Bi ₂ O ₃ , BiAsO ₄ , FeSbO ₄ , (Sb,Bi,Te,As,Fe) ₂ O ₅ , (Au,Ag,Sb,As,Te,S)-O, Fe(Sb,Te) ₂ O ₆

жилы сопровождаются серицит-иллитовыми метасоматитами. По минералого-геохимическим особенностям выделено две рудных стадии, характеризующиеся различными ассоциациями (табл.). В первой золото-пирит-кварцевой ассоциации преобладают пирит и электрум Au₅₂₋₇₅, распространены соединения Ag: акантит, гессит и Ag сульфосоли (рис. 1а, б). Во второй золото-сульфосолюно-кварцевой ассоциации преобладают Au-Ag сплавы Au₈₇₋₉₅ в сростании с сульфидами Cu и сульфосолями Bi (мавсонит, эмплектит, виттехинит, тетрадимит) (рис. 1в, г). При этом тетраэдрит также значительно обогащен Bi.

Родниковое месторождение относится к действующей Мутновско-Асачинской геотермальной системе. Кварц-адуляровые и кварц-карбонатные жилы внедрены в диориты и габбродиориты. Околорудные метасоматиты представлены пропилитами и аргиллизитами

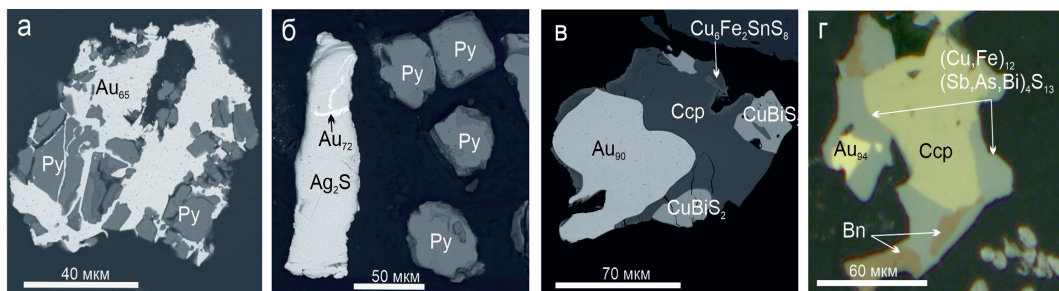


Рис. 1. Минеральные ассоциации Бараньевского месторождения: золото-пирит-кварцевая (а, б) и золото-сульфосоляно-кварцевая (в, г) ассоциации.

Здесь и далее: нижний индекс рядом с Au обозначает атомное содержание в составе Au-Ag сплава. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Bn – борнит, Ag_2S – акантит, $CuBiS_2$ – эмплектит, $Cu_6Fe_2SnS_8$ – мавсонит, $(Cu,Fe)_{12}(Sb,As,Bi)_4S_{13}$ – Вi-тетраэдрит. Фото а-в – СЭМ, г – отраженный свет.

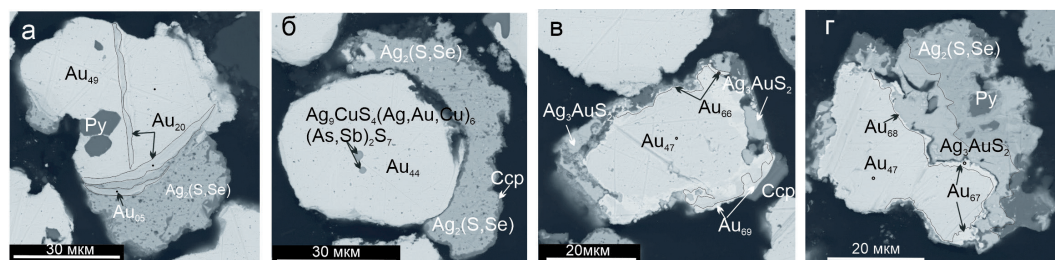


Рис. 2. Минеральные ассоциации Родникового месторождения: серебро-акантитовая (а, б) и золото-ютенбогаардтитовая (в, г) ассоциации.

$Ag_2(S,Se)$ – акантитовый твердый раствор, Ag_3AuS_2 – ютенбогаардтит, $Ag_3CuS_4(Ag,Au,Cu)_6(As,Sb)_2S_7$ – твердый раствор полибазит-пирсеит. СЭМ фото.

[Takahashi et al., 2002]. Нами выделены две рудные ассоциации, соответствующие стадиям рудообразования: серебро-акантитовая и золото-ютенбогаардтитовая (табл.). В первой ассоциации первичные Au-Ag сплавы (Au_{40-65}) замещаются самородным серебром (тонкие каймы и прожилки), затем Se-содержащим акантитом или минералами серии акантит–авгиларит $Ag_2(S,Se)$ (рис. 2а, б). Во второй ассоциации Au-Ag сплавы аналогичного состава замещаются более высокопробным золотом Au_{62-70} (тонкие каймы), затем ютенбогаардтитом Ag_3AuS_2 и далее акантитовым твердым раствором (рис. 2в, г).

Месторождение Малетойваям приурочено к Ветроваямской вулканотектонической структуре и связано с кварцевыми жилами и вторичными кварцитами среди андезитов, туфов и туфопесчаников. Месторождение сопровождается каолинит-кварцевыми метасоматитами, аргиллизитами и пропилитами [Мелкомуков и др., 2010]. Халькогениды Au (Ag)-Te-Se-S системы являются ведущими минералами рудных ассоциаций. На ранней стадии выделяются две рудные ассоциации: первая представлена твердыми растворами малетойваямит-голстыхит $Au_3(Se,S)_4Te_6$, высокопробным золотом, калаверитом, самородным теллуром и сульфосолями энаргитовой группы. Уникальные минералы золота ауроселенид $AuSe$ и гачингит $Au(Te,Se)$ также выявлены здесь (рис. 3а, б). Вторая ассоциация включает Ag-содержащие минералы ютенбогаардтит, петровскаит и Au миаргирит (рис. 3в, г). Более поздняя стадия представлена висмутовой ассоциацией. Наложенная стадия включает многочисленные сложные оксиды золота переменного состава $(Au,Fe,Sb,Te,Se)-O$, образованные по первичному калавериту $AuTe_2$, а также (Sb,Bi,Te) -оксиды, образованные по висмутиниту $(Bi,Sb,Te)_2(S,Se)_3$ в сростании с энаргитом и другими сульфосолями (таблица).

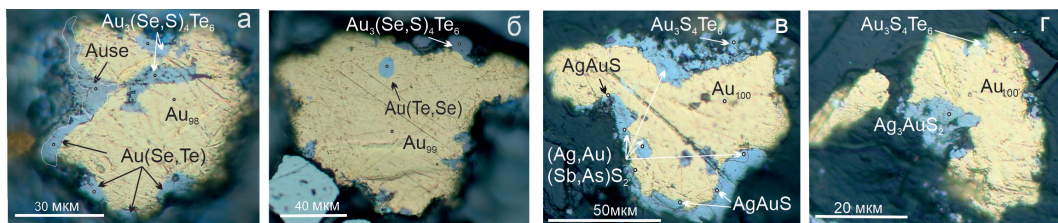


Рис. 3. Минеральные ассоциации месторождения Малотойваям: золото-малотойваямитовая (а, б) и серебро-ютенбогардит-толстыхитовая (в, г) ассоциации.

AuSe – ауроселенид, Au(Se,Te) – неназванная фаза, Au(Te,Se) – гачингит, Au₃(Se,S)₄Te₆ – малотойваямит, Au₃S₄Te₆ – толстыхит, AgAuS – петровскит, (Ag,Au)(Sb,As)S₂ – Au-миаргрит (?), Ag₃AuS₂ – ютенбогардит. Отраженный свет.

Обсуждение и выводы. Адуляр-серцитовые месторождения Камчатки обладают сходством, обусловленным близостью физико-химических условий образования: 1) сростания с сульфидами; 2) преобладание Ag над Au в рудных ассоциациях; 3) увеличение Au/Ag отношений в ходе эволюции рудных систем. Но они разнообразны по геохимической специализации: сульфиды и теллуриды Ag распространены на Бараньевском месторождении, и сульфиды и селениды Ag – на Родниковом.

На Бараньевском месторождении первичная минерализация сростается с пиритом, золото является низкопробным, характерны минералы Ag. Система развивается следующим образом: Au-Ag → Au-Ag-Cu, S-Te → Bi-S-Sn-Pb, Ag-Sb-As → Cu-Sb-Bi-As. Низкопробное золото сменяется более высокопробным. На Родниковом месторождении минерализация ранней стадии сложена селеносульфидами и сульфосолями Ag с преобладанием As над Sb, на поздней стадии формируются Ag-Au халькогениды и сульфосоли Ag с преобладанием Sb, обе в ассоциации с пиритом. Система развивается следующим образом: Fe → Cu, Ag → Au, S → Se, As → Sb. Выраженный S/Se изоморфизм (акантитовый твердый раствор) происходит в нейтральных условиях при $f\text{Se}_2/f\text{S}_2 < 1$ [Yuningsih et al., 2016]. Для кислотно-сульфатного месторождения Малотойваям характерны сульфоселенотеллуриды, селениды и селенотеллуриды Au, которые образуются при высокой активности Se и Te, что возможно только в кислых растворах при высокой $f\text{O}_2$. Сульфосоли энаргитовой группы и продуктивная ассоциация оторваны от пирита по времени.

Таким образом, физико-химические условия, составы растворов (геохимическая специализация) и фракционирование элементов в ходе эволюции определяют специализацию рудоформирующих систем эпитермальных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда РНФ № 23-27-00258.

Литература

- Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д. и др. Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка) // Отечественная геология. 2010. Т. 4. С. 15–22.
- Бортников Н.С., Толстых Н.Д. Эпитермальные месторождения Камчатки, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 7. С. 722–752.
- Мелкомуков В.Н., Разумный А.В., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б. Новые высокоперспективные золоторудные объекты Корьякии // Горный вестник Камчатки. 2010. Т. 4. № 14. С. 17–29.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types // Economic Geology. 1987. Vol. 82. No. 1. P. 1–26.

Sillitoe R.H. Styles of high sulfidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments // *Pacrim '99 Congress Proceedings: Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 1999. P. 29–44.

Simmons S.F., White N.C., John D.A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits // *Economic Geology*. 2005. Vol. 100th Anniversary. P. 485–522.

Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // *Resource Geology*. 2002. Vol. 52. P. 359–369.

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *SEG Newsletter*. 1995. Vol. 23. P. 9–13.

Yuningsih E.T., Matsueda H., Rosana M.F. Diagnostic genesis features of Au-Ag selenide-telluride mineralization of Western Java deposits // *Indonesian Journal on Geoscience*. 2016. Vol. 3. No.1. P. 67–76.

Ю.М. Телегин¹, Н.Д. Толстых²

¹ – ООО Проспектор, г. Екатеринбург, Россия
yuritegin@mail.ru

² – Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Особенности локализации аномальных концентраций платины в пироксенит-дунитовых интрузиях Среднего Урала

Yu.M. Telegin¹, N.D. Tolstykh²

¹ – Prospector Company, Yekaterinburg, Russia

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

Peculiarities of occurrence of anomalous Pt content of pyroxenite-dunite intrusions of Central Urals

Abstract. The anomalous Pt content of pyroxenite-dunite intrusions of Central Urals is due to the complex fault zones filled with later dikes. The origin of anomalous Pt content is a result of post-magmatic tectonic activation, which was responsible for the remobilization of primary magmatic platinum and its following precipitation in structural traps.

Зона Главного Уральского разлома – уникальная тектоническая структура на границе Русской платформы и уральских структур. Типоморфным для нее является пояс пироксенит-дунитовых интрузий, с которым связаны крупнейшие в мире россыпи платины, отрабатываемые с 1824 г. Общепринятыми являются представления, что источниками платины в уральских россыпях являются дунитовые ядра пироксенит-дунитовых интрузий. Большинство исследователей признают два основных типа платиновой минерализации: хромититовый и дунитовый. Известны многочисленные мелкие проявления обоих типов, которые даже эксплуатировались (Госшахта, Авроринское), но до сих пор не выявлены коренные месторождения платины, сопоставимые с россыпями по платиновому потенциалу.

Крупнейшим россыпным платиновым районом Урала является Исовско-Туринский, в пределах которого из россыпей добыто не менее 200 т платины. Коренными источниками этих россыпей являются Светлоборская и Вересовоборская пироксенит-дунитовые интрузии. Именно здесь, в 2000-е гг. активизировались поиски коренных месторождений платины. В результате этих работ наметился определенный прогресс. Данная работа рассматривает

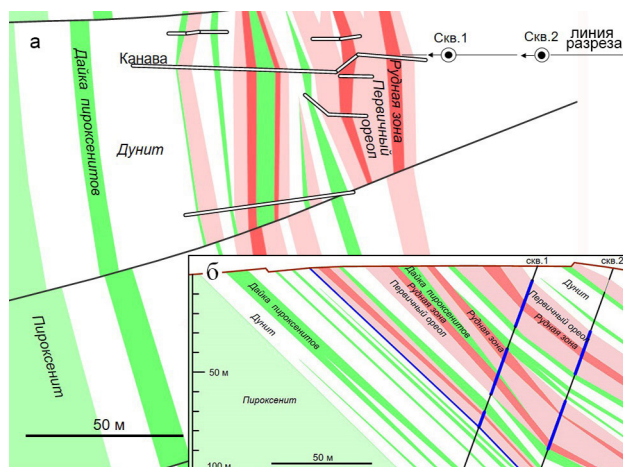


Рис. 1. Платиноносная зона рудопроявления Высоцкого: а – план; б – разрез.

одно из направлений этой большой тематики – новые рудопроявления платины Светлоборской пироксенит-дунитовой интрузии.

Новое рудопоявление платины (рудопоявление Высоцкого) характеризует главные особенности платиновой минерализации в дунитах. Рудопоявление расположено в южной части дунитового ядра Светлоборской интрузии, в юго-западной эндоконтактной зоне дунитов на контакте с пироксенитами. Рудопоявление представляет собой тектоническую зону с многочисленными дайками пироксенитов и иситов, участками трещиноватости дунитов и интенсивными метасоматитами. По меридиональному простиранию и восточному падению (35° – 40°) зона конформна контакту дунитов и пироксенитов. Ширина зоны – до 170 м, протяженность – до 1.5 км. В пределах зоны развиты многочисленные жилы мощностью до 3 м и прожилки черного тонкозернистого антигорита (рис. 1). На микроуровне также наблюдается сеть прожилков антигорита, содержащего тончайшую вкрапленность магнетита (рис. 2а). Дайки пироксенитов и иситов интенсивно изменены, вторичные минералы представлены хлоритом, флогопитом, тонкозернистым агрегатом тремолита-талька-карбоната. Те же минералы развиты и во вмещающих дунитах: по трещинам и в цементе брекчий.

Платина в пределах зоны образует первичный ореол с содержаниями более 0.1 г/т шириной до 170 м и протяженностью до 1.3 км. В пределах платиноносной зоны наблюдаются интервалы до 10 м мощности более высоких концентраций Pt до 22.5 г/т (среднее 1.8 г/т) при бортовом содержании 0.3 г/т. Ожидается, что данная зона может обрабатываться открытым способом. Предусматривается гравитационное обогащение руды. Перспективы развития рудопоявления Высоцкого весьма высоки.

Таким образом, геологические наблюдения свидетельствуют о том, что характер платиновой минерализации определяется интенсивностью тектонической проработки дунитов. Расшифровать геологическую историю позволило детальное изучение минералогии ассоциаций платиноидов из минерализованных зон рудопоявления [Толстых и др., 2009].

В пределах платиноносной зоны рудопоявления обнаружены как магматические, так и более поздние часто неравновесные парагенезисы, наложенные на первичные руды. Магматические парагенезисы представлены сплавами Pt-Fe, иногда с включениями Os-Ir-Ru сплавов (изоферроплатино-осмиевый парагенезис) в ассоциации с сульфидами Ru и Os – лауритом и эрликманитом. В составе более поздних (постмагматических) ассоциаций выявлены разнообразные минералы: тетраферроплатина, туламинит, сперриллит, холлингвортит-ирар-

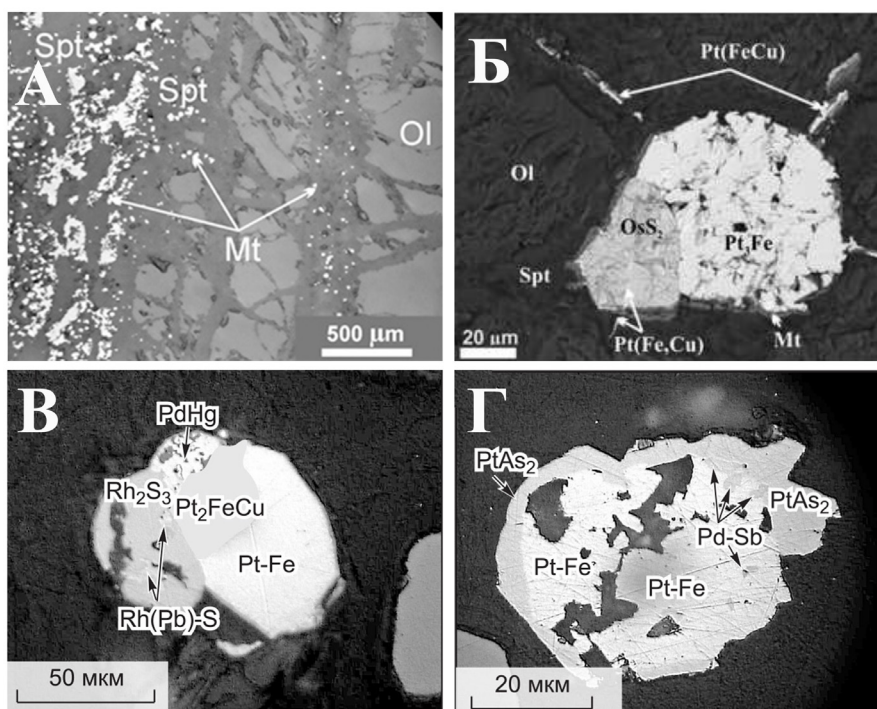


Рис. 2. Минералогия рудопроявления Высоцкого: а – микробрекция дунита с антигоритовыми прожилками и тонкой вкрапленностью магнетита; б – сросток изоферроплатины Pt₃Fe с эрликманитом OsS₂, обрамленный магнетитом Mt с тетраферроплатиной-туламинитом Pt(Fe,Cu), развитой по тонким трещинам; в – срастание платины Pt-Fe, туламинита Pt₂CuFe, бауита Rh₂S₃, потарита PdHg и вторичной Pb-содержащей фазы, включенной в бауит; г – обрастание платины сперрилитом PtAs₂ и выделения стибнопалладинита Pd-Sb.

сит, бауит, потарит, стибнопалладинит и др. (рис. 2б-г). Наложенная минерализация связана с постагматическими флюидами, содержащими Fe, Cu, S, As, Sb, Te, Bi и Hg.

Учитывая расположение рудных тел вдоль зон интенсивной трещиноватости и локализации поздних даек, можно предположить, что значительный вклад в формирование платиновых зон внесли долгоживущие постагматические процессы, в результате которых дополнительное количество элементов, реагирующих с платиноидами, было привнесено в рудную зону.

Хромититовый и дунитовый типы платиновой минерализации отличаются по своему генезису. Хромититовый тип (эпигенетический, пневматолитово-гидротермальный [Пушкарёв и др., 2017]), пространственно связан с постагматическими хромитовыми шширами, которые образуют участки, значительно более обогащенные платиной по сравнению с дунитовым типом. Их масштабы ограничены в пределах интрузий, поэтому перспективы связаны именно с «дунитовой» платиной, которая, тем не менее, распределена крайне неравномерно: присутствуют дуниты как безрудные или с рядовыми концентрациями Pt, так и обогащенные платиной дуниты. Поэтому важным является выявление критериев этого обогащения. В связи с этим исследователей волнуют три основных генетических вопроса: 1) каков источник платины и сопутствующих элементов платиновой группы для формирования зон обогащения в дунитах: поздние остаточные магматогенные флюидонасыщенные расплавы или внешние флюиды, связанные с площадным метасоматозом, которые ремобилизуют и перераспределяют ранее отложенную магматическую платину; 2) структурный контроль платиноносных зон, контролируемых дайковыми сериями и метасоматическими зонами, в процессе форми-

рования которых вторичные фазы минералы платиновой группы отлагаются вблизи разломов и даек; 3) породный контроль: зернистость дунитов, определяемая их перекристаллизацией, способствующей ремобилизации платиновых металлов в определенных разностях дунитов или на их контактах [Степанов и др., 2017].

Геологические и минералогические исследования Светлоборского массива [Толстых и др., 2009; Телегин и др., 2009] позволяют выдвинуть предположение, что ослабленные структуры заложены после частичной консолидации интрузии, сохраняющей в глубинных частях остаточные флюидонасыщенные расплавы, обогащенные летучими компонентами и кластерами платиновых металлов с частично закристаллизованными фазами (осмий). Эти расплавы мигрировали по ослабленным зонам, отлагая магматические парагенезисы. Эволюция этих расплавов происходила с увеличением количества реакционных флюидов, которые впоследствии использовали те же ослабленные долгоживущие структуры для наложения на первичную минерализацию и перераспределения первичных фаз на месте становления. Важным является время заложения ослабленных зон и разломов: не после полного затвердевания интрузии, а до консолидации остаточных расплавов.

Таким образом, результаты минералогических исследований, впервые проведенных для платины Светлоборского массива, верифицируют геологические наблюдения, сделанные при изучении новых рудопроявлений платины, и позволяют говорить о больших перспективах выявления подобных рудопроявлений в уральских пироксенит-дунитовых интрузиях с использованием полученных критериев. Такими обогащенными участками аномальных концентраций платины как раз и являются выявленные минерализованные зоны, связанные с проявлениями трещинной тектоники и даек, которые имеют универсальные геологические особенности. Наиболее перспективны широкие, протяженные зоны с большим объемом руды и выраженным геологическим контролем.

Практические следствия полученных результатов очевидны. Геологоразведочные работы должны быть направлены на выявление масштабных выраженных тектонически минерализованных зон. Главные поисковые методы – это геолого-геохимические работы и минералогические исследования.

Работы выполнены при поддержке фонда ООО Проспектор и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, финансируемого Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

Литература

Пушкарев Е.В., Баллхауз К., Каменецкий В.С., Вирт Р. Онтогенез рудных хромшпинелидов и минералов платиновой группы как индикатор пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромитов в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты. Мат. Всерос. конф., посвящ. 120-летию со дня рождения акад. А.Г. Бетехтина. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 322–326.

Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В. и др. Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. С. 238–250.

Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. III междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург, 2009. С. 212–215.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Чубаров В.М. Платиновая минерализация Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. III междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург, 2009. С. 216–219.

Вознесенское месторождение золота (Южный Урал): геохимия магматических пород, минералогия и PT параметры образования околорудных метасоматитов

S.E. Znamensky, N.M. Znamenskaya
Institute of Geology UFGS RAS, Ufa, Russia

Voznesenskoe gold deposit (South Urals): geochemistry of igneous rocks, mineralogy and PT parameters of the formation of wall-ore metasomatic rocks

Abstract. Gold mineralization of the Voznesenskoe deposit (South Urals) is associated with parallel dikes of ophiolitic association of the harzburgite type, which formed in a back-arc basin of a frontal paleoisland arc, most likely, of the Late Emsian age. Two types of metasomatic rocks are recognized at the deposit: 1) propylites, which compose the outer zones of a metasomatic halo, and 2) beresites-listvenites, which are common for its internal parts. The major minerals of propylites include amphibole (Mg-hornblende and actinolite), orthoclase, albite and ripidolite. The crystallization temperature of ripidolite (307–313 °C) corresponds to a temperature range of the formation of propylites of the albite-actinolite facies. Beresites-listvenites (quartz, albite, chlorite, white mica and carbonate) formed at temperatures of 255–338 °C and pressure of 0.48–0.72 kbar. Light mica includes sericite and phengite and carbonates comprise an assemblage of calcite and dolomite-ankerite. Based on the composition and time of the formation, chlorite is subdivided on early ferruginous ripidolite and late pycnochlorite. Gold mineralization is focused in the highest-temperature zones of the beresites-listvenite alteration halo. These temperature conditions were typical of dikes and their contact zones disturbed by faults.

Вознесенское месторождение золота, известное в архивных материалах также как Калкановское [Бородаевский, 1933ф], расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Оно локализовано в зоне серпентинитового меланжа, обрамляющего с востока Калканский гарцбургитовый массив. В зоне меланжа месторождение приурочено к блоку, представляющему собой фрагмент коровой части разреза островодужной офиолитовой ассоциации гарцбургитового типа [Знаменский, Знаменская, 2022]. Золоторудная минерализация ассоциирует с комплексом параллельных даек. Такая геодинамическая обстановка является необычной для месторождений золота Южного Урала и не описана в опубликованной литературе [Сазонов и др., 2001; Знаменский, 2009; Znamensky et al., 2015].

Разрез офиолитов в рудоносном блоке формируют такситовые габброиды и вулканогенные породы, интродуцированные серией субпараллельных даек. В зоне контакта вулканитов и габброидов часто присутствуют линзы серпентинитов. Габброиды, как правило, сильно дислоцированы. Вулканиты и породы дайковой серии деформированы значительно слабее.

Габброиды имеют неоднородное шпирово-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос и включений, которые сложены габброноритами, габбро и их роговообманковыми разновидностями, а также плагиоклазовыми клинопироксенитами. Такситовые габброиды изучены во многих гарцбургитовых массивах Урала, где они занимают нижнекоровую часть офиолитового разреза [Савельева, 1987].

Вулканогенные породы представлены афировыми и преобладающими плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами с толеитовой, реже вариолитовой основной массой, долеритами с офитовой структурой, а также гравийно-псаммитовы-

ми литокристаллокластическими туфами основного состава. По данным бурения, мощность толщи эффузивных и пирокластических пород составляет 150 м.

Комплекс субпараллельных даек представлен плагиофировыми и пироксен-плагиофи-ровыми габбродолеритами, габбродиоритами, и крайне, редко кварцевыми диоритами. Мощ-ность отдельных даек достигает 30 м.

Вулканыты и породы даек, имеющие нормальную щелочность и преимущественно то-леитовый состав, обладают геохимическими характеристиками надсубдукционных образо-ваний. На Южном Урале по химическому составу они сопоставимы с вулканогенными поро-дами баймак-бурибаевской свиты (D_{1e_2}), образующими в пределах Магнитогорской палеоо-стровной системы фронтальную островную дугу [Серавкин и др., 1992] и вмещающими на ее южном фланге колчеданное оруденение. Вместе с тем, вознесенские породы обладают и ря-дом отличительных особенностей, которые, по-видимому, в значительной мере обусловлены геодинамической обстановкой их формирования. В частности, рудовмещающие эффузивы и дайки отличаются от вулканитов колчеданоносных комплексов повышенным содержанием Ti, отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов, а также преобладанием порфировых типов пород. Анализ геохимических данных с использованием диаграмм V-Ti и La_N/Sm_N-TiO_2 дает основание предполагать, что ассоциация основных вулканитов и рудоносных даек габ-бродолеритов, габбродиоритов и диоритов Вознесенского месторождения образовалась в за-дуговом бассейне фронтальной островной дуги.

На месторождении разведано несколько рудных тел, представляющих собой линей-ные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной и прожилковой сульфидно-кварцевой мине-рализации, которая концентрируется в дайках и их экзоконтактных зонах. Контакты даек часто нарушены синрудными разрывами. Выявлены метасоматические породы двух типов: 1) пропилиты, слагающие внешние зоны околорудного ореола, и 2) березит-листвениты, рас-пространенные в его внутренних частях [Знаменский, 2023]. Значительную часть метасома-тического ореола составляют переходные зоны, в пределах которых развиты минеральные ассоциации как пропилитов, так и березит-лиственитов. Золоторудная минерализация лока-лизована в березит-лиственитах.

По данным петрографических и электронно-микроскопических исследований, ос-новными минералами пропилитов являются амфибол, ортоклаз, альбит и хлорит. В незна-чительных количествах присутствуют также кварц, титанит, рутил, ильменит, иногда пирит, кобальтин, апатит и карбонат. Амфибол представлен двумя генерациями, к ранней из которых относятся магнезиальная роговая обманка, а к поздней – актинолит. Изменение состава ам-фибола, по-видимому, отчасти связано с падением температуры в процессе минералообра-зования. На это косвенно указывает более низкое содержание Ti в актинолите по сравнению с роговой обманкой. Согласно экспериментальным исследованиям и эмпирическим наблю-дениям [Femenias et al., 2006], содержание Ti в амфиболе является функцией температуры и уменьшается при ее падении. Хлорит пропилитов по химическому составу отвечает рипидо-литу. Температура его кристаллизации, рассчитанная с помощью хлоритового геотермометра [Kranidiotis, MacLean, 1987], составляет 307–313 °C, что соответствует диапазону температур образования пропилитов альбит-актинолитовой фации [Метасоматизм..., 1998].

Породообразующими минералами березит-лиственитов являются кварц, альбит, хло-рит, светлая слюда и карбонат. Светлая слюда представлена серицитом и фенгитом, а карбонат – парагенезисом кальцита и доломит-анкерита. В виде редких мелких чешуй присутствует биотит, генетическая природа которого не ясна и требует дальнейшего изучения. Аксессуар-ные минералы, также как и в пропилитах, представлены титанитом, апатитом, рутилом и иль-менитом. Здесь появляется монацит. Апатит содержится в березит-лиственитах в значительно большем количестве. По данным хлоритового геотермометра [Kranidiotis, MacLean, 1987] и

доломит-кальцитового геотермобарометра [Таланцев, 1981], березит-листвениты образовались при T 255–338 °С и P 0.48–0.72 кбар.

Хлорит березит-лиственитов по химическому составу и времени кристаллизации разделяется на две разновидности, ранняя из которых представлена железистым рипидолитом, а поздняя – пикнохлоритом, обедненным Fe и обогащенным Si. Скорее всего, такое изменение состава хлорита объясняется падением температуры в процессе минералообразования и, возможно, ростом активности сульфидной серы во флюиде, обусловившем преимущественное вхождение Fe не в хлорит, а в сульфидные минералы.

По сравнению с хлоритом пропилитов рипидолит березит-лиственитов существенно обогащен Fe и обеднен Mg и имеет более высокую температуру формирования (333–338 °С). Установлены вариации состава пикнохлорита по латерали, выражающиеся в увеличении в нем по мере удаления от рудных тел содержания Si и в уменьшении количества Al в тетраэдрической позиции. Подобные изменения химического состава хлорита выявлены Э.М. Спиридоновым [2010] для метасоматитов березит-лиственитовой формации плутоногенных месторождений золота северной части Центрального Казахстана. Латеральная зональность по составу пикнохлорита связана с падением температуры на периферии ореолов березит-лиственитовых изменений. Температура образования хлорита (рипидолита и пикнохлорита), распространенного в пределах рудных тел, оценивается в 287–333 °С, тогда как пикнохлорита, развитого за пределами рудных интервалов – 255–280 °С. Следует отметить, что рассчитанные величины температуры отложения хлорита рудных зон совпадают с модельными величинами температуры образования доломит-анкерит-кальцитового парагенезиса тех же зон (288–334 °С), что дает основание полагать, что эти значения близки к истинной температуре минералообразования. Таким образом, наиболее высокотемпературная обстановка в процессе березитизации-лиственитизации существовала в рудовмещающих дайках и их экзоконтактовых зонах, нарушенных разрывами.

Полученные данные по температуре и давлению свидетельствуют о формировании Вознесенского месторождения на гипабиссальном уровне. Значения давления (0.48–0.72 кбар) использованы для оценки примерной глубины формирования месторождения. С учетом повышенной плотности мафит-ультрамафитовых пород зоны Главного Уральского разлома при литостатических условиях она может составлять 1.5–2.5 км.

Литература

Бородаевский Н.И. Материалы по геологии месторождений золота и меди Учалинского и Миаского районов. Башкирский РГФ, 1933. 144 с.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.

Знаменский С.Е. Минералогия и P-T условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2023. № 3. С. 430–446.

Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих пород, геодинамические условия образования // Литосфера. 2022. № 3. С. 391–403.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.

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

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

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

Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.

Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C. et al. Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania) // American Mineralogist. 2006. Vol. 91. P. 73–81.

Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Economic Geology. 1987. Vol. 82. P. 1898–1911.

Znamenskii S.E., Puchkov V.N., Michurin S.V. Sources of ore-forming fluids and formation environments of orogenic Au deposits in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals) // Doklady Earth Sciences. 2015. Vol. 464. No. 1. P. 910–913.

**В.Э. Баширов^{1,2}, П.В. Казаков¹, А.В. Сначёв¹,
Р.А. Гатауллин¹, М.А. Рассомахин³**

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

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

³ – Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия

Геологическое строение и особенности самородного золота Таналыкской россыпи (Южный Урал)

**V.E. Bashirov^{1,2}, P.V. Kazakov¹, A.V. Snachev¹,
R.A. Gataullin¹, M.A. Rassomakhin³**

¹ – Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

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

³ – South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia

Geological structure and features of native gold of the Tanalyk placer (Southern Urals)

Abstract. The article presents the results of study of the Tanalyk placer, which is part of the Baymak placer cluster. Native gold is mostly bright yellow, lump-, wedge-, plate- and wire-rod-shaped, belongs to the large and medium granulometry classes and is moderately rounded. The average fineness (‰) of native gold in placers is following: Baymak pond – 938, Shura log – 935, Aktash log – 943, Tanalyk – 917. Native gold grains are rimmed by supergene high-fineness gold. Native gold of all granulometry classes contains of films of Fe and Mn hydroxides, crusts of fine-grained quartz, chlorite, and less commonly biotite, which hosts numerous microparticles (0.1–0.5 μm) of very high-fineness gold. Gold for large placers was sourced from gold occurrences located at the junctions of diagonal neotectonic lineaments with longitudinal faults, which form polygenic ore-concentrating structures.

Таналыкская россыпь золота находится в Баймакском районе Республики Башкортостан и входит в Баймакский рудно-россыпной узел. Россыпь расположена на восточном склоне Южного Урала и приурочена к долине, разделяющей хребет Ирэндьк и гряде невысоких холмов Сак-Тай. Россыпь четвертичная аллювиальная долинная с серией мелких ложковых россыпей в бортах долины. Расположена на участке долины р. Таналык от оз. Графское (на севере) до устья руч. Ольховский в пределах Западно-Ирэндькской геоструктурной зоны западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Здесь развиты вулканогенные, вулкано-

генно-осадочные, осадочные, интрузивные и метаморфические породы палеозоя, перекрытые чехлом рыхлых отложений мезозойского и кайнозойского возраста. Среднедевонский интрузивный комплекс представлен риолит-дацитовыми порфирами, дацитами и андезитовыми порфиритами. Широко распространенные мезозойские образования представлены корами выветривания палеозойских пород. Кайнозойские отложения широко распространены и представлены различными по составу континентальными отложениями от неогена до голоцена.

Геологический разрез по Таналыкской россыпи включает (сверху вниз) (рис. 1):

1. растительный слой – темные почвы, черные глины с корнями растений и обломками порфиритов. Мощность слоя до 0.5 м. В пределах промышленного контура содержание Au до 100–800 мг/м³;

2. темно-бурые и желтые вязкие глины со слабо окатанной галькой разных пород размером до 15 см. Мощность слоя до 3.5 м. Содержание золота низкое;

3. песчаные плотные темно-зеленые глины с гравием и галькой кварца, порфиритов, реже яшм. Мощность слоя 0.5–3.0 м. Слой часто дает хорошее содержание золота.

4. вязкие светло-желтые среднепромывистые глины с галькой. Мощность 2.5 м. Слой отличается хорошим содержанием золота.

Для всех литолого-стратиграфических горизонтов характерно преобладание минералов тяжелой фракции (магнетита, эпидота, гематита, граната (спессартин), амфибола (диопсид), в меньшей степени, глаукофана, хромшпинелидов, пирита, циркона). В незначительных количествах и не во всех интервалах скважин наблюдаются турмалин, рутил, мартит, ильменит, барит.

Золото распределено неравномерно в толще рыхлых отложений, тяготея к приплотиковой части разреза. Плотик россыпи в восточной части отработанной площади представлен глинистой корой выветривания, часто содержащей разноразмерные обломки кварца, залегающие в коренном залегании золотоносных кварцевых жил. Все вышеперечисленные отложения в различной степени золотоносны. К продуктивной части разреза относится и верхняя часть глинистой коры выветривания, слагающей плотик россыпи. В западной части отработанной площади, породами, подстилающими золотоносные пески, являются безрудные ко-

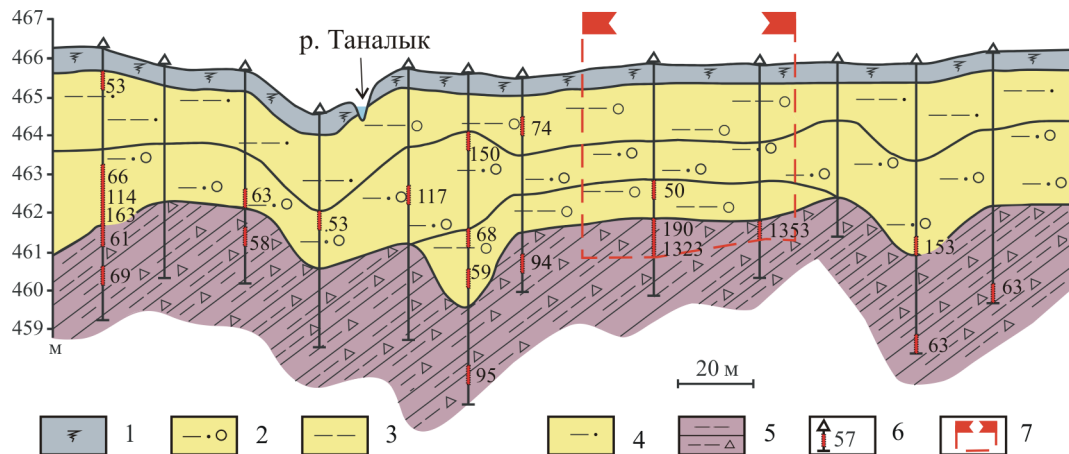


Рис. 1. Геологический разрез Таналыкской россыпи (составлен по материалам А.П. Габченко, 1994 с упрощениями авторов).

1 – почвенно-растительный слой; 2 – глинисто-песчано-гравийные отложения; 3 – глина; 4 – су-песь; 5 – глинистая и глинисто-щебнистая кора выветривания; 6 – скважины и повышенное содержание золота (>50 мг/м³); 7 – контуры подсчетных блоков категории C₁, C₂, P₁, P₂.

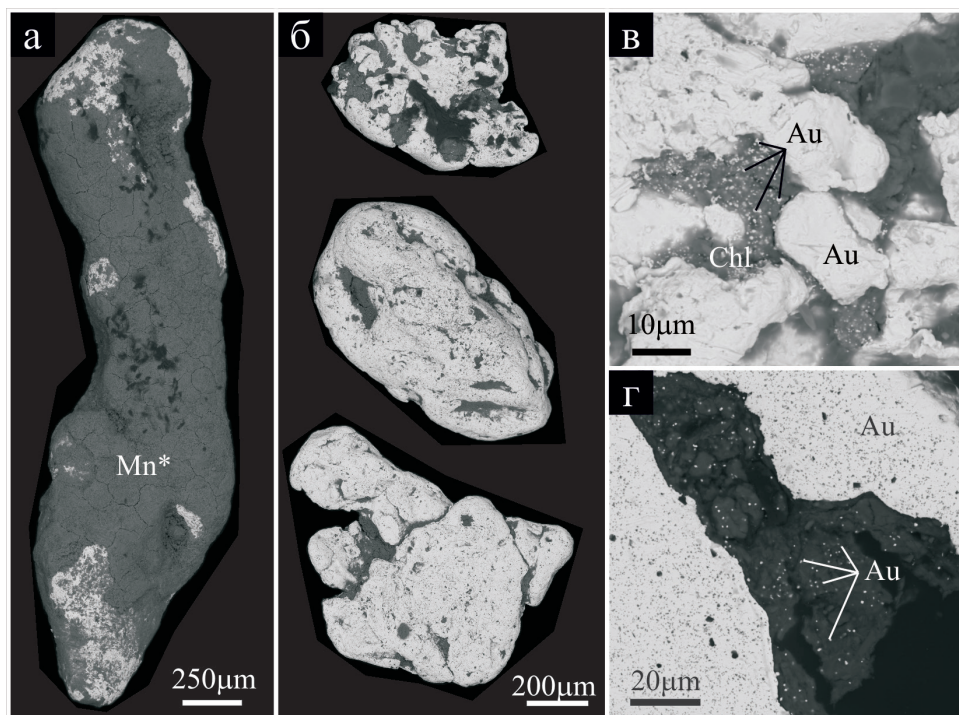


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения поверхности и полировки золота из россыпи Таналык: а – золото, покрытое пленкой гидроксидов Mn и Fe (Mn*); б – зерна золота с мелкозернистыми корками кварца, хлорита и биотита в углублениях; в, г – новообразованное микроскопическое золото.

ренные скальные серые, серо-фиолетовые и зеленые андезибазальтовые порфириды, которые очень часто выступают в виде скальных останцов на поверхности.

Золото в россыпи высокопробное и отличается выдержанным составом, основной примесью здесь является Ag, содержание которого меняется от 0.2 до 9 мас. %. Средняя пробность золота в россыпи по участкам составляет: Баймакский пруд – 938, Шуринский лог – 935, Акташский лог – 943, Таналык (линии 1502-1559) – 917 [Казаков, Салихов, 2006].

Золото преимущественно ярко-желтого цвета, имеет комковидную, клиновидную, пластинчатую и проволочно-палочковидную форму. По гранулометрическому составу оно относится к крупному и среднему классу и характеризуется средней окатанностью. Однотипность морфологических разновидностей золота в различных литолого-стратиграфических горизонтах свидетельствует о наследовании золота от древних отложений к молодым. Общей особенностью для золота всех классов крупности является наличие в углублениях и на их поверхности пленок гидроокислов Fe и Mn (рис. 2а), корок мелкозернистого кварца, хлорита и реже биотита, в которых установлены многочисленные микрочастицы весьма высокопробного золота размером 0.1–0.5 мкм (рис. 2в, г). Его присутствие на поверхности зерен золота в россыпях ближнего сноса и корах выветривания дает возможность использовать его в качестве индикатора рудной формации и зачастую служит показателем непосредственной близости золото-сульфидного или золото-сульфидно-кварцевого оруденения [Осовецкий, 2019].

Гипергенные новообразования на поверхностях зерен золота представлены высокопробными каймами. Развитие подобных кайм неоднократно отмечалось для зерен золота ряда объектов Южного Урала [Сначёв и др., 2020; Нуриева и др., 2022] и связывается как с

их химическим очищением от элементов-примесей в зоне гипергенеза [Мурзин, Малюгин, 1987], так и рекристаллизацией деформированных при переносе участков зерен [Козин и др., 2023]. Глубина развития высокопробной каймы небольшая и составляет около 20 мкм, что в совокупности с другими факторами (средняя окатанность, присутствие сростков с другими минералами) указывает на малое время пребывания зерен золота в зоне гипергенеза [Шварцев, Дутова, 2001].

Типоморфизм шлихового золота, его состав и особенности внутреннего строения указывают, что основным источником золота являлось золото-кварцевое оруденение в зонах околорудных метасоматитов золото-пиритового месторождения Куль-Юрт-Тау, золото-полиметаллических и золото-баритовых месторождений Графское, Троицкое и Ново-Троицкое. Узлы сопряжения диагональных неотектонически активных линеаментов с меридиональными магмо- и рудоподводящими разломами образуют полихронные и полигенные сквозные рудоконцентрирующие структуры. Рассредоточенные золотые проявления в этих структурах являются россыпеобразующими и служат основным источником формирования крупных россыпей. Колчеданные золотосодержащие, золото-полиметаллические и золото-баритовые месторождения и коры выветривания по ним отличаются тонкоразмерным золотом и также являются значимым источником металла в рассматриваемой россыпной системе.

Работа выполнена в рамках государственного заказа по темам № FMRS-2022-0012 и № FMRS-2022-0011 (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа). Электронно-микроскопические исследования проведены в рамках государственного задания № 122040600006-1 (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс).

Литература

Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.

Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. и др. Шлиховые ассоциации минералов золотоносных россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал) и возможные коренные источники золота // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1219–1237.

Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.

Нуриева К.Р., Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф. и др. Геология золотого проявления Голенькие Горки (Сиратурское рудное поле, Южный Урал) // Геологический вестник. 2022. № 3. С. 53–64.

Осовецкий Б.М. Нанозолото на поверхности россыпного металла // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2019. № 2 (39). С. 57–64.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Коломоец А.В. Углеродистые сланцы Каменского участка: геология и рудоносность (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 2. С. 24–29.

Шварцев С.Л., Дутова Е.М. Гидрогеохимия и мобилизация золота в зоне гипергенеза (Кузнецкий Алатау, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. № 43(3). С. 252–261.

А.К. Козин¹, С.Ю. Степанов¹, Э.Ш. Алиев²

*¹ – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
kozin@mineralogy.ru*

² – TOO Eurasian Minerals, г. Астана, Казахстан

Морфологические особенности и гранулометрический состав самородного золота россыпи Сарыбулак, Восточный Казахстан
(научный руководитель – д.г.-м.н. Е.В. Белогуб)

А.К. Kozin¹, S.Yu. Stepanov¹, E.Sh. Aliev²

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

² – Eurasian Minerals, Astana, Kazakhstan

Morphological features and granulometric composition of native gold from the Sarybulak placer, East Kazakhstan

Abstract. Granulometric composition of native gold from the Sarybulak placer indicates that a higher velocity and a high rate of flattening of fine gold is responsible for the predominance of large gold particles in the upper and middle parts of the placer and an increase in the amount of small gold particles with the distance from the gold source. Mechanical deformations in residue and talus are expressed in rounding of gold grains. Flattening is typical of alluvial native gold, which was transported over a distance of at least 3 km. The Sarybulak placer formed due to erosion of primary sources in the upper reaches of water streams involving small gold-bearing quartz veins, which are located on slopes of a river valley throughout the placer.

Введение. Особенности формы и размера индивидов и агрегатов самородного золота в россыпных месторождениях традиционно рассматриваются в качестве важного типоморфного признака, отражающего процессы экзогенного преобразования золота. Определение степени окатанности широко используется для оценки дальности переноса и прогноза расположения коренных источников. Исследованию данного вопроса посвящено большое количество работ, однако в большинстве из них рассматриваются россыпи, коренные источники которых не установлены либо определена лишь их генетическая принадлежность. При этом наиболее полное представление о процессах преобразования самородного золота в поверхностных обстановках можно получить лишь при рассмотрении шлихового золота из отложений на протяжении всего пути его транспортировки. В ходе переноса от коренного источника самородное золото последовательно оказывается в различных типах рыхлых отложений, образующих непрерывный генетический ряд: элювиальные – делювиальные – аллювиальные. Цель работы – выявление закономерностей изменения форм и размеров самородного золота на каждом этапе его транспортировки и в различных типах рыхлых отложений. В качестве объекта исследования выбрана группа россыпей р. Сарыбулак в Восточном Казахстане. На этой территории ввиду простого геологического строения и малого количества растительности легко устанавливается связь россыпей с коренными объектами, а также доступны для опробования все генетические типы рыхлых отложений.

Россыпи располагаются в Западно-Калбинской складчатой зоне в полосе каменноугольных углисто-глинистых алевролитов и песчаников. Терригенные породы вмещают многочисленные одиночные жилы и их скопления, часть из которых золотоносна. Промышленные содержания россыпного золота приурочены к нижним частям мощного (до 6 м) разреза четвертичных аллювиальных отложений в современной долине р. Сарыбулак, а также ее при-

токов: рр. Бутагора и Койшибай. Разведанная протяженность россыпей составляет ~17 км. В верховьях водотоков располагаются два известных объекта с коренной золотой минерализацией: золотокварцевые рудопроявления Четырехлетка и Аиргезень [Моисеев и др., 1965], послужившие источником для россыпей. Непромышленные содержания и единичные знаки самородного золота установлены в делювиальных отложениях склонов долин и элювии вблизи кварцевых жил.

Материалы и методы. Основой для исследования стали крупнообъемные шлиховые пробы, отобранные из элювиальных, делювиальных и аллювиальных отложений в ходе поисковых работ и эксплуатационной разведки россыпей. Данные о гранулометрическом составе получены путем ситового анализа россыпного золота, извлеченного при обогащении золотоносных песков объемом 4000–5000 м³ на промывочном приборе ПБШ-100. Гранулометрический анализ самородного золота россыпи проводился по навескам шлихового золота, полученным в ходе промышленного обогащения песков, что обеспечивает высокую представительность проб. Морфологические особенности самородного золота изучены с применением стереомикроскопа и сканирующего электронного микроскопа Vega3 Tescan Sbu (аналитик М.А. Рассомахин) в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН.

Результаты исследования. Полученные результаты наиболее точно отражают реальное распределение гравитационно-обогащаемого золота по классам крупности. Гранулометрический состав определялся на четырех участках россыпи, расположенных на различном расстоянии от истока реки, где расположен основной коренной источник (табл.). В среднем течении р. Сарыбулак (12.2 км от истока) наиболее распространены зерна золота классов крупности +5 и –5+1 мм (до 70 % всего золота). В нижней части россыпи (17.3–24.5 км от истока) резко сокращается количество зерен золота размером больше 5 мм, а основная часть золота равномерно распределена по трем классам крупности –5+1, –1+0.5 и –0.5 мм.

Индивиды золота в элювиальных отложениях характеризуются цементационными и интерстициональными формами и сохраняют рудный облик (рис. а). На их поверхностях часто отмечаются ступенчатые отпечатки, отражающие совместный рост с жильными минералами. Многочислены сростания с кварцем. Изменения первичной формы незначительны и выражаются в слабых деформациях выступающих частей зерен золота.

В делювиальных отложениях преобладают комковидные зерна самородного золота средней степени окатанности (рис. б, в). Возрастает степень механических деформаций, выраженная в обмятии и загибании выступающих краевых частей зерен золота к центру. Общие очертания индивидов сохраняют изометричный либо слабоудлиненный облик, размеры по разным направлениям отличаются в 1–2 раза. Поверхности несут следы смятия и перековки, редко сохраняются участки первичных ростовых поверхностей. Сростания с кварцем и другими жильными минералами очень редки.

Таблица

Гранулометрический состав самородного золота россыпи р. Сарыбулак

Фракция крупности, мм	Расстояние от истока							
	12.2 км		17.3 км		17.4 км		24.5 км	
	Масса, г	%	Масса, г	%	Масса, г	%	Масса, г	%
+5	129.8	33.0	26.4	5.9	71.7	8.3	32.1	7.6
–5+1	139.3	35.4	119.7	27.0	285.7	33.1	135.7	31.9
–1+0.5	55.8	14.2	127.5	28.7	261.8	30.3	126.0	29.7
–0.5	68.1	17.3	170.1	38.3	245.0	28.3	131.1	30.9

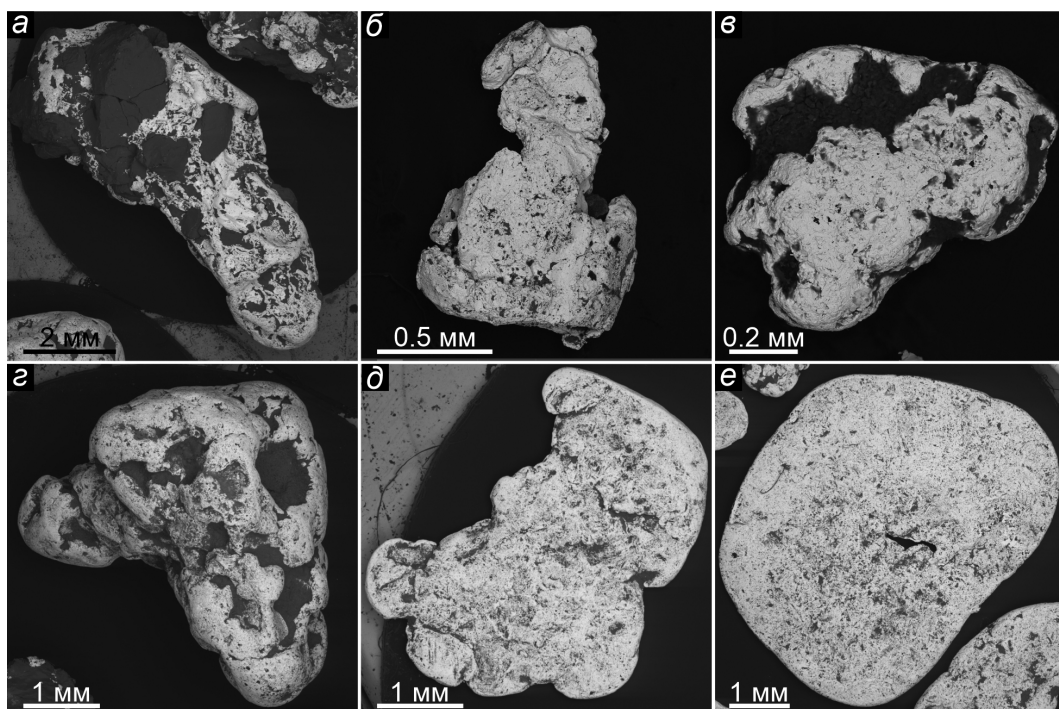


Рис. Самородное золото из отложений различных генетических типов: а – элювиальных; б, в – делювиальных; г–е – аллювиальных.

Большее разнообразие форм зерен золота наблюдается в аллювиальных отложениях. Наряду со средне- и хорошоокатанными комковидными (рис. г) индивидами распространены сильно уплощенные (рис. д) и чешуйчатые с закругленными краями (рис. е). Степень уплощения (рассчитана по формуле $(A+B)/2C$, где А – ширина, В – длина, С – толщина) варьирует от 1–2 для комковидных форм до 8–9 – для чешуйчатых. Преобладают грубошагреневые и бугристые закругленные поверхности индивидов. Для наиболее уплощенных индивидов характерно утончение центральных частей по сравнению с периферическими вплоть до образования сквозных отверстий (рис. е). Отсутствуют срастания самородного золота с жильными минералами. По мере удаления от коренного источника доля уплощенных и чешуйчатых частиц повышается, при этом на протяжении всей россыпи в небольшом количестве встречаются слабоокатанные зерна золота.

Обсуждение. Морфологические особенности индивидов самородного золота и распределение их по классам крупности на различном удалении от коренного источника отражают закономерности их преобразования при транспортировке в экзогенных условиях.

Гранулометрический состав частиц самородного золота в средней и нижней частях россыпи р. Сарыбулак принципиально отличается. Наблюдается уменьшение доли индивидов фракции +5 мм и увеличение доли фракций –1+0.5 и –0.5 мм. Процентное содержание частиц фракции –5+1 мм остается высоким и составляет около трети всей массы золота. Движение частиц в водном потоке контролируется двумя факторами: гидравлической крупностью частиц и динамическим режимом потока [Копылов, 2002]. В большей степени гидравлическая крупность влияет на поведение мелких частиц [Шило, Шумилов, 1970; Нестеренко, Колпаков, 2008], что обуславливает наблюдаемое в россыпи р. Сарыбулак значительное повышение доли зерен золота меньших классов в нижнем течении реки. Мелкие частицы быстрее под-

даются уплощению вследствие механических деформаций, что дополнительно повышает их подвижность в гидродинамической среде.

Полученные результаты изучения морфологических особенностей подтверждают ранее установленные закономерности, что при транспортировке самородного золота в рыхлых отложениях с вершин по склонам к речным долинам и далее в водотоках индивиды окатываются и постепенно уплощаются. Эти закономерности соответствуют общему тренду изменения формы зерен золота в россыпях [Никифорова и др., 2020]. Однако заметно уплощенные частицы самородного золота обнаружены только в аллювиальных отложениях средней и нижней частей россыпи, в то время как в элювии и делювии механические деформации проявляются только в окатывании индивидов и приближении их формы к комковидной. Эти наблюдения указывают на то, что для уплощения частиц самородного золота требуются деформации, вызванные нахождением этого минерала в гидродинамической среде при транспортировке, по меньшей мере, на несколько километров. Подобные выводы сделаны при изучении золотоносных россыпей Юкона, для которых установлено значимое уплощение зерен золота в россыпях, удаленных от коренных источников более, чем на 3 км [Knight et al., 1999].

Присутствие в россыпи индивидов различной степени уплощения может быть объяснено разницей первичных форм золота. Однако повсеместно встречаемые зерна золота слабой степени окатанности, близкие по форме к золоту из элювия и делювия, указывают на дополнительные мелкие источники, расположенные вдоль россыпи. Таким образом, формирование россыпей р. Сарыбулак происходило, в первую очередь, за счет рудопроявлений Четырехлетка и Аиргизень в верховьях водотоков и при ограниченном участии кварцевых жил в ее долине.

Выводы. В результате изучения гранулометрического состава россыпного золота в отложениях р. Сарыбулак установлено, что повышенная гидравлическая крупность и большая скорость уплощения мелких частиц самородного золота определяет преобладание крупных его зерен в верхней и средней частях россыпи и увеличение доли мелкого золота по мере удаления от коренного источника. Установлены отличия изменения формы зерен золота в процессе транспортировки. При движении в рыхлых отложениях частицы самородного золота окатываются, и их форма приближается к комковидной, а при переносе в гидродинамической среде частицы приобретают уплощенный облик. Формирование россыпей р. Сарыбулак и ее притоков происходило за счет коренных источников в верховьях водотоков при ограниченном участии более мелких объектов коренной минерализации, расположенных на склонах долин рек на всем протяжении россыпи.

Литература

Копылов Р.Н. Дифференциация золота в аллювиальных пластовых россыпях. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2002. 144 с.

Нестеренко Г.В., Колтаков В.В. Сепарация мелкого золота реками областей денудации // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423. № 5. С. 656–658.

Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1514–1534.

Моисеев Э.Г., Гольдман Г.И., Иванов Н.П., Попова Н.Н. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Рудно-Алтайская. Лист М-44-XXIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 100 с.

Шило Н.А., Шумилов Ю.В. Новые экспериментальные данные о поведении частиц золота в водной среде // Доклады Академии наук. 1970. Т. 195. № 1. С. 193–196.

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. № 5. P. 635–648.

Б.Б. Левочский^{1,2}, Т.Ю. Якич³, Д.В. Левочская¹

¹ – Хабаровский филиал АО «Полиметалл УК», г. Хабаровск, Россия
LevochskiiBB@polymetal.ru

² – Институт тектоники и геофизики
им. А.Ю. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

³ – Томский национальный исследовательский
политехнический университет, г. Томск, Россия

**Роль флюида в перераспределении и накоплении
металлов платиновой группы и их сплавов на примере
Дюкалинского мафит-ультрамафитового массива (Хабаровский край)**
(научный руководитель – к.г.-м.н. В.Е. Кириллов)

B.B. Levochsky^{1,2}, T.Yu. Yakich³, D.V. Levochskaya¹

¹ – Polymetal Management, Khabarovsk branch, Khabarovsk, Russia

² – Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB EAS, Khabarovsk, Russia

³ – Tomsk National Research Polytechnic University, Tomsk, Russia

**The role of fluid in the redistribution and accumulation of platinum group elements
and their alloys: example of the Dukali mafic-ultramafic massif (Khabarovsk krai)**

Abstract. Awaruite, native copper, cabriite, and mineral phases of Ir, Pt, Fe-Co, Cu-Fe, Cu-Fe-Ni, Co-Fe-Ni-S, Cu-Ni-Zn-Pd, Pd-Hg, Cu-Pd, Cu-Pt, and Ni-Cu composition are described in rocks of the Dukali ultramafic massif (Khabarovsk krai). The role of the fluid associated with serpentinization of rocks is shown for the redistribution, accumulation and stabilization of native phases and alloys.

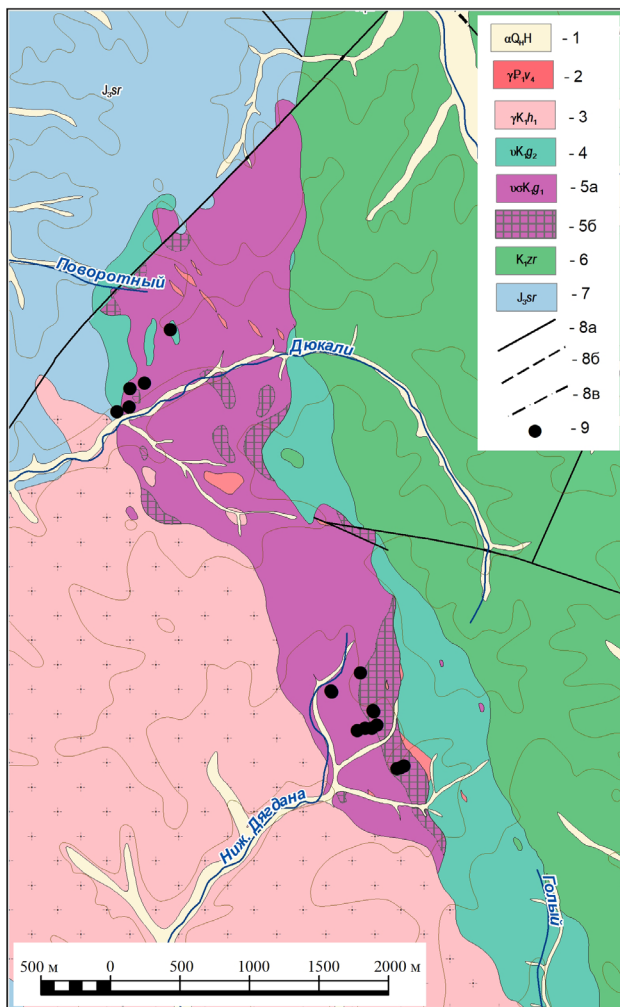
Введение. Природные сплавы описаны в метеоритах и, предположительно, слагают ядро Земли, где они содержат значительное количество элементов платиновой группы (ЭПГ). Основной объем добываемых ЭПГ локализован в расслоенных интрузиях ультраосновного-основного состава и связан с хромитовыми или сульфидными месторождениями Ni, Co и Cu [Mungall, Naldrett, 2008; Naldrett, 2011]. Самородные металлы и сплавы ЭПГ ранее считались весьма устойчивыми к постмагматическим процессам, однако было показано [Пушкарев и др., 2012; Pushkarev et al., 2014; Толстых, 2018; Степанов и др., 2020; Kutyrev et al., 2023], что эффекты, связанные с флюидно-метасоматическими преобразованиями исходных ультраосновных пород, могут играть значительную роль в перераспределении и накоплении ЭПГ. Для определения роли гидротермальных процессов при накоплении и перераспределении ЭПГ нами изучены породы Дюкалинского массива, расположенного в Комсомольском районе Хабаровского края.

Дюкалинский мафит-ультрамафитовый массив площадью около 30 км² входит в состав нижнемелового гурского ультраосновного-основного комплекса, сложенного дунитами, пироксенитами, перидотитами (первая фаза) и габбро (вторая фаза внедрения). Вмещающие породы – юрские (светлореченская толща) и раннемеловые (кабулинская толща) терригенные образования. Гранитоиды раннемелового хунгарийского и палеоценового верхнеудоминского комплекса прорывают породы Дюкалинского массива (рис. 1). С габброидами Дюкалинского массива связаны проявления Ti, а в 2018 г. в процессе проведения ГДП-200 установлены донный ореол Cu (9.5 км², 0.004–0.005 %) и признаки платиноносности: содержания Pd 4.3–2.9 мг/т и Pt 2.3–1.7 мг/т [Расказов, Конюшенко, 2017; Юрченко, Добрин, 2020].

Методы исследований. В рамках проведения площадных поисковых работ, выполняемых Хабаровским филиалом АО «Полиметалл УК», были отобраны образцы для минерало-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта окрестностей Дюкалинского массива с точками отбора образцов, содержащих самородные фазы и сплавы.

1 – четвертичные аллювиальные отложения нерасчлененные; 2 – граниты, лейкограниты, гранитпорфиры четвертой фазы верхнеультоминского комплекса; 3 – граниты, гранодиориты хунгарийского комплекса; 4 – габбро; 5 – ультраосновные породы: 5а – перидотиты, пироксениты, 5б – плагиоклазовые верлиты; 6 – журавлёвская свита, алевролиты; 7 – светлореченская свита, алевролиты, песчаники, аргиллиты; 8 – дизъюнктивные нарушения: 8а – достоверные, 8б – предполагаемые, 8в – перекрытые рыхлыми отложениями; 9 – точки отбора проб, содержащих самородные металлы и сплавы.



го-петрографических исследований. Изготовлены 33 прозрачно-полированных шлифа и 21 аншлиф, которые описаны с помощью поляризационного микроскопа Zeiss Axio Imager A2m. Минералы проанализированы при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 Sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford X-Max 50 (Томский национальный исследовательский политехнический университет) с Si/Li кристаллическим детектором, ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 4–11.5 нА с предварительной калибровкой интенсивности зонда (11.4–11.5 нА) по кобальтовому стандарту, фокусное расстояние 15 мм.

Результаты и обсуждение. Породы Дюкалинского массива подвержены интенсивной серпентинизации, амфиболлизации, карбонатизации и хлоритизации; породы эндоконтактных зон брекчированы, катаклазированы, превращены в серпентиниты. В составе рудной минерализации преобладают магнетит, хромшпинелиды, значительно менее развиты сульфиды, представленные пентландитом, миллеритом, пиритом, халькопиритом, единичными зёрнами галенита, сфалерита, халькозина, джирита и хизлевудита. Установлены микроскопические включения самородных металлов. Рудные минералы распределены в пределах образцов в виде мелкой и тонкой вкрапленности и прожилков. Преобладающие текстуры: вкрапленная, прожилково-вкрапленная и сетчатая за счет распределения магнетита.

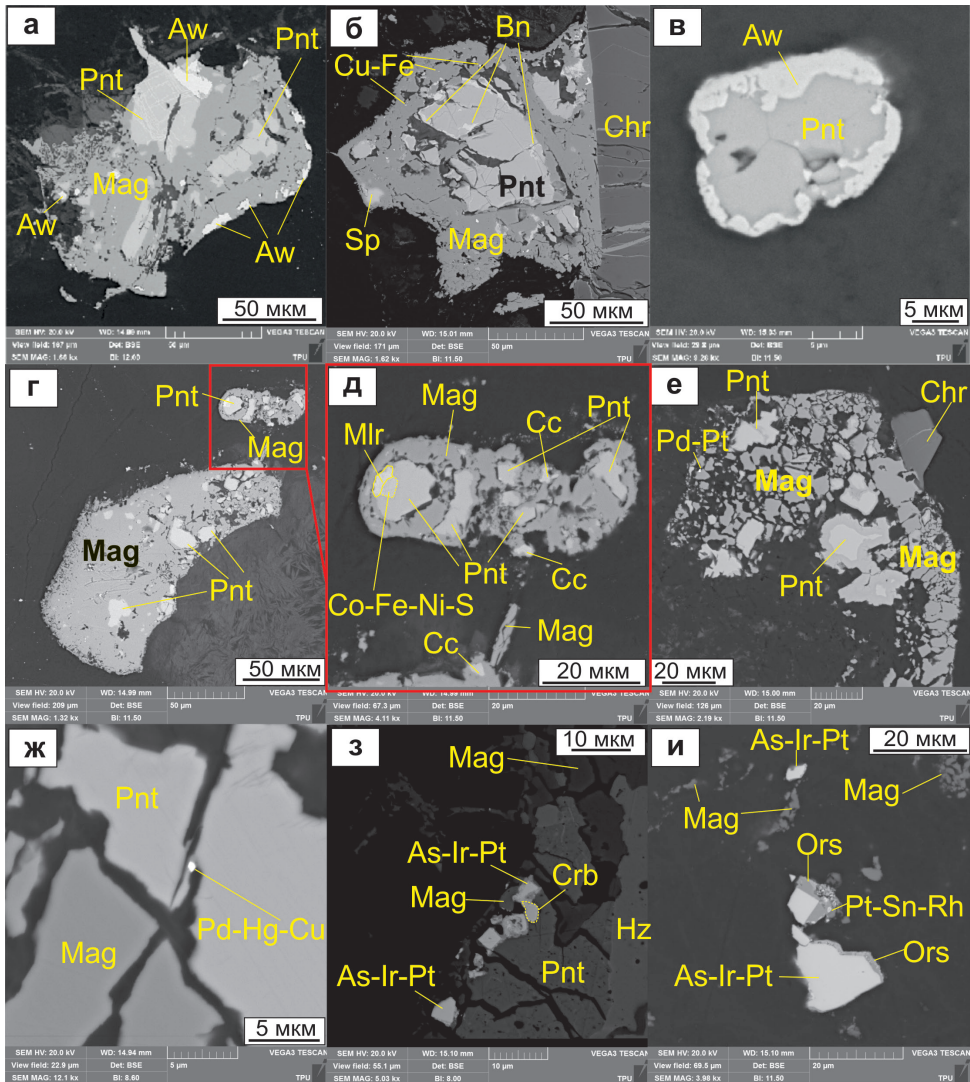


Рис. 2. Фото шлифов в обратно-рассеянных электронах: а – сросток магнетита (Mag), пентландита (Pnt) и аварюита (Aw); б – контакт зерна хромшпинелида (Chr) и магнетита с включениями пентландита, сфалерита (Sp) и сплавов Cu-Fe; в – изометричное зерно пентландита с каймой аварюита; г – магнетит с вкрапленностью пентландита; д – увеличенный фрагмент фото г, содержащий миллерит (Mlr), халькозин (Cc) и фазу состава Co-Fe-Ni-S; е, ж – сросток магнетита с хромитом, пентландитом с включениями Pd-Pt (е) и (ж) Pd-Hg-Cu сплавов; з – ассоциация сульфоарсенидов Ir и Pt (As-Ir-Pt) и кабриита (Cbr) в сростке магнетита и пентландит-хизлевудита (Hz); и – кристаллы сульфоарсенатов иридия и платины (As-Ir-Pt) с каймами орселита (Ors) с единичными включениями Pt-Sn-Rh сплавов в ассоциации с тонкозернистыми агрегатами магнетита.

Аварюит Ni_3Fe встречается в виде включений в краевых частях магнетита и пентландита (рис. 2а, в). Содержит Co до 2 мас. %. Включения Cu-Fe и Cu-Ni-Zn-Pb сплавов установлены в магнетите (рис. 2б, г, д), Fe-Ni-Co-S – в хромшпинелидах. Микроскопические включения сплавов ЭПГ (Pt-Pd, Pd-Hg-Cu), медно-никелевого сплава (Cu-Ni), сульфидов Co-Fe-Ni, сульфоарсенидов Ir и Pt, самородной меди, хизлевудита (Ni_3S_2), кабриита (Pd_2SnCu) и орсе-

нита ($Ni_{5-x}As_2$) установлены в трещинах и на периферии кристаллов пентландита (рис. 2е-и). Идиоморфные кристаллы сульфоарсенидов Ir и Pt, оконтуренные орсенитом с включениями Pt-Sn-Rh сплава (рис. 2и), встречены в пентландите из плагиоклазовых верлитов. Самородная медь размером от 1 до 100 мкм отмечается в зернах магнетита и пентландита, в краевых частях обрастает игольчатыми кристаллами куприта.

Серпентинизация является наиболее распространенным типом изменений, который воздействует на платиносодержащие перидотиты в земной коре. В процессе изменений происходит замещение оливина и пироксена серпентиновыми минералами и магнетитом посредством взаимодействия водного флюида с породой [Früh-Green et al., 2004; Evans et al., 2013, 2017] – это окислительно-восстановительная реакция, в которой одно соединение в промежуточной степени окисления, превращается в два соединения: одно с более высокой, а другое с более низкой степенью окисления [Толстых, 2018; Степанов и др., 2020; Kutyrev et al., 2023 и др.]. Возможность стабилизации самородных фаз и сплавов, в том числе аваруита (Ni_2Fe-Ni_3Fe), вайрауита ($FeCo$) и самородного железа, за счет железосодержащих сульфидов полиметаллов и оливина описана в [Klein, Bach, 2009; Foustoukos et al., 2015]. Учитывая сидерофильную природу ЭПГ и доказательства их совместного присутствия со сплавами цветных металлов, имеющих вторичную природу [Evans et al., 2013; Kutyrev et al., 2021, 2023], наблюдаемые особенности распределения металлов, вероятно, отражают подвижность ЭПГ и их переотложение в виде самостоятельных минеральных фаз при процессах серпентинизации, интенсивно проявленных в пределах Дюкалинского массива.

Выводы. В ходе исследований впервые установлена и описана рудная минерализация Дюкалинского массива, представленная аваруитом, самородной Cu, кабриитом, сульфоарсенидами Ir, Pt, Fe-Co, Cu-Fe, Cu-Fe-Ni, Co-Fe-Ni-S, Cu-Ni-Zn-Pd, Pd-Hg, Cu-Pd, Cu-Pt, Ni-Cu сплавами. Показана потенциальная рудоносность массива на ЭПГ и установлена связь образования минералов ЭПГ с процессами серпентинизации.

Исследования частично выполнены в рамках государственного задания «Наука» № FSSWW-2023-0010, тема «Комплексные исследования на базе природных геологических лабораторий». Аналитические работы частично выполнены в рамках государственного задания «Наука» № FSSWW-2023-0010, тема «Комплексные исследования на базе природных геологических лабораторий».

Литература

Пушкарев Е.В., Телегин Ю.М., Телегина Т.В. Состав включений в платиноидах как индикатор низкотемпературного, постмагматического генезиса МПГ в дунитах Светлого Бора, Платиноносный пояс Урала // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Екатеринбург, 2012. С. 218–220.

Рассказов С.Ю., Конюшенко Г.Ф. Отчет о результатах работ по объекту «Проведение в 2017 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО за исключением республики Саха (Якутия)». Создание геохимических основ на площади листов Гостеолкарты-200/2 М-52-VI, XI, М-54-XIII (Правобережная площадь) (3 этап). 2017. № 27486.

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

Толстых Н.Д. Платиновая минерализация массивов Кондёр и Ингали // Геосферные исследования. 2018. № 1. С. 17–32.

Юрченко Ю.Ю., Добкин С.Н. Отчет о результатах работ по объекту «Проведение в 2017–2019 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (южные районы)». ГДП-200 (2–3 этапы) листа М-54-XIII (Гурская площадь). 2020. № 27809.

Evans K.A., Reddy S.M., Tomkins A.G. et al. Effects of geodynamic setting on the redox state of fluids released by subducted mantle lithosphere // *Lithos*. 2017. Vol. 278–281. P. 26–42.

Evans B.W., Hattori K., Baronnet A. Serpentinite: what, why, where // *Elements*. 2013. Vol. 9. № 2. P. 99–106.

Foustoukos D.I., Bizimis M., Frisby C., Shirey S.B. Redox controls on Ni–Fe–PGE mineralization and Re/Os fractionation during serpentinization of abyssal peridotite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. Vol. 150. P. 11–25.

Früh-Green G.L., Connolly J.A.D., Plas A. et al. Serpentinization of oceanic peridotites: implications for geochemical cycles and biological activity // *The Subseafloor Biosphere at Mid-Ocean Ridges*. Geophysical Monograph Series. 2004. P. 119–136.

Klein F., Bach W. Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions // *Journal of Petrology*. 2009. Vol. 50. № 1. P. 37–59.

Kutyrev A., Kamenetsky V., Kontonikas-Charos A. et al. Behavior of Platinum-group elements during hydrous metamorphism: constraints from awaruite (Ni₃Fe) mineralization // *Lithosphere*. 2023. Article ID lithosphere_2023_126.

Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.D. et al. Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2021. Vol. 130. Article 103947.

Mungall J.E., Naldrett A.J. Ore deposits of the Platinum-group elements // *Elements*. 2008. Vol. 4. P. 253–258.

Naldrett A.J. Fundamentals of magmatic sulfide deposits // *Magmatic Ni–Cu and PGE Deposits: Geology, Geochemistry and Genesis*. Society of Economic Geologists, Denver, Colorado, 2011. P. 1–50.

Pushkarev E.V., Anikina E.V., Kamenetsky V. Non-magmatic origin of PGM-rich chromitites in the Ural-Alaskan-type intrusions: mineralogical and structural // *12th International Platinum Symposium*. Yekaterinburg, 2014. P. 275–276.

Р.В. Кужугет¹, Н.Н. Анкушева²

¹ – Тувинский институт комплексного освоения
природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, Россия
rkuzhuget@mail.ru

² – Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия

Благороднометалльная минерализация и РТ-параметры формирования золото-молибден-медно-порфирового месторождения Ак-Суг (Восточный Саян)

R.V. Kuzhuget¹, N.N. Ankusheva²

¹ – *Tuvinian Institute for Exploration of
Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia*

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

Noble metal mineralization and PT-parameters of formation of the Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit (Eastern Sayan)

Abstract. Ore mineralization of the Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit formed during three stages: 1) porphyry-copper mineralization with simple sulfides in quartz-sericite and quartz-sericite-chlorite metasomatites, 2) subepithermal Au-Bi-Te-Pd-quartz mineralization in quartz-sericite metasomatites, and 3) intermediate-sulfidation Au-Ag mineral assemblages with selenides, tellurides, and Sb and As sulfosalts in

argillites. The Ak-Sug deposit exhibits the features of the evolution of mineral assemblages, temperatures, composition, and fluid salinity during the transition from porphyry copper to the epithermal stage. At the early stages of the ore-forming process, the fluid was magmatic, whereas the later stages involved meteoric waters and the composition of the fluid transformed from high-saline (up to 32.9 wt % NaCl eq) CO_2 -aqueous-chloride to aqueous-chloride (from 7 to 1.4 wt % NaCl eq) with Na, K, and Mg carbonates and sulfates. A wide diversity of Au-Ag minerals of subepithermal and epithermal mineral assemblages is caused by variations in $f\text{S}_2$, $f\text{Se}_2$, and $f\text{Te}_2$.

Медно-порфировые месторождения служат источником большого количества Cu, Mo и Re, а также они содержат значимые количества Au, Ag и ЭПГ. Они образуются в различных геодинамических обстановках: субдукционных, постсубдукционных, коллизионных и постколлизионных [Sillitoe, 2010; Hou et al., 2011; Richards, 2013]. Медно-порфировые месторождения могут совмещать Au-Ag эпитермальные, полиметаллические (Zn-Cu-Pb-Ag±Au) и другие типы оруденения, которые могут быть производными единой порфирово-эпитермальной рудно-магматической системы [Sillitoe, 2010].

Ак-Сугский рудный узел локализован в Саяно-Тувинском сегменте северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса и представляет собой аккреционно-коллизионную структуру, возникшую при геодинамической эволюции и закрытии Палеоазиатского океана [Берзин, Кунгурцев., 1996]. В рудном узле, кроме одноименного месторождения, выявлено несколько медно-порфировых рудопроявлений в интрузивных породах одноименного комплекса (Є₁ak) – Кадырой, Гребешковый, Даштыг и др., эпитермального Au-Ag типа в гидротермально-измененных нижнекембрийских эффузивно-осадочных породах – жильное рудопроявление Биче-Кадыр-Оос [Kuzhuget et al., 2023].

Возраст рудоносных порфиров Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Ак-Суг (U-Pb-датировка циркона интрузий от 515 ± 4 до 499 ± 6 млн лет [Berzina et al., 2016], Re-Os-датировка молибдена 518, 517, 516 и 511 млн лет [Pollard et al., 2017]) позволил предположить, что оруденение сформировалось в период геодинамического перехода от островодужного (570–518 млн лет) к аккреционно-коллизионному (510–450 млн лет).

Месторождение Ак-Суг расположено на южном склоне Восточного Саяна в зоне сопряжения докембрийских и раннекаледонских структур Кандатского разлома. Оруденение приурочено к Ак-Сугскому плутону, который локализован на пересечении Даштыгойского грабена СЗ направления с зоной трещиноватости субширотного Ак-Сугского разлома. Плутон сложен среднезернистыми породами (габброиды, диориты, тоналиты), вмещающими штоко- и дайкообразные тела (малые интрузии, рудоносный комплекс) порфировых пород, с которыми ассоциирует Cu-Mo оруденение.

Золото-молибден-медно-порфировое оруденение месторождения Ак-Суг сопровождается ореолами гидротермально измененных пород, развитых по рудоносным порфирам и вмещающим гранитоидам. Метасоматическая зональность согласуется с типовой зональностью метасоматической колонки медно-порфирового месторождения. Установлено, что рудная минерализация на месторождении отлагалась в три этапа. В первый этап сформировалось медно-порфировое оруденение с ассоциациями простых сульфидов (пирит, халькопирит, борнит, молибденит, галенит, сфалерит) в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах. Во второй этап сформировалась субэпитермальная золото-висмута-теллуридно-палладиево-кварцевая минерализация с халькопиритом, энаргитом, борнитом, пиритом, гесситом, золотом, электрумом, клаусталитом, S-кавацулитом, Se-тетрадимитом, Bi-теннантитом (до 15 мас. % Bi), меренскиитом PdTe_2 , сопчеитом $\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$, темагамитом Pd_3HgTe_3 , арсенопалладинитом Pd_8As_3 , сульфовисмутитами Cu и Pb в кварц-серицитовых метасоматитах. С третьим этапом связаны Au-Ag минеральные ассоциации с калаверитом, петцитом, сильванитом, гесситом, эмпреситом, науманнитом и сульфосолями Sb и As [Кужугет и др., 2023].

Изучение флюидных включений, рамановская спектроскопия и минеральная термометрия (парагенезис теллуридов Au и Ag) показали, что медно-порфировое оруденение отлагалось из углекислотно-водно-хлоридного (Na-K±Fe) флюида с концентрациями солей 20.1–32.8 мас. % NaCl-экв. при 470–395 °С, субэпитептермальная минерализация – при P ~0.96–1.0 кбар из углекислотно-водно-хлоридного (Na-K±Fe±Ca±Mg) флюида с концентрациями солей 7.5–15 мас. % NaCl-экв. при 445–365 °С. Эпитептермальные минеральные ассоциации отлагались при P ~0.55 кбар из углекислотно-водно-хлоридного (Na-K±Fe±Ca±Mg) флюида с концентрациями солей 1.4–12.6 мас. % NaCl-экв. при 370–200 °С.

Изотопный состав S флюида разных минеральных ассоциаций месторождения варьирует от –2.7 до +0.4 ‰, указывая на то, что они являются производными единой порфировой системы.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида медно-порфирового (5.8–6.4 ‰) и субэпитептермального (5.7–6.2 ‰) этапов указывают на его магматогенный генезис; а эпитептермального (0.6–5.2 ‰) – на смешение магматического флюида с метеорными водами (0.4–5.7 ‰) [Кужугет и др., 2023].

Полученные изотопные данные в сочетании с минералого-геохимическими особенностями и условиями образования руд позволили проследить закономерности эволюции минеральных парагенезисов, температур, состава и концентрации флюидов месторождения Ак-Суг при переходе от медно-порфирового к эпитептермальному этапу.

Эпитептермальный этап месторождения Ак-Суг обладает сходными минералого-геохимическими особенностями и условиями образования руд с оруденением эпитептермального Au-Ag рудопроявления Биче-Кадыр-Оос, находящегося в 12 км к СВ. Это рудопроявление представлено золото-сульфидно-кварцевыми и золото-полисульфидно-карбонатно-кварцевыми жилами с аргиллитовыми зонами в вулканогенно-осадочных породах нижнего кембрия. Здесь установлены две стадии рудообразования: золото-сульфидно-кварцевая стадия с пиритом, марказитом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом, реже сфалеритом, гесситом, золотом и электрумом и поздняя золото-полисульфидно-карбонатно-кварцевая стадия с золотом, электрумом, Hg-электрумом, Se-акантитом, Se-галенитом, борнитом, теннантитом, тетраэдритом, гесситом, теллуробисмутитом, висмутинитом, матильдитом, джемсонитом, урайитом, самородным Вi и баритом. По данным изучения флюидных включений, рамановской спектроскопии и термометрии минералов (парагенезис электрума и сфалерита) установлено, что рудные жилы образовались при P ~0.5 кбар из водного CO₂-Na-K-хлоридного флюида (4.9–9.6 мас. % экв. NaCl) и температурах от 330 до 200 °С (330–270 °С – ранние золотосульфидно-кварцевые жилы и 290–200 °С – поздние золото-полисульфидно-карбонат-кварцевые жилы) и вариациях $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$, $f\text{Se}_2$ и $f\text{Te}_2$.

Изотопный состав S в сульфидах и значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида +1.3 и +4.7 ‰ (T 300–275 °С) указывают на участие магматической серы в рудообразовании.

Изотопные данные кислорода свидетельствуют о том, что при формировании жил магматический флюид смешивался с метеорной водой ($\delta^{18}\text{O}_{\text{флюида}}$ составляет 3.4–6.4 ‰) [Кужугет и др., 2023].

Таким образом, ранне- и среднекембрийское золото-медно-порфировое месторождение Ак-Суг характеризуется закономерностями эволюции минеральных парагенезисов, температур, состава и концентрации флюидов при переходе от медно-порфирового к эпитептермальному этапу. Наличие в Ак-Сугском золото-молибден-медно-порфировом рудном узле эпитептермального Au-Ag оруденения Биче-Кадыр-Оос свидетельствует о существовании единой порфирово-эпитептермальной рудно-магматической системы. Отметим, что наиболее древние представители медно-порфирового типа из-за длительного развития эрозионных процессов обычно не сохраняются и/или значительно эродированы.

Литература

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Хертек А.К. и др.* Золото-молибден-медно-порфирировое месторождение Ак-Суг (Восточный Саян): благороднометалльная минерализация, РТ-параметры и состав рудоносного флюида // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 7. С. 634–661.
- Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O.* Paleozoic-Mesozoic porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) deposits within the southern margin of the Siberian Craton: geochemistry, geochronology, and petrogenesis (a review) // Minerals. 2016. Vol. 6. Article 125.
- Hou Z., Zhang H., Pan X., Yang Z.* Porphyry Cu(-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust – examples from the eastern Tethyan metallogenic domain // Ore Geology Reviews. 2011. Vol. 39. P. 21–45.
- Kuzhuget R.V., Ankusheva N.N., Hertek A.K. et al.* Precious-metal mineralization and formation conditions of the Biche-Kadyr-Oos epithermal Au-Ag ore occurrence (Eastern Sayan, Russia) // Minerals. 2023. Vol. 13. Article 1529.
- Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R.* Paragenesis and Re-Os molybdenite age of the Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 1021–1028.
- Richards J.P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 911–916.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

С.Ю. Степанов, Р.С. Паламарчук, А.В. Корнеев, М.А. Рассомахин
Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
Stepanov-1@yandex.ru

Самородное золото в различных типах руд Ауэрбаховского рудного узла (Северный Урал)

S.Yu. Stepanov, R.S. Palamarchuk, A.V. Korneev, M.A. Rassomakhin
South Urals Federal Research Center of Mineralogy and
Geoecology UB RAS, Miass, Russia

Native gold in various ore types of the Auerbakhovsky ore district (North Urals)

Abstract. The work considers the main features of gold mineralization in skarn, medium-temperature berezites and listvenites, and low-temperature ore breccias. In all hydrothermal-metasomatic complexes of the Auerbakhovsky ore district, native gold is spatially and genetically associated with sulfides. In most ore assemblages, native gold locally forms large aggregates in vein and ore minerals. The varying chemical composition of native gold indicates a consistent trend of increasing gold potential with a decreasing temperature of the mineral-forming medium. The assemblage of features of gold mineralization indicates a high ore potential of the Auerbakhovsky ore district related to both the identification of new objects and the reassessment of previously known numerous copper and ferrous deposits.

На протяжении практически 250 лет Ауэрбаховский узел рассматривался как совокупность железорудных и меднорудных объектов. Представления о металлогеническом потенциале этого рудного таксона значительно изменились в связи с открытием в 1985 г. Воронцовского золоторудного месторождения [Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997]. Дальнейшие поисковые работы в пределах этого узла на протяжении практически тридцати лет не имели существенных результатов, но в итоге их планомерный и последовательный характер закономерно привел к открытию среднего по размеру золоторудного месторождения Пещерное [Несис и др., 2020] и ряда относительно небольших объектов, расположенных на небольшом удалении. В то же время, что золоторудная минерализация в Ауэрбаховском рудном узле ранее была известна в меднорудных скарнах [Мурзин, Сазонов, 1996], однако специфика распределения золота в скарнах не позволяла корректно оценить запасы металла. В связи с активным вовлечением в промышленную переработку крупных месторождений с низкими и убыточными содержаниями ценных компонентов, проблемы с однородностью распределения золота в скарнах могут уйти на второй план, а сами скарны, как железорудные, так и меднорудные в перспективе могут быть оценены как источники, в том числе и золота.

Цель исследования – охарактеризовать структурно-вещественные закономерности проявления самородного золота в различных типах руд в гидротермально-метасоматических образованиях Ауэрбаховского рудного узла. Для достижения цели предлагается рассмотреть рудные ассоциации от наиболее высокотемпературных скарнов к низкотемпературным золото-содержащим брекчиям с реальгар-аурипигментовым цементом.

При систематическом изучении скарновых минеральных ассоциаций [Мурзин, Сазонов, 1996] самородное золото установлено практически во всех их разновидностях. Несмотря на обилие описанных золотоносных парагенезисов в скарнах, по вещественному составу можно выделить две обобщенные минеральные ассоциации: золото-сульфидно-полиметаллическую, характерную для железоскарновых и железо-медноскарновых месторождений и обычно не образующую промышленно значимые концентрации золота, и золото-медно-сульфидную, где золото ассоциирует в первую очередь с халькопиритом (Северо-Песчанское месторождение, рудопроявление Дорожное).

В среднетемпературных метасоматитах месторождения Пещерное, по минеральному составу наиболее близких к березитам, самородное золото широко распространено и тяготеет к скоплениям сульфидов, макроскопически представленными пиритом и арсенопиритом. Выделяется три основных парагенезиса золота: ранний пирит-арсенопиритовый, с которым связано ограниченное количество золота; более поздний полиметаллический (галенит, сфалерит, халькопирит), с которым ассоциирует большая часть самородного золота; и наиболее поздний щелочно-карбонатный парагенезис, с минералами которого связаны крупные самородковые скопления золота.

Среди руд Воронцовского месторождения установлены золоторудные парагенезисы, отнесенные, в том числе, к скарнам или среднетемпературными метасоматитам березит-лиственитовой формации, но основной объем золоторудной минерализации связан с эксплозивными брекчиями [Степанов и др., 2017]. В обломках брекчий встречены измененные вулканогенно-осадочные и карбонатные породы, а в составе цемента преобладает реальгар и аурипигмент при значительном количестве барита. Именно в цементе совместно с многочисленными сульфосолями широко распространено самородное золото, которое образует агрегаты размером до 6. мм.

Для самородного золота всех типов гидротермально-метасоматических образований Ауэрбаховского рудного узла характерны обособленные индивиды и агрегаты размером от первых микрометров до нескольких десятков миллиметров (рис.). Процент «невидимого» золота в соответствии с классификацией, предложенной Г.А. Пальяновой [2020], в различных

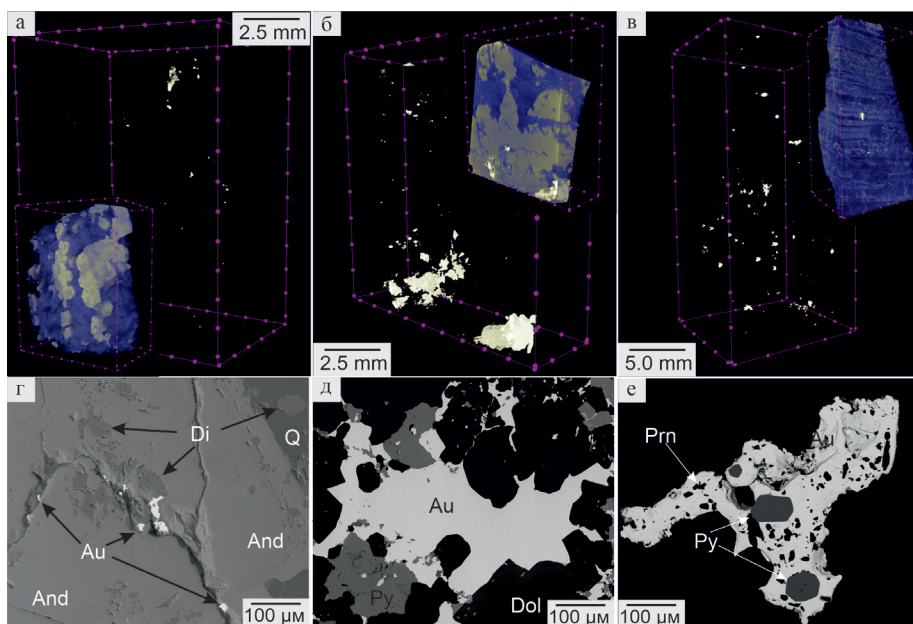


Рис. Морфологические особенности самородного золота из разных рудных парагенезисов: а, г – скарны рудопроявления Дорожное; б, г – березиты месторождения Пещерное; в, е – измененные туфопесчаники Воронцовского месторождения.

Di – диопсид, And – андрадит, Q – кварц, Dol – доломит, Py – пирит, Prn – пренит.

типах руд изменчив. Например, в скарнах рудопроявления Дорожное крупное гравитационно обогащенное золото составляет 85 %. В рудах месторождения Пещерное количество «невидимого» золота не превышает 10 %. В рудных брекчиях Воронцовского месторождения на «невидимое» золото приходится не более 20 % от всего объема золота в руде.

Практически во всех ассоциациях и парагенезисах самородное золото тесно сростается с большинством жильных и рудных минералов. Последние нередко формируют включения в индивидах золота. В скарнах рудопроявления Дорожное самородное золото сростается с гранатом и кальцитом, образуя поверхности совместного роста, и содержит многочисленные включения халькопирита. Многообразие последовательно накладывающихся парагенезисов в рудах месторождения Пещерное усложняет задачу установления генезиса самородного золота. В разных парагенезисах этот минерал может находиться в виде включений в ранних сульфидах (пирит и арсенопирит), совместно с минералами сульфидной полиметаллической ассоциации выполнять трещины в более ранних минералах или совместно с карбонатами выполнять полости в наиболее поздних силикатных агрегатах.

В рудных брекчиях Воронцовского месторождения при всем многообразии рудных минералов в цементе характер их генетических взаимоотношений позволяет говорить об одностадийном рудном процессе, в рамках которого совместно формировались практически все рудные минералы. В пользу этого свидетельствуют многочисленные сложные сростания самородного золота как с жильными минералами (барит, щелочной полевой шпат, кальцит, пренит), так и с рудными минералами (боскардинитом, рутьеритом, колорадоитом, парапьеротитом) [Kasatkin et al., 2021]. Установленные закономерности строения минеральных агрегатов в рудах позволили прийти к заключению, что золоторудная минерализация характерна практически для всех гидротермально-метасоматических образований Ауэрбаховского рудного узла. В одной рудной ассоциации самородное золото может быть развито в различных минеральных парагенезисах.

Химический состав самородного золота в скарнах отличается в разных парагенезисах. Например, в скарнах рудопроявления Дорожное золото преимущественно высокопробное, но некоторые его индивиды зональны с возрастанием содержаний Ag от центра к краю. Для скарнов установлено увеличение пробности золота от высокотемпературных к низкотемпературным минеральным парагенезисам. В отличие от скарнов, состав самородного золота в среднетемпературных метасоматитах березитовой формации месторождения Пещерное не зависит от морфологических типов минерала или рудных парагенезисов. Для золота характерны значительные примеси Ag (до 37 ат. %) и Cu (редко больше 1 ат. %). Самородное золото из цемента рудных брекчий Воронцовского месторождения характеризуется гомогенным внутренним строением [Stepanov et al., 2021]. По химическому составу оно подразделяется на высокопробное золото с содержанием Au от 95 до 100 мас. %, и серебросодержащее с содержанием Au от 80 до 95 мас. %. Повышенные содержания Ag в самородном золоте коррелируют с другими примесными компонентами, прежде всего, Hg. Максимальные содержания Hg в золоте достигают 1.85 мас. %, а примесь Cu наиболее характерна для высокопробного золота и может достигать 0.24 мас. %.

Проведенные исследования позволили прийти к заключению, что по мере эволюции рудообразующего процесса в структурно-вещественных комплексах Ауэрбаховского рудного узла от наиболее высокотемпературных железорудных скарнов к низкотемпературным парагенезисам в цементе рудных взрывчатых брекчий рудный потенциал минералообразующих систем существенно возрастает. Набор выявленных вещественных признаков золоторудной минерализации указывает на чрезвычайно высокий рудный потенциал на золото практически всех гидротермально-метасоматических образований, ставших неотъемлемой частью плутоногенно-гидротермальной системы, сформированной в связи с внедрением магматитов ауэрбаховского комплекса. Основные перспективы выявления новых золоторудных объектов в контурах изучаемого рудного района могут быть связаны как с обнаружением новых золоторудных месторождений различных генетических типов, локализованных в благоприятных структурных условиях, так и с переоценкой золоторудного потенциала уже известных медно-железорудных скарновых месторождений и рудопроявлений.

Литература

- Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Минеральные ассоциации и условия образования сульфидных золотосодержащих руд Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 98 с.
- Несис В.Н., Мотов А.П., Бутняков А.В. Геохимические признаки и границы золоторудных полей района месторождений Горнячка, Пещерное, Северный Урал // Руды и металлы. 2020. № 1. С. 32–38.
- Пальянова Г.А. Минералы золота и серебра в сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2020. № 5. С. 426–449.
- Степанов С.Ю., Шарпёнок Л.Н., Антонов А.В. Флюидо-взрывчатые брекчии Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2017б. 146 (1). С. 29–43.
- Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 59–70.
- Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V. et al. Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals) // Mineralogy (Russian). 2022. № 1.
- Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Varlamov D.A., et al. The Features of native gold in ore-bearing breccias with realgar-prpiment cement of the Vorontsovskoe deposit (Northern Urals, Russia) // Minerals. 2021. № 11. 541.

ЧАСТЬ 7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕРУДНОГО СЫРЬЯ

В.В. Мурзин¹, Д.А. Варламов², Е.С. Карасева¹, А.Ю. Кисин¹

*¹ – Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
murzin@igg.uran.ru*

² – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Россия

Минералогия рудных «желваков» Полдневского месторождения демантоида на Среднем Урале

V.V. Murzin¹, D.A. Varlamov², E.S. Karaseva¹, A.Y. Kissin¹

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

² – Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

Mineralogy of ore nodules of the Poldnevskoe demantoid deposit in Central Urals

Abstract. Polymineral round aggregates (“nodules”) composed of native and sulfide minerals of Cu, Ni, Fe, Ag and other elements from vein magnetite-calcite-chrysotile rocks with jewelry demantoid in the Korkodin ultramafic massif are described. The nodules are composed of native copper, heazlewoodite, pentlandite, cuprite, and other native sulfide minerals. Spheroidal morphology is their common feature. Specific symplectites of mercuric silver and nickel copper in heazlewoodite, as well as awaruite in Co-pentlandite, are found in heazlewoodite-pentlandite nodules. Similar assemblage of ore minerals in host serpentinite veins (native copper, mercuric silver, heazlewoodite, pentlandite, awaruite) and nodules from veins indicates their genetic link and relation of demantoid mineralization to serpentinization. The heazlewoodite-pentlandite nodules formed at temperatures below 380 °C under reducing conditions at very low sulfur and oxygen fugacity. In other nodule types, the reducing conditions of early parageneses were replaced by oxidative conditions in late parageneses, which is recorded by the replacement of native copper with cuprite. The features of morphology and structure of the nodules and the presence of symplectites of ore minerals are associated with specific conditions of decompression of a crustal-mantle mixture rising to the surface in the fault zone. The metals were sourced from deep high-temperature fluid interacting with mafic and ultramafic rocks under reducing conditions at a low water-rock ratio.

Объектом исследования стали полиминеральные агрегаты («желваки», «нодулы»), сложенные самородными и сульфидными минералами Cu, Ni, Fe и других элементов, нередко встречаемые при добыче ювелирного демантоида на Полдневском месторождении. Ранее подобные образования в месторождениях демантоида не описывались.

Полдневское месторождение демантоида приурочено к Коркодинскому офиолитовому гипербазитовому массиву, имеющему протяженность около 12 км при ширине до 2 км и вытянутому в ССЗ направлении согласно простиранию зоны Главного Уральского разлома. На месторождении вскрыто несколько крутопадающих линейных зон повышенной трещиноватости того же простираня, в которых локализованы жилы выполнения с околожильной

серпентинизацией вмещающих дунитов и клинопироксенитов. Жилы сложены минералами серпентина (антгорит, клинохризотил, лизардит), кальцитом, магнетитом, гнездообразными скоплениями демантоида и другими минералами, в том числе изученными нами рудными желваками [Карасева и др., 2021].

Исследование морфологии, строения и минерального состава желваков, а также слагающих их минералов (СЭМ, РСМА) позволили получить новые данные о генезисе и физико-химических условиях образования как самих желваков, так и ассоциирующего с ними демантоида.

По особенностям строения и минерального состава желваков выделены шесть типов (табл.). Первые два типа имеют микроскопические размеры (до 1–2 мм), округлую или овальную форму и строение, характерное для жеод, т. е. с полостью в центральной части и радиальными микротрещинами, отходящими от полости к поверхности зерен. Остальные типы желваков более крупные (от 2–3 мм до первых сантиметров) и характеризуются разнообразием форм: от округлой до линзовидной (рис. 1).

Таблица

Типы «желваков» и их минералогия

Типы желваков	Основные минералы	Акцессорные минералы	Ассоциации и парагенезисы минералов в желваке
I. Микрожеоды магнетита	Магнетит, карбонаты, самородная медь	Халькозин	Магнетит → халькозин + самородная медь → кальцит + Fe-Mg-карбонат
II. Микрожеоды брусита	Брусит, кальцит, самородная медь, куприт	Халькозин, Cu-хизлевудит	Брусит → кальцит + самородная медь + халькозин + медистый хизлевудит (Cu,Ni) ₃ S ₂ → куприт
III. Желваки гематита с самородной медью и купритом	Кальцит, гематит, самородная медь	Халькозин, Cu-Co-пентландит, (Cu-Fe-S) _{ss} , Hg-серебро	Гематит + кальцит + халькозин → самородная медь + Cu-Co-пентландит + борнитовый твердый раствор (Cu-Fe-S) + Hg-серебро → куприт → малахит (карбонаты меди)
IV. Желваки куприта с самородной медью	Куприт, самородная медь	Халькозин, медистое серебро	Самородная медь → куприт + халькозин (?) + медистое серебро → гематит + тенорит → малахит, азурит, хризоколла
V. Желваки хизлевудита с Со-пентландитом и самородной медью	Хизлевудит, Со-пентландит, самородная медь	Ртутистое серебро, никелистая и золотистая медь	Хизлевудит I + кобальтпентландит I + самородная медь → медистый хизлевудит II (Ni,Cu) ₃ S ₂ + пентландит II + куприт + ртутистое серебро + никелистая медь + золотистая медь → малахит (карбонаты меди)
VI. Желваки хизлевудита и Со-пентландита с симплектитами	Хизлевудит, Со-пентландит, аваруит	Ртутистое серебро, никелистая медь, Cu-хизлевудит	Хизлевудит + никелистая медь (симплектитовые вкрапления) + ртутистое серебро (симплектиты в хизлевудите) → кобальтпентландит + аваруит (симплектитовые вроски и каймы) + медистый аваруит (по никелистой меди) + серебро → кальцит и Cu-Ni карбонаты.

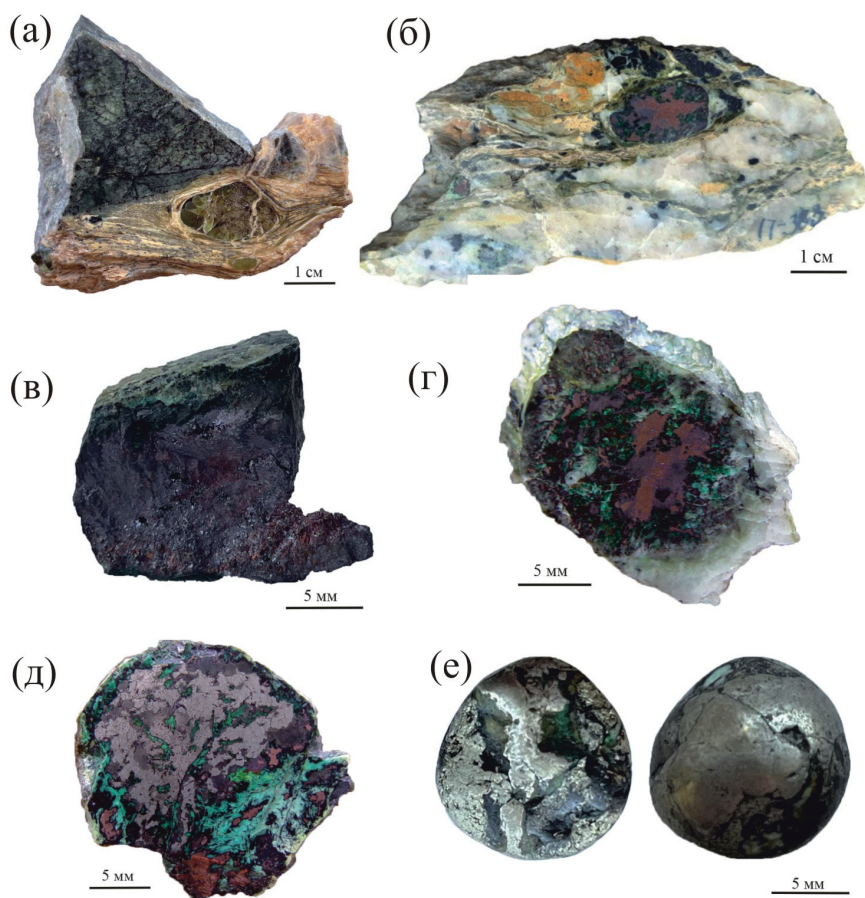


Рис. 1. Морфология и строение желваков демантоида (а) и самородно-сульфидных (б) в серпентин-кальцитовой породе, и извлеченных из породы желваков III (в), IV (г), V (д) и VI (е) типов.

В хизлевудит-пентландитовых желваках VI типа обнаружены специфические симплектиты ртутистого серебра и никелистой меди в хизлевудите, а также аваруита в Со-пентландите (рис. 2).

Вмещающие минерализованные демантоидом жилы породы подверглись сначала пельчатой, затем антигоритовой серпентинизации и карбонатизации. С серпентинизацией связано появление в породе Со-содержащего пентландита, хизлевудита, а также самородных меди, серебра и аваруита, а в свободном микротрещинном пространстве – кальцита, укрупненного магнетита, сульфидов Cu и Ni и самородной меди. Совпадающий набор рудных минералов в серпентините и изученных сульфидно-самородных желваках из жильного материала свидетельствует об их генетической связи и сопряженности демантоидной минерализации с эволюционирующими процессами серпентинизации.

Согласно экспериментальным исследованиям в системе $\text{Co}_9\text{S}_8\text{-Ni}_9\text{S}_8\text{-Fe}_9\text{S}_8$ [Keneda et al., 1986], установлено, что кобальтпентландит отлагался при $T < 380^\circ\text{C}$. Оценены также граничные значения фугитивности кислорода ($f\text{O}_2$) при оксидизации меди: от 10^{-30} бар при 200°C до 10^{-21} бар при 350°C [Schwarzenbach et al., 2014] и фугитивности серы на основе реакций сульфидизации самородных и сульфидных минералов в желваках [Бартон, Скиннер, 1970].

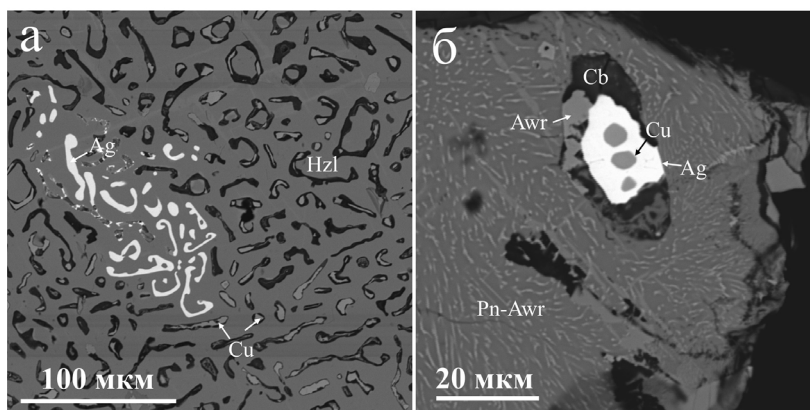


Рис. 2. Симплектиты в желваках VI типа: а – зона тонкой симплектитовой графики двух составов: хизлевудит (Hzl)-никелистая медь (Cu – серое) и хизлевудит-ртутистое серебро (Ag – светлое); б – полиминеральный сросток серебра (Ag) с включениями в нем кристаллов никелистой меди (Cu), медистого аваруита (Awrt) и карбоната (Cb), заключенный в Со-пентландит-аваруитовой симплектитовой массе (Pn-Awrt).

Значения f/S_2 фугитивности серы для температур образования желваков ниже $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ варьировали от 10^{-17} до 10^{-27} бар в поле между буферными реакциями сульфидизации меди и никеля.

В желваках VI типа восстановительные условия сохранялись в течение всего времени их формирования, в то время как при образовании желваков I–V типов восстановительные условия ранних парагенезисов сменялись более окислительными поздних ассоциаций, для которых характерно замещение самородной меди купритом.

Образование самородно-сульфидных агрегатов мы рассматриваем в рамках модели формирования Коркодинского массива и демантоидной минерализации в нем в процессе подъема корово-мантийной смеси во время позднепалеозойской Уральской коллизии [Кисин и др., 2020]. Формирование демантоидной минерализации при коллизионных процессах подтверждают и результаты прямого U-Pb (ЛА-ИСП-МС) датирования, определившие возраст демантоида 343 ± 4 млн лет в Коркодинском месторождении и 292 ± 1 млн лет в Полдневском [Sorokina et al., 2023].

Особенности морфологии и строения самородно-сульфидных желваков, а также присутствие в них симплектитовых сростаний связано со специфическими условиями, создающимися при декомпрессии. Источником Cu, Ni, Ag и Hg был глубинный высокотемпературный гидротермальный раствор, взаимодействующий с основными и ультраосновными породами в восстановительных условиях при низком значении отношения вода/порода.

Работа выполнена в рамках государственных заданий Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН (№ 123011800011-2) и темы НИР Института экспериментальной минералогии РАН (FMUF-2022-0003).

Литература

- Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 211–285.
- Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): Геология и минералогия // Литосфера. 2021. № 5. С. 681–696.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С. и др. Проблемы структурного контроля демантоидной минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. Вып. 2(58). С. 64–73.

Keneda H., Takenouchi S., Shol T. Stability of pentlandite in the Fe–Ni–Co–S system // *Mineralium Deposita*. 1986. Vol. 21. P. 169–180.

Schwarzenbach E.M., Gazel E., Caddick M.J. Hydrothermal processes in partially serpentized peridotites from Costa Rica: evidence from native copper and complex sulfide assemblages // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. Vol. 168. P. 1079.

Sorokina E.S., Albert R., Botcharnikov R.E. et al. Origin of Uralian andradite (var. demantoid): Constraints from in situ U–Pb LA–ICP–MS dating and trace element analysis // *Lithos*. 2023. Vol. 444–445. 1070.

Е.В. Кислов, В.Ф. Посохов

Геологический институт

им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

evg-kislov@ya.ru

Изотопный состав кислорода нефрита Витимской провинции

E.V. Kislov, V.F. Posokhov

Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Oxygen isotopic composition of nephrite of the Vitim province

Abstract. Nephrite of the dolomite type of the Vitim province has an extremely light O isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ from -15.80 to -21.50 ‰), which can be explained by CO_2 release during decarbonization of dolomite.

Ранее была опубликована информация об аномально низких изотопных отношениях кислорода аподоломитового нефрита Витимской провинции по музейным образцам без точных привязок [Бурцева и др., 2015]. Эти данные резко отличаются от преимущественно положительных изотопных составов кислорода аподоломитового нефрита всех зарубежных месторождений [Gao et al., 2020; Zhang et al., 2023]. Нами изучен изотопный состав кислорода нефрита, контактовых и вмещающих пород Кавоктинского, Воймаканского и Нижне-Олломинского месторождений.

Кавоктинское – наиболее крупное месторождение аподоломитового нефрита России: на 01.01.2022 запасы по C_2 346.81 т. В 2021 г. добыто 70.36 т или 28.58 % добычи нефрита России. На территории месторождения распространены граниты витимканского комплекса с ксеноблоками амфиболитов, метапесчаников, кристаллосланцев, доломитовых мраморов талалинской свиты верхнего протерозоя. Продуктивные кальцит-тремолитовые скарны с обособлениями нефрита развиты на контакте доломита и эпидот-тремолитового скарна по амфиболиту. Кавоктинское месторождение находится в центральной части Витимской провинции, Воймаканское – на западном фланге, а Нижне-Олломинское – на северном.

Изотопный состав кислорода нефрита измерен на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в ЦКП «Геоспектр» (Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов) с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт – образец). Образцы для исследований подготовлены с использованием метода лазерного фторирования на опции «лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов» в присутствии реагента BrF_3 по методу [Sharp, 1990]. Расчеты проводились относительно рабочего стандарта O_2 , калиброванного в шкале V-SMOW посредством регулярных

измерений кислорода в международных стандартах NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}\text{O}$ находилась на уровне (1s) $\pm 0.2\%$.

Изотопный состав кислорода в карбонатах измерен на том же приборе в виде CO_2 в режиме непрерывного потока гелия с применением конфигурации «газбенч». Карбонаты разлагались по классической методике в 100-% ортофосфорной кислоте при температуре $70\text{ }^\circ\text{C}$ в течении 2–4 ч. Для расчета $\delta^{18}\text{O}$ использовались международные стандарты кальцита NBS-18 и NBS-19. Воспроизводимость полученных значений находилась на уровне $\pm 0.2\%$.

Исследовано 25 образцов керна Кавоктинского месторождения из главных продуктивных залежей участка Прозрачный, в меньше мере, участка Медвежий, вмещающих толщ участка Медвежий, а также четыре штуфных образца бурого нефрита, гранита и амфиболита участка Медвежий. Выполнено 44 анализа изотопного состава нефрита контактовых пород: кальцит-тремолитового скарна по доломиту, эпидот-тремолитового скарна по амфиболиту, тесно связанных с телами нефрита эпидозита и кварц-полевошпатовой редкометальной породы; а также вмещающих пород района: гранита, гранодиорита, амфиболита, доломитового мрамора.

Изотопный состав кислорода нефрита разнообразной окраски попадает в узкий диапазон $\delta^{18}\text{O}$ от -21.50 до -15.80% . Единственное исключение: выветрелый нефрит со значением $+9.20\%$. Изотопный состав кислорода тремолитита составляет -11.30% . Изотопный состав кислорода кальцит-тремолитового скарна варьирует от -21.50 до $+8.90\%$, при этом 4 анализа соответствуют диапазону нефрита. Утяжеление состава вызвано наличием кальцита, который проанализирован в образцах скарна и показал значения от -4.00 до $+17.00\%$. Изотопный состав кислорода эпидот-тремолитового скарна варьирует от -20.70 до $+5.00\%$, при этом только три анализа отвечают диапазону нефрита. Пониженное, хотя и более высокое, чем в нефрите, отношение в метасоматическом эпидозите составляет 13.33 и -6.94% и редкометальной кварц-калиевополевошпатовой породе -7.60 и -7.38% . Такие низкие изотопные отношения кислорода отсутствуют во вмещающих породах района месторождения. Изотопный состав кислорода в граните и гранодиорите варьирует от -7.51 до -0.71% , амфиболите – от -8.38 до $+9.60\%$ и доломитовом мраморе – от $+20.80$ до $+24.10\%$.

На Нижне-Олломинском месторождении изотопный состав кислорода нефрита различного цвета, включая выветрелый, варьирует от -21.01 до -18.14% , кальцит-тремолитового скарна -19.66% и эпидот-тремолитового скарна -1.01% . На Воймаканском месторождении изотопный состав кислорода нефрита варьирует от -18.8 до -18.5% , кальцит-тремолитового скарна -17.4% , эпидот-тремолитового скарна – от -4.4 до $+2.6\%$ и доломита – $+26.1\%$.

Наиболее близки нашим данным показатели месторождения Чхунчхон в Южной Корее [Yui, Kwon, 2002]. Месторождение залегает в доломитах и амфиболитах, прорванных гранитами. Карбонаты доломита и нефрита имеют изотопный состав кислорода от -0.1 до $+18.2\%$ и от -0.4 до $+3.5\%$, соответственно. Эти данные согласуются с процессами декарбонизации, обусловленными инфильтрацией флюидов, образующих залежи нефрита в интервале температур $330\text{--}430\text{ }^\circ\text{C}$. Силикаты обеднены ^{18}O : изотопный состав кислорода тремолита меняется от -9.9 до -7.9% , диопсида – от -13.6 до -11.5% , гроссуляра – от -4.4 до $+11.5\%$, клинохлора – от -9.5 до -9.0% , талька – от -7.7 до -7.3% . Изотопный состав кислорода кварца и амфибола амфиболита варьирует от -4.7 до $+0.5$ и от -8.4 до -0.6% , соответственно. Отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ связываются с метеорным происхождением флюида, а циркуляция флюида – с внедрением гранитов. Модельные расчеты показывают, что соотношение флюид/порода было высоким, изотопный состав кислорода нефрита амортизировался флюидом, X_{CO_2} флюида был очень низким [Yui, Kwon, 2002].

В случае Витимской провинции аномально изотопно-легкий кислород фиксируется в нефрите и, в меньшей мере, в связанных с ним метасоматических породах. Во вмещающих породах района он гораздо более тяжелый. Таким образом, источник флюида не связан с вмещающими породами. Прежде всего, на изотопный состав кислорода нефрита не влиял изотопный состав доломита со значениями 20.80–24.10 ‰, хотя нефрит образовывался фактически по доломиту. Аномально низкий изотопный состав кислорода нефрита также не связан и с гранитами, которые не являются источником флюида, не контактируют с нефритовыми телами Витимской провинции непосредственно в отличие от большинства зарубежных месторождений. Граниты обеспечивают региональный разогрев, при котором активизируются флюиды, обедненные изотопом ^{18}O . Для гранитов и гранодиоритов также характерны низкие отношения (от -7.51 до -0.71 ‰), аномальные для этих пород.

В связи с этим высказанное ранее [Бурцева и др., 2015] предположение, что нефритообразующий флюид имел метеорное происхождение, выглядит убедительно. Аномально легкий изотопный состав кислорода объясняется участием талых поверхностных вод [Высоцкий и др., 2014]. Резко отрицательные отношения также объясняются и другими механизмами: кинетическими эффектами [Дубинина и др., 2012] и термодиффузией [Акимова и др., 2017; Лохов и др., 2016].

В работе [Gao et al., 2020], используя ранее полученные данные по изотопному составу кислорода нефрита Витимской провинции [Бурцева и др., 2015], рассчитан изотопный состав кислорода во флюиде, равновесном при температуре 350 °C по уравнению для тремолита. Для нефрита Витимской провинции получен изотопный состав флюида, равный -19 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Если считать основным источником флюида метеорные воды, то они, имеющие по современным измерениям состав от -16 до -14 ‰ $\delta^{18}\text{O}$, явно не достигают значений гипотетического флюида.

Для выяснения причины аномально низкого изотопного состава кислорода был проведен эксперимент по разложению кальцита и доломита концентрированной соляной кислотой и последующим измерением изотопного состава воды, образовавшейся в результате реакции. Предполагалось, что изотопный состав воды в составе самой кислоты, который напрямую измерить невозможно, находится в пределах значений изотопного состава воды региона, в котором эта кислота производится: от -16 до -10 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW. В результате измерения изотопного состава кислорода воды после реакции как с кальцитом, так и доломитом, получены значения -28 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW. Эти низкие значения объяснены тем, что при реакции соляной кислоты с карбонатом выделяется CO_2 , в результате изотопного обмена с водой обогащающаяся более тяжелым изотопом кислорода и выносящаяся из раствора. На этом принципе работают установки по получению CO_2 с утяжеленным изотопным составом кислорода [Третьякова, 2012].

Таким образом, для апокарбонатного нефрита Витимской провинции характерен аномально легкий изотопный состав кислорода. Граниты не являются источником флюида, а обеспечивают региональный разогрев, активизирующий метеорные флюиды, аномально обедненные изотопом ^{18}O . Предполагается, что выделяющаяся при декарбонатизации доломита CO_2 выносила из флюидной системы изотопно тяжелый кислород. С этим и связан аномально легкий изотопный состав нефритообразующего флюида, а, следовательно, и нефрита.

Авторы признательны за предоставленные материалы АО «Забайкальское горно-рудное предприятие», персонально А.П. Суздальниченко, С.А. Халтанову, Е.В. Раевской и Д.Б. Шаракишиновой. Анализы выполнены за счет гранта РФФИ № 22-27-20003 с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ). Тезисы и доклад подготовлены в рамках темы НИР АААА-А21-121011390003-9.

Литература

- Акимова Е.Ю., Козлов Е.Н., Лохов К.И. Происхождение корундовых пород Беломорского подвижного пояса по данным геохимии изотопов благородных газов // Геохимия. 2017. № 11. С. 1015–1026.
- Бурцева М.В., Рупп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 516–527.
- Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.
- Дубинина Е.О., Перчук А.Л., Корепанова О.С. Изотопнокислородные эффекты при дегидратации глаукофанового сланца: экспериментальные данные при РТ условиях зоны субдукции // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 5. С. 534–538.
- Лохов К.И., Прасолов Э.М., Акимова Е.Ю. и др. Изотопно и элементно фракционированные Не, Не и Аг во флюидных включениях минералов метаморфических пород Северной Карелии с аномальным изотопно легким кислородом: фракционирование изотопов в эндогенном флюиде по механизму термодиффузии с каскадированием // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2016. № 1. С. 29–47.
- Третьякова С.Г. Разделение изотопов кислорода методом каталитического изотопного обмена в системе вода – углекислый газ. Дис. на соиск. степ. канд. техн. наук. М.: РХТУ им. Д.И. Менделеева, 2012. 131 с.
- Gao K., Fang T., Lu T. et al. Hydrogen and oxygen stable isotope ratios of dolomite-related nephrite: relevance for its geographic origin and geological significance // Gems & Gemology. 2020. Vol. 56. P. 266–280.
- Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. P. 1353–1357.
- Yui T.F., Kwon S.T. Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea // Economic Geology. 2002. Vol. 97. No. 3. P. 593–601.
- Zhang C., Yang F., Yu X. et al. Spatial-temporal distribution, metallogenic mechanisms and genetic types of nephrite jade deposits in China // Frontiers in Earth Sciences. 2023. Vol. 11. Article 1047707.

И.С. Гончарук^{1,2}, Е.В. Кислов², В.В. Вантеев²

¹ – Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия
goncarukirina993@gmail.com

² – Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Аподолмитовый нефрит Нижне-Олломинского месторождения, Средне-Витимская горная страна

I.S. Goncharuk^{1,2}, E.V. Kislov², V.V. Vanteev²

¹ – Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

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

Nephrite after dolomite of the Niznyaya Ollomi deposit, Central Vitim Mountains

Abstract. Nephrite, marbles, granites, metapelites, and diorites of the Nizhnyaya Ollomi nephrite deposit in Central Vitim region are studied. 17 minerals of metasomatic before nephrite and nephrite paragenesis, hydrothermal, regressive paragenesis have been recognized in nephrite. A formation model of nephrite includes the initial formation of diopside after dolomite; its replacement by tremolite and calcite-tremolite aggregate, and then nephrite is replaced by chlorite or talc in association with calcite. The data obtained from the study of the isotopic composition of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) revealed the source of the fluid and confirmed that nephrite is formed as a result of hydrothermal metasomatic transformation of dolomites.

Введение. Нижне-Олломинское месторождение нефрита расположено на правом берегу р. Нижняя Олломи – левого притока р. Голубе, в Муйском районе Бурятии. Оно входит в состав Витимской нефритоносной провинции – единственного источника светлоокрашенного нефрита в России. Месторождения провинции изучались сотрудниками Института геохимии СО АН СССР (г. Иркутск) в 1980-х гг. Вновь исследователи стали проявлять интерес к этим объектам с 2015 г., но Нижне-Олломинское месторождение только упоминалось в обзорных работах. Цель данной работы – изучение особенностей формирования нефрита Нижне-Олломинского месторождения.

Методика исследований. Визуальное петрографическое и минералогическое изучение с фотофиксацией проводилось при естественном освещении. Декоративные свойства (окраска, оттенок, рисунок, наличие каемок, степень шероховатости) определялись при помощи бинокулярного микроскопа МБС-10 и геммологического фонаря.

Состав минералов изучен на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного количественного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) в ЦКП «Геоспектр» (Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН (ГИ СО РАН), г. Улан-Удэ, аналитик Е.В. Ходырева.). Условия исследования: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер зонда <0.1 мкм, время измерения 50 секунд (живое время), ошибка анализа на сумму достигает 2–4 мас. % в зависимости от качества поверхности образца и особенностей его состава.

Изотопный состав кислорода измерен на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов) с использованием двойной системы напуска в стандарт–образец. Образцы подготовлены с использованием метода лазерного фторирования на опции «лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов» в присутствии реагента BrF_3 по методу [Sharp, 1990]. Расчеты проводились относительно рабочего стандарта O_2 , калиброванного в шкале V-SMOW посредством регулярных измерений кислорода в международных стандартах NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}\text{O}$ находилась на уровне $(1\text{s}) \pm 0.2 \text{ ‰}$.

Результаты. По предоставленным материалам АО «Аллами», известно, что район месторождения сложен, в основном, гранитами двух фаз витимканского комплекса Св. Преобладают граниты, гранодиориты и сиениты первой фазы. Вторая фаза представлена лейкократовыми и биотитовыми мелкозернистыми гранитами, приуроченными к гнейсам и сланцам во вмещающих породах и скиалитам доломитовых мраморов. Контакты гранитоидов с доломитовыми мраморами резкие, без видимых изменений. В зонах разрывных нарушений граниты катаклазированы и окварцованы. Осадочно-метаморфические отложения восточно-горбылокской свиты PR_1 ?vg представлены небольшими скиалитами биотитовых сланцев, метаэффузивов и преобладающих доломитовых мраморов, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Для кристаллосланцев характерна гранитизация, интенсивность которой увеличивается по мере приближения к гранитоидам. Метасоматические образования характерны для нефритоносных зон вблизи контактов контрастных по химическому составу доломитовых мраморов и алюмосиликатных пород. По карбонатным породам образуются кальцит-тремолитовые скарны с нефритом.

Известковые кальцит-тремолитовые скарны на Нижне-Олломинском месторождении, продуктивные на нефрит, приурочены к тектонически ослабленным зонам в мраморах, краевым частям скиалитов доломитовых мраморов. Морфология зон, сложенных кальцит-тремолитовыми скарнами, относительно простая. Они представляют собой линзы и жилообразные зоны в тектонической зоне на небольшом удалении от гранитных пород. Зоны кальцит-

тремолитовых скарнов могут состоять только из скарна либо содержать линзы и отдельные блоки нефрита. Полная метасоматическая зональность месторождения: доломитовый мрамор – нефритсодержащий кальцит-тремолитовый скарн – эпидот-тремолитовый скарн – эпидотизированный гранит – биотитовый гранит. Установлены три залежи нефрита.

Залежь № 1 залегает на контакте доломитового мрамора с песчаником на небольшом удалении от среднезернистого биотитового гранита. Нефрит, преимущественно, серовато-зеленый, в подчиненном количестве присутствуют прожилки и линзы светло-серого нефрита, часто он имеет сланцеватую структуру. В нефрите отмечаются прожилки кальцит-тремолитового скарна, зерна доломита и кальцита.

Залежь № 2 располагается на контакте доломитового мрамора со среднезернистым гранитом: зона кальцит-тремолитовых скарнов с линзами, желваками и мелкими прожилками нефрита. Нефрит от светло-зеленого до зеленого цвета, в меньшей степени, светло-серого. Камень преимущественно сланцеватой, реже массивной текстуры.

Залежь № 3 расположена в биотитовом граните на небольшом удалении от контакта с доломитовым мрамором. Нефрит, преимущественно, зеленовато-серых тонов, иногда с желтоватым оттенком. В нефрите иногда отмечаются маломощные прожилки кальцит-тремолитовых скарнов и белые хлопьеобразные агрегаты тремолита. В зоне контакта с гранитом и по трещинам нефрит оталькован. На отдельных участках нефрит слабо рассланцован.

Твердость нефрита 6.0–6.5 по шкале Мооса. Блеск матовый, излом раковистый или занозистый. Дефекты включают прожилки кальцит-тремолитового скарна, зерна доломита и кальцита, трещиноватость, дендриты минералов марганца.

Мраморы белого цвета, средне-крупнозернистой структуры, массивной текстуры, сложены кальцитом (40–50 %) и доломитом (40–60 %). Метасоматические изменения выражаются в развитии игольчатого и волокнистого тремолита, диопсида, кальцита, кварца, находящихся в различных количественных соотношениях. Такие изменения развиты локально в связи с процессами скарнирования на контакте с гранитами.

Метапесчаники представляют собой серые, желтоватые и зеленовато-серые массивные породы средне-крупнозернистого сложения, в различной степени гранитизированные.

Граниты представлены розовато-серыми, желтоватыми, красноватыми разновидностями. Текстура их массивная, порфириовидная, в зонах тектонических нарушений становится неясноногнейсовидной. Граниты средне-, крупнозернистой структуры. Среди гранитов выделяются лейкократовые, биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые разновидности. Метасоматические изменения гранитов выражаются в незначительной эпидотизации.

Гранодиориты менее распространены. Они темно-серого цвета, структура среднезернистая, текстура массивная. Метасоматические изменения проявлены в эпидотизации и хлоритизации.

В нефрите определено 17 минералов. По морфологии и взаимоотношениям между собой минералы разделены по парагенезисам: реликтовый, метасоматические донефритовый и нефритовый, гидротермальный, регрессивный. Реликтовые минералы доломита и амфиболита – апатит, бадделеит, доломит, рутил, титанит, торианит, циркон. Минералы донефритовой метасоматической стадии – диопсид, флогопит, эпидот. Минералы нефритовой метасоматической стадии – кальцит, тремолит. Минералы гидротермальной стадии – галенит, сфалерит. Минералы регрессивной стадии – кальцит, тальк, хлорит, цирконолит.

Формирование нефрита, судя по взаимоотношениям минералов, проходило в несколько стадий. На прогрессивной стадии доломит замещается диопсидом. На регрессивном этапе диопсид замещается агрегатом тремолита, или диопсид может замещаться кальцит-тремолитовым скарном. Кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается хлоритом и кальцитом или тальком и кальцитом.

Одним из важных индикаторов определения процессов нефритообразования является изучение изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$). На Нижне-Олломинском месторождении значение $\delta^{18}\text{O}$ нефрита относительно SMOW варьирует от -18.14 до -21.01 ‰, кальцит-тремолитового скарна составляет -19.66 ‰ и эпидот-тремолитового скарна -1.01 ‰.

В случае данного месторождения аномально изотопно легкий кислород фиксируется в нефрите и, в меньшей мере, в связанных с ним метасоматических породах. Во вмещающих породах района он гораздо более тяжелый, таким образом, источник флюида не связан с вмещающими породами. В связи с этим высказанное ранее [Бурцева и др., 2015] предположение, что нефритообразующий флюид имел метеорное происхождение, выглядит убедительно. Аномально легкий изотопный состав кислорода объясняется участием талых поверхностных вод [Высоцкий и др., 2014]. Резко отрицательные отношения изотопов кислорода объясняются и другими механизмами: кинетическими эффектами [Дубинина и др., 2012] и термодиффузией [Акимова и др., 2017].

Выводы. Таким образом, на Нижне-Олломинском месторождении известковые кальцит-тремолитовые скарны, продуктивные на нефрит, приурочены к тектонизированным частям тел доломитовых мраморов на контакте с алюмосиликатными породами. Нефрит трех залежей отличается по особенностям локализации и окраске, преимущественно, светло-зеленой (салатной) до зеленой, серовато-зеленой и светло-серой. В нефрите отмечаются прожилки кальцит-тремолитового скарна, зерна доломита и кальцита. Другие дефекты включают неоднородность окраски, трещиноватость, пленки кальцита, гидроксидов Fe и Mn по трещинам. Нефрит Нижне-Олломинского месторождения соответствует требованиям к качеству и возможности применения его в качестве камнесамоцветного сырья для мелких и средних резных изделий, реже, вставок в ювелирные украшения. Изотопный состав кислорода свидетельствует об образовании нефрита в результате гидротермально-метасоматического преобразования доломитов флюидами метеорного происхождения.

Авторы признательны за предоставленные материалы АО «Аллами», персонально З.В. Даржаеву. Анализы выполнены за счет гранта РФФИ № 22-27-20003 с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ). Тезисы и доклад подготовлены в рамках темы НИР АААА-А21-121011390003-9.

Литература

- Акимова Е.Ю., Козлов Е.Н., Лохов К.И. Происхождение корундовых пород Беломорского подвижного пояса по данным геохимии изотопов благородных газов // Геохимия. 2017. № 11. С. 1015–1026.
- Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 516–527.
- Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.
- Дубинина Е.О., Перчук А.Л., Корепанова О.С. Изотопно-кислородные эффекты при дегидратации глаукофанового сланца: экспериментальные данные при РТ условиях зоны субдукции // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 5. С. 534–538.
- Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. P. 1353–1357.

А.Г. Николаев¹, М.П. Попов^{2,3}

¹ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия
anatolij-nikolaev@yandex.ru

² – Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

³ – Уральский государственный
горный университет, г. Екатеринбург, Россия

Типоморфизм и природа окраски лазурита месторождений Центральной Азии

A.G. Nikolaev¹, M.P. Popov^{2,3}

¹ – Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

² – Zavaritsky Institute of Geology and
Geochemistry, Yekaterinburg, Russia

³ – Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia

Typomorphism and color nature of lapis lazuli deposits in Central Asia

Abstract. This work provides the results of a comprehensive study of lapis lazuli from main deposits of Central Asia. Using optical spectroscopy and electron paramagnetic resonance, the nature of the color of lapis lazuli was revealed, as well as secondary alteration related to the formation of this jewelry and ornamental stone. The work shows a method for identifying the deposit where lapis lazuli was mined and the features of assessing its quality characteristics.

Лазурит (от араб. *lazaward* или перс. *lazward* – синий камень) является одним из самых востребованных в мире ювелирно-поделочных камней. Некоторые его месторождения разрабатываются уже более 6 тыс. лет и встречаются в разных странах: Афганистане, Таджикистане, России, Чили, США, Мьянме, Канаде, Китае, Иране, Пакистане, Узбекистане. Лучшие образцы лазурита обладают насыщенным глубоким синим цветом, часто с вкраплениями пирита, а оправленные в золото лазуритовые кабошоны обладают неповторимой красотой. Афганский лазурит считается лучшим в мире и обладает самой насыщенной окраской. Лазурит формируется в скарнах в пределах метаморфических комплексов, включающих мраморы и сланцы с прослоями гнейсов, амфиболитов и кварцитов. Основным сопутствующим минералом лазурита является кальцит.

Химическая формула лазурита – $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6(\text{SO}_4)_{1.4}\text{S}_{0.6}$. Название дано по ярко-синей окраске минерала. Синонимы: ляпис-лазурь, ультрамарин (искусственный). Может содержать серу в форме сульфитных $[\text{SO}_3]^{2-}$ и полисульфидных $[\text{S}_x]^{2-}$ ионов, где $x = 2, 3$ и 4 , а также в виде H_2S . Именно с полисульфидными ионами связана наиболее интенсивная густо-синяя до фиолетовой окраска. Химический состав лазурита из Мало-Быстринского месторождения в Прибайкалье (%): Na_2O 16.8, CaO 8.7, Al_2O_3 27.2, SiO_2 31.8, SO_3 11.8, S 0.34, Cl 0.25 и небольшие количества H_2O , SrO, MgO, K_2O , Fe_2O_3 и CO_2 . Кристаллическая структура подобна структуре содалита, катион-анионные кластеры упорядочены в низкосимметричных рядах. Кристаллы крайне редки, представлены ромбододекаэдрами [Киевленко, 2000].

Обычно лазурит встречается в сплошных плотных мономинеральных массах, цвет которых густой от лазуревато-синего до фиолетового, голубой или зеленовато-синий, зеленый. Часто минерал встречается в парагенезисе с другими минералами (пирит, доломит, кальцит, диопсид, скаполит, флогопит, полевые шпаты, гаюин) и образует эффектную по декоративности породу, которую принято называть также лазурит.

Цель настоящей работы состоит в выявлении природы окраски лазуритов из различных месторождений методами оптической спектроскопии и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), а также выявления геммологических критериев оценки качества ювелирно-поделочного сырья. Изучены образцы лазурита разной степени окраски из древнейшего месторождения Сары-Санг в долине р. Кокша (провинция Бадахшан, Афганистан), северной части Бадахшанской лазуритоносной провинции в Юго-Западном Памире (Таджикистан) и Мало-Быстринского месторождения (Россия).

Оптические спектры поглощения записывались на спектрофотометре МСФУ-К фирмы Ломо в диапазоне длин волн 400–800 нм при комнатной температуре. Исследования ЭПР проводились на ЭПР спектрометре СМС-8400 при комнатной температуре. Оптические свойства (прозрачность, цвет, оптические эффекты, включения), текстура и структура образцов изучены с помощью бинокулярного микроскопа МБС-10 и геммологической лупы $\times 20$. При определении цвета, оттенков, тона и насыщенности использовалась шкала цвета по системе GIA.

Идентификация лазуритов производится, в основном, по цвету и включениям минералов (пирита, доломита, кальцита, диопсида, скаполита и флогопита). Образцы лазурита с различных месторождений отличаются цветом, включениями минералов, спектрами поглощения и особенностями химического состава.

По основным характеристикам согласно ТУ 41-07-052-90 («Камни цветные природные в сырье») ювелирный или поделочный лазурит представляет собой полиминеральный тонко- или мелко- до среднезернистого агрегат, в котором зерна лазурита тесно срastaются с кальцитом (редко с доломитом), диопсидом и флогопитом. Иногда присутствуют полевые шпаты, гаюин, содалит, пирит и некоторые другие минералы. Размеры зерен лазурита в таком агрегате колеблются от сотых до десятых долей миллиметра, реже до нескольких миллиметров в поперечнике. Зерна изометричные, а также вытянутые или извилистые.

Лазурит обладает необыкновенно красивой лазурно-синей, синей, голубой, сине-фиолетовой или зеленовато-синей окраской разнообразных оттенков. Окраска бывает пятнистой и реже однородной. В Афганистане, являющимся поставщиком лучшего в мире лазурита, наиболее ценятся индигово-синие (густо-синие) камни, получившие название «ниили», менее – небесно-синие, голубые – «асмани» и еще меньше зеленовато-синие – «суфси».

Для лазурита характерны, но нежелательны, (серые и белые) пятна, вызванные разнометричными скоплениями карбонатов и включениями полевых шпатов, диопсида и других минералов, снижающих декоративные достоинства камня. Присутствие среди примесей ярко-бронзового пирита, наоборот, улучшает внешний вид камня. Вкрапленность пирита может служить отличительным признаком ляпис-лазури от других минеральных агрегатов сходного цвета.

Общей особенностью оптических спектров поглощения лазурита является наличие широкой полосы поглощения в видимой области в районе 500–750 нм, с максимумом на 600 нм. Природа окраски лазурита на данный момент недостаточно хорошо изучена, и существует несколько моделей образования окраски, которые будут описаны ниже. Конфигурация оптических спектров поглощения лазурита из различных месторождений идентична.

Ярко-синюю окраску минерала издавна связывали с серой, но ее роль в окраске лазурита оценивалась по-разному. Сначала цвет лазурита объясняли вхождением коллоидальной серы в кристаллическую структуру минерала, а изменения цвета – степенью ее дисперсности. Последующие рентгеновские исследования лазурита не подтвердили эти представления. Согласно гипотезе Уэйля, окраска вызвана присутствием крупных легко поляризуемых ионов серы, создающих окраску благодаря поглощению соответствующих длин волн видимого света. Некоторые исследователи (Г.П. Кизияров, А.В. Татаринов, А.Н. Платонов и др.) связывают окраску лазурита с парамагнитными центрами S_3^- , S_2^- , SO_3^- и SSO^- , причем синяя окраска

(полоса поглощения 600 нм) связывается с радикалом S_3^- , зеленая (400 и 600 нм) – с радикалами $S_2^- + S_3^-$ и желтая (400 нм) – с S_2^- . Голубая окраска лазуритов связывается с ионом S_2^- , неустойчивым в свободном состоянии и образующим полисульфид-ион S_4^{2-} . В последних исследованиях на основаниях данных ЭПР показано, что цвет лазурита и его интенсивность определяются ион-радикалами SO_4^- и S_3^- , концентрация которых в ярко-синем лазурите составляет 0.3–0.7 %. Отмечено также, что все наблюдаемые в лазуритах парамагнитные центры имеют дырочную природу [Платонов и др., 1984].

С помощью ЭПР изучены диагностические признаки окраски лазурита и сопутствующего кальцита. Вторым признаком лазурита служит сохранность цвета после прокаливания. Для этого исследования методом ЭПР производились до и после отжига проб при температуре 350 °С в течение 30 мин в окислительной атмосфере.

Получены численные значения концентрации синего хромофора примесного аниона как маркера основного носителя цвета в лазурите и как включения элемента-хромофора в сопутствующем кальците. Численные значения концентрации ионов Mn^{2+} в позиции Ca^{2+} в структуре кальцита указывают на метасоматоз, происходящий в лазурите и кальците. Прокаливание до 350 °С свидетельствует о влиянии физико-химических условий метасоматоза на концентрацию синего хромофора.

Для лазурита из месторождения Сары-Санг характерна широкая интенсивная линия радикала S_3^- (синий хромофор) в позиции аниона внутри каркаса [Платонов, 1987]. Кальцит не имеет примесей. Отжиг проб сопровождался увеличением интенсивности ЭПР радикала и усилением окраски лазурита, что говорит о тесном микросрастании лазурита и кальцита. Для образца выявлена корреляция интенсивности сигнала ЭПР радикала S_3^- в позиции аниона лазурита и цветовой глубины. Лазурит из Прибайкалья не прорастает в сопутствующий кальцит и легко разделяется. Кальцит не подвержен выщелачиванию, встречается также новообразованный кальцит. Лазурит и кальцит из Таджикистана взаимно прорастают друг в друга, а отжиг при 350 °С практически не влияет на голубизну цвета лазурита. Следовая концентрация радикала S_3^- в позиции аниона внутри каркаса лазурита из месторождений России и Таджикистана отвечает слабой голубовато-синей окраске образцов. Появление ионов Mn^{2+} в позиции Ca^{2+} в структуре кальцита свидетельствует о кристаллизации карбонатов на последних стадиях метасоматоза.

Таким образом, в ходе проведенных исследований минералов из лазуритовых месторождений Центральной Азии установлено, что окраска лазурита связана с радикалом S_3^- (по данным оптической спектроскопии). По результатам ЭПР месторождения разделяются по линиям марганца и сульфидного радикала S_3^- . Проведенные исследования позволили с помощью метода ЭПР определить качество лазуритового сырья и его принадлежность к определенным месторождениям, что помогает провести минералогическую экспертизу.

Литература

Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Земля, 2000. 582 с.

Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1987. 264 с.

Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.

**К проблеме качественной отработки доломитов
Бигильдинского карьера
(Данковское месторождение доломитов, Липецкая область)**

O.G. Reznikova, S.A. Blinova
Voronezh State University, Voronezh, Russia

**The problem of high-quality mining of dolomites of the Bigildino quarry
(Dankov dolomite deposit, Lipetsk region)**

Abstract. The study considers a problem related to mining of the Bigildino quarry of the largest Dankov dolomite deposit located in the central part of the East European Platform. It is shown that heterogeneous distribution of chemical elements in dolomites related to variability of lithological composition and is clearly traced along the strike of a dolomite horizon. The comparison of MgO content of dolomites from the boreholes made it possible to identify the most promising areas of dolomites.

Данковское месторождение доломитов находится в центральной части Восточно-Европейской платформы, в северо-восточном крыле Воронежской антеклизы на левом берегу р. Дон. Месторождение является крупнейшим в России по разведанным запасам (около 200 млн т) [Сычева, 2018]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения плавского (тургеневская (Tr) и кудеяровская (Kd) толщи) и озерского горизонтов верхнего девона в виде пластов, мощность которых варьирует от 0.5 до 25 м. Залегание доломитов горизонтальное, подошва полезной толщи относительно ровная, кровля часто эрозионно-карстовая. Мощность полезной толщи, в среднем, по месторождению составляет 20–22 м. Доломиты составляют около 15 % от всего объема фаменских отложений и тяготеют к верхам яруса [Резникова, Блинова, 2021].

Месторождение условно разделено на четыре участка: Центральный и Бигильдинский (разрабатываются карьерами), Западно-Золотухинский и Золотухинский. Доломиты ограничены строгими показателями по качеству сырья. На данный момент в пределах карьера Бигильдинский обрабатывается марка ДК-3 (доломиты конвертерные), доломитовый щебень и сухая доломитовая мука марки С (в меньшей степени, природного генезиса, в большей – результат производства). Требования для марки ДК-3 (наиболее качественные доломиты) содержания (мас. %): MgO – не менее 18.5, CaO – не более 33.0, SiO₂ – не более 2.6, R₂O₃ = (Fe₂O₃+Al₂O₃) – не более 1.0 [Окоороков и др., 1986]. Повышенные содержания SiO₂, R₂O₃ и нерастворимого остатка ухудшают качество сырья.

При разработке карьера Бигильдинский выяснилось, что по показателям геологоразведочных работ отсутствует возможность качественного планирования химического состава готовой продукции, т. к. минеральный состав пород и закономерности изменения химического состава не изучались. Продуктивные слои карьера не только меньшей мощности, но и более дифференцированы по химическому составу в отличие от пород карьера Центральный, сырье которого используется в металлургической промышленности. Регулярное химическое опробование шлама буровзрывных работ при отработке блоков доломита показывает, что показатели фактического содержания MgO по данным опробования и планируемые по данным разведочного бурения [Окоороков и др., 1986] не совпадают. Цель данной работы – уточнение

химического состава доломитов по данным двух опробований и сравнение их с данными по всей площади уступа +130 м Бигильдинского карьера.

Химический состав доломитов проанализирован титриметрическим методом. По химическому составу шлама (взрывные скважины разбурены по сетке 10×10 м) составлена карта-схема блока, отражающая качественный состав доломитов в обрабатываемом уступе. Здесь по содержанию MgO в доломитах выделены несколько типов сырья: высокопродуктивное – 18 мас. %, продуктивное – 17–18 мас. %, низкопродуктивное – 16–17 мас. % и непродуктивное – < 16 мас. %. На высокопродуктивное и продуктивное сырье приходится около 45 об. % доломитов, на низкопродуктивное – 55 об. % [Резникова, Блинова, 2023].

При сопоставлении химического состава доломитов в блоке, по данным геологоразведки и шламового бурения добычного горизонта +130, получены следующие результаты. Практически все содержание SiO₂, получены при анализе шлама (4.3 мас. %), выше планируемого (2.6 мас. %), т. к. в анализе разведочных скважин учитывались ураганные пробы с высокими содержаниями SiO₂ (13.4–14.0 мас. %). Диоксид кремния – вредная примесь, превышение значений этого компонента критично в металлургической промышленности. В двух пробах фактическое содержание MgO оказалось выше планируемого (20–21 мас. %), в одной – разведочные данные идентичны шламовому опробованию (17.2 мас. %), и в четвертой – планируемые показатели ниже фактических (16.3 мас. %). В пробах с содержанием MgO выше планируемого, содержание CaO оказалось ниже планируемого (28.7 мас. %) и, наоборот, в четвертой пробе содержание MgO ниже планируемого, а CaO – выше (33 мас. %).

Распределение содержаний MgO (мас. %) по пачкам (по данным геологоразведочных работ) следующее (описание сверху вниз по разрезу) (рис.):

Пачка Kd_{III} отмечается в скважинах № 1620–1622, доломит серый, плотный, мелкокристаллический. Содержание MgO составляет 17–17.68 мас. %, что соответствует его содержанию в продуктивном сырье.

Содержание MgO в разрезе пачки Kd_{II} неоднородно и резко уменьшается при проявлении карстовых процессов (карст заполнен бурой глиной) и процессов дедоломитизации (образование доломитовой муки). В скважинах №№ 1620 и 1622 пачка представлена темно-серым, плотным, тонкозернистым доломитом с содержаниями MgO 18.89 и 17.18 мас. %, соответственно, что позволяет отнести к высокопродуктивной и продуктивной разновидностям сырья. В скважине № 1619 – доломит известковистый с содержанием MgO 11.87 мас. %, в скважине № 1621 в верхней части пачки отмечается карстовая зона и дедоломитизация, содержания MgO 14.04–15.89 мас. %, а в нижней части – доломит плотный, содержание MgO достигает 18.76 мас. %.

В пачке Kd_I отмечаются закономерности, которые соответствуют вышеописанным. В скважинах №№ 1619 и 1620 присутствует доломит глинистый с низкими содержаниями MgO (16.16–16.61 мас. %). В скважине № 1621 пачка представлена доломитовой мукой, однако содержания MgO высокие (17.68 мас. %), в скважине № 1622 для плотного доломита характерно низкое содержание MgO (16.61 мас. %).

Пачка Tr_{IX} отличается высокими и очень высокими содержаниями MgO – до 19.55 мас. %. Исключение составляет верхняя часть пачки в скважине № 1619 с низким содержанием MgO (14.89 мас. %), где отмечается прослой мергелеподобной глины мощностью 10 см. Вероятно, глинистое вещество в доломите является геохимическим барьером и препятствует миграции магния или разубоживанию породы при дроблении.

Пачка Tr_{IX} представлена плотными, массивными, тонкокристаллическими доломитами. Содержания MgO варьирует в пределах 17.85–19.21 мас. % в скважинах №№ 1619 и 1620, 16.96–19.20 мас. % – в скважинах №№ 1621 и 1622, что сопоставимо с доломитами пачки Kd_{III}.

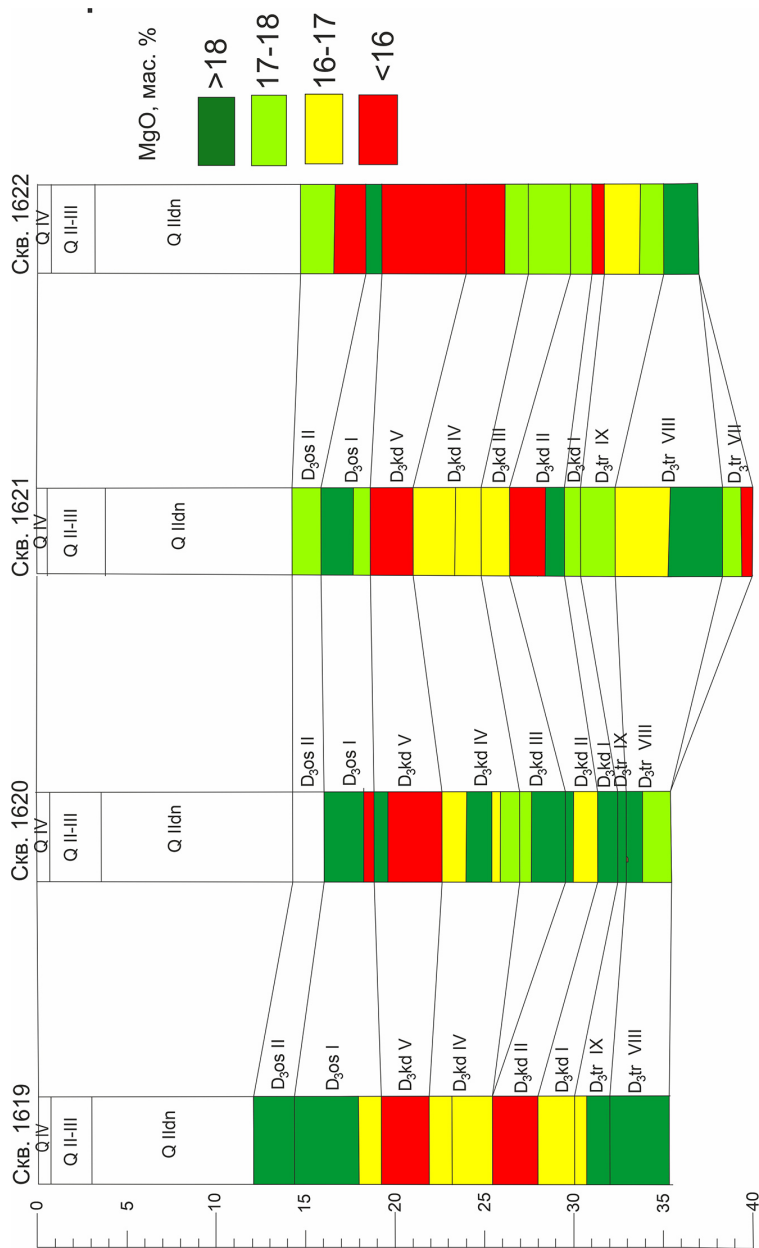


Рис. Изменение содержания MgO в доломитах по разрезу геологоразведочных скважин №№ 1619–1621. Римскими цифрами указаны номера пачек: tr – тургеневской, kd – кудяровской, os – озерской толщ верхнего декона; Q Ildn – донского горизонта среднего плейстоцена; Q II-III и Q IV – верхнего плейстоцена.

Пачка Tr_{III} вскрыта только в скважине № 1621 и неоднородна по литологическому и химическому составу. К серому массивному доломиту мощностью 1 м приурочено высокое содержание MgO (17.49 мас. %), а прослой глинистого доломита мощностью 0.7 м характеризуется низким содержанием MgO (15.05 мас. %).

В целом, неоднородность распределения химических элементов в каждой скважине связана с изменчивостью литологического состава доломитов по латерали. Выявлено, что наиболее перспективными на участке являются пачки тургеневской (Tr_{IX}, Tr_{III}) и кудяровской (Kd_{III}) толщ. В изученном разрезе известковистых и глинистых доломитов особый интерес представляет пачка Tr_{IX}, где выявлены высокие содержания MgO.

Литература

Резникова О.Г., Блинова С.А. Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021. С. 159–162.

Резникова О.Г., Блинова С.А. Закономерности изменения содержания MgO в доломитах участка «Бигильдинский» (Липецкая область, Данковский район) // Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023. С. 193–196.

Сычева В.Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Вып. 71: Доломит для металлургии. М.: Росгеолфонд, 2018. 55 с.

Окороков В.А., Бельских В.С. и др. Геологический отчет о разведке эксплуатируемого Данковского месторождения доломитов в Данковском районе Липецкой области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.86 г. (Бигильдинский, Прикарьерный и Западно-Золотухинский участки). Том I текст отчета. ПГО «Центргеология», Придонская ГРЭ, Липецкая ГРП, г. Липецк, 1986. 342 с.

Н.В. Жемжуров, Д.О. Погосян

ООО СЗГТК Геокомплекс, г. Санкт-Петербург, Россия
nikesh91@mail.ru

Использование геолого-геофизических методов при поиске россыпей благородных корундов (остров Мадагаскар) (научные руководители – В.В. Попов, Ю.Л. Станишевская)

N.V. Zhemzhurov, D.O. Poghosyan

NWGGK Geocomplex LLC, St. Petersburg, Russia

Use of geological -geophysical methods in searching for noble corundum placers, Madagascar Island

Abstract. The article presents the results of experimental and methodological ground-based geological and geophysical work performed using magnetic exploration and electrical exploration by the resistance and induced polarization (IP) method in the electrotomography variant when searching for placers of noble corundum. Using these technologies, it is possible to carry out work in difficult geological conditions, while dissecting the section in detail and identifying anomalous zones to obtain high-quality and reliable information.

Введение. В настоящее время программное обеспечение и методические разработки, а также компактность приборов обеспечивают высокую степень мобильности, позволяя выполнять работы в труднодоступных районах. Для выявления и дальнейшего изучения перспективных участков целесообразно использовать геофизические методы на этапе поисковых и картировочных работ. При поисках россыпных месторождений с помощью геофизики можно не только определять геологическое строение разреза, рельеф плотика, но и выявлять ловушки с их последующей локализацией. Нами проведен цикл геофизических работ, направленных на выявление россыпей благородного корунда. Целью работы являлся выбор оптимальной методики геофизических исследований и техники работ для достижения эффективности в решении конкретных геологических задач.

Краткая характеристика района работ. Геолого-геофизические исследования проведены на территории Республики Мадагаскар. В геологическом строении одноименного
Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

острова принимают участие метаморфические породы докембрийского возраста. Широко распространены архейские гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кварциты. Характерны интрузии гранитоидов, габброидов и ультраосновных пород. Развита площадная латеритная кора выветривания, достигающая многометровой мощности. Основной рекой на территории изученной площади является р. Сандратсио, пересекающая всю площадь по диагонали с северо-запада на юго-восток. В сезон дождей крупные притоки этой реки смывают большое количество потенциального промываемого материала в основное русло.

На предварительной стадии работ была выбрана физико-геологическая модель месторождений как аллювиальных и образовавшихся за счет перемива и обогащения корундоносных кор выветривания по архейским продуктивным гнейсам [Киевленко и др., 1982]. В ходе геологических маршрутов основное внимание было сосредоточено на геолого-геоморфологической характеристике площади и изучении аллювиальных отложений, была составлена структурно-геоморфологическая схема с выделением по высотным отметкам двух надпойменных террас, пойменных и русловых отложений (рис. 1), а также установлено следующее.

Коренные породы площади по всем изученным обнажениям представлены кварцбиотит-полевошпатовыми гнейсами (плагиогнейсами) с большим количеством граната. В тяжелой фракции шлихов в единичных случаях встречались кианит и силлиманит. Магистральное направление гидросети района работ и, соответственно, площадь развития аллювиальных отложений р. Сандратсио согласно простиранию гнейсовидности – СЗ 320–330°. Все известные обнажения коренных пород в пределах данного локального участка работ сосредоточены на правом берегу реки. Левый берег реки существенно более пологий и характеризуется меньшими высотными отметками. Разработки корундов (рубина и сапфира) приурочены к характерному меандроподобному изгибу р. Сандратсио, где направление ее течения резко изменяется от СЗ-ЮВ на СВ-ЮЗ (рис. 1), и также ее притокам ССВ простирания и сосредоточены в пределах первой надпойменной террасы и, частично, пойменных (долинных) отложений (рис. 2).

Так как все продуктивные горизонты связаны с песчаными отложениями, то для дальнейших исследований был подобран комплекс геофизических методов, направленный на разделение и выделение песчаных слоев на фоне глинистых толщ. В концентратах проб на территории площади, исходя из ранее проведенных работ, встречаются магнетит, ильменит, гранат, лимонит, корунд, циркон, рутил, кианит и монацит. Наличие магнетита в тяжелой фракции дает возможность использовать магниторазведку при поисках россыпей благородных корундов. Пространственное положение россыпного магнетита в аллювиальных россыпях корундов вследствие различной миграционной способности, хотя и близко, но не идентично [Дидичин, 2021].

Описание геофизических профильных работ. Электроразведочные работы, электротомография-ВП (вызванной поляризации) и магнитометрическая съемка были поставлены по нескольким профилям и перпендикулярным им магистралям на наиболее интересных, с точки зрения геологии и геоморфологии, участках для уточнения их строения. Схема расположения профилей и магистралей показана на рис. 2. Длина питающей линии АВ (линии бесконечность) составляла порядка 3000 м, разнос приемной линии MN – 5 м, шаг перемещения линии MN – 5 м, шаг питающего электрода А по профилю – 20 м, глубина исследования достигала ~60 м.

В результате электротомографии-ВП были построены разрезы УЭС (удельного электрического сопротивления) и поляризуемости. Дополнительно на разрезы наложен график локальной составляющей аномального магнитного поля (АМП), и составлена интерпретационная схема (рис. 2).

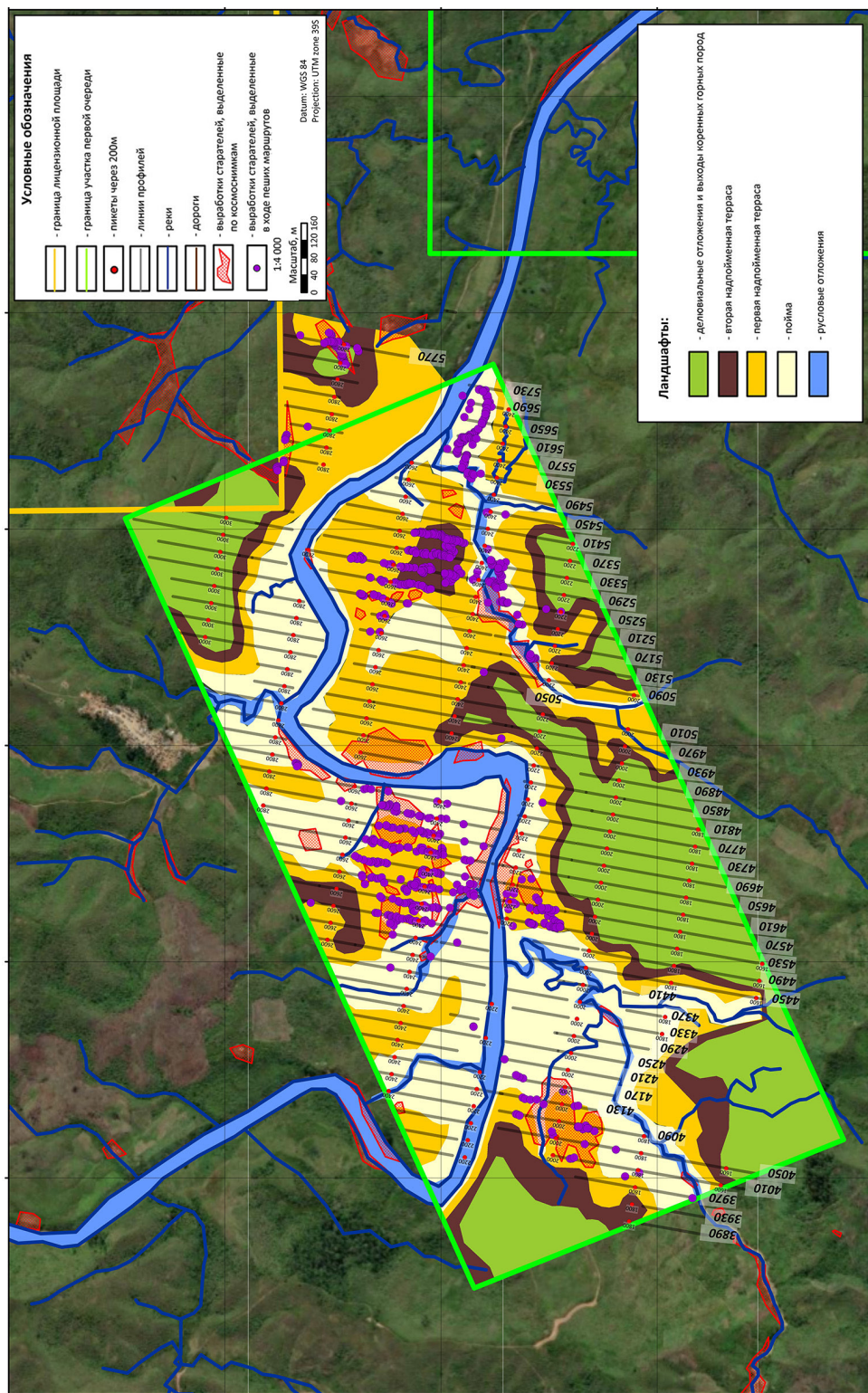


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема.

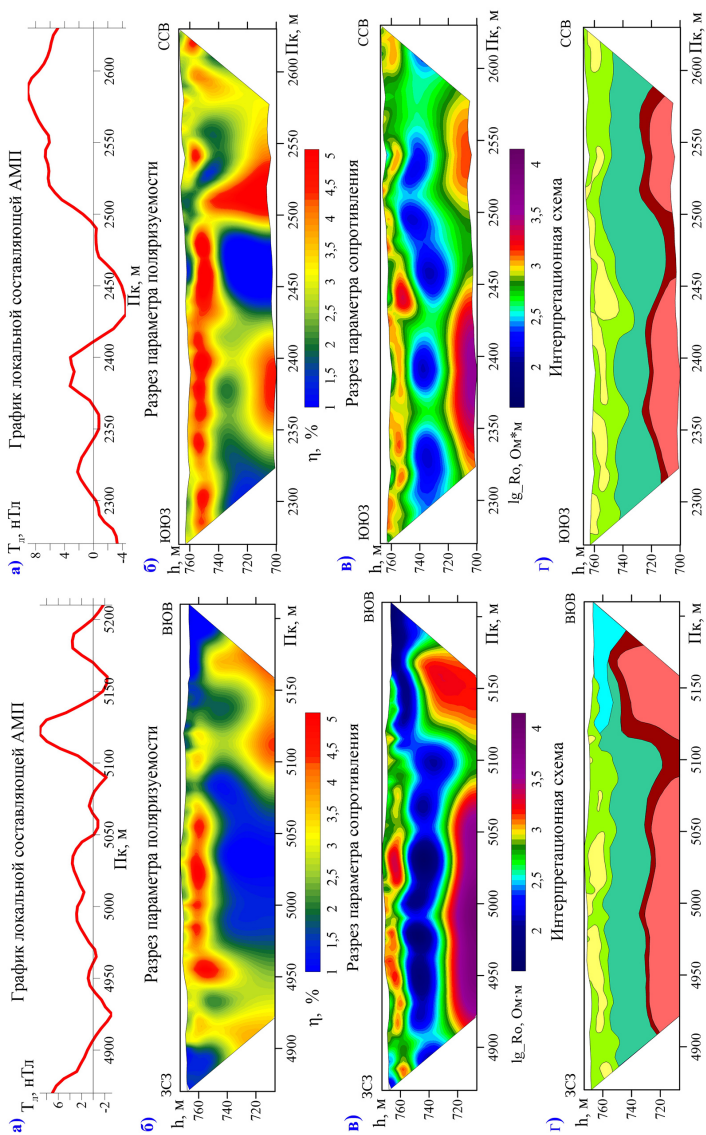
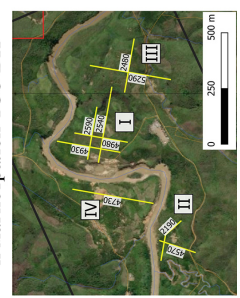


Схема расположения профилей и магистралей ТЭЗ-ВП



Условные обозначения

- Песчано-глинистые отложения
ρ = 600-1400 Ом·м, η = 2-4,5 %
- Предположительно кора выветривания (оболоченная)
ρ = 40-300 Ом·м, η = 1-3 %
- Песчано-галечные отложения
ρ = 300-600 Ом·м, η = 2-4,5 %
- Предположительно кора выветривания (менее оболоченная)
ρ = 300-600 Ом·м, η = 1-3 %
- Речные отложения
ρ = 40-300 Ом·м, η < 1 %
- Коренные породы
ρ = 600-8000 Ом·м, η = 1-3 %

Рис. 2. График локальной составляющей АМП (а), поляризуемости (б), разрезы УЭС (в) и интерпретационная схема (г) по магистрали 2540 (слева) и по профилю 4730 (справа).

Первый слой, расположенный сверху на разрезах, сложен песчано-глинистыми отложениями. Слой весьма неоднородный в связи с наличием зон распространения песчано-галечных отложений, на что указывают более высокие значения УЭС и поляризуемости в пределах этих зон. Высокие значения поляризуемости связаны с присутствием глины, различным размером частиц в породе и с диффузионно-адсорбционными процессами (при наличии в породе глинистых частиц адсорбция движущихся в растворе анионов усиливается).

На ПК 5120-5210 на магистрали 2540 по данным электроразведки выделяется зона речных отложений, связанная с пониженными значениями сопротивления. Она выходит на поверхность и, вероятно, является участком старого русла реки.

Второй слой на разрезах является зоной проводимости, маркирующей границу грунтовых вод в разрезе. Слой, в целом, обводнен, поэтому расчленение его на более мелкие про-

слои по сопротивлению невозможно. Можно предположить, что данный слой является обводненной корой выветривания.

Третий слой является комплексом неизменных кристаллических пород, на что указывают максимальные, в рамках разреза, значения УЭС. Интенсивные аномалии поляризуемости в нижней части разреза над комплексом неизменных кристаллических пород указывают на места осаждения тяжелой фракции, магнетита и других поляризующихся минералов, которые могут накапливаться в углублениях поверхности коренных пород и выделяться такого рода аномалиями.

Прослой, расположенный между вторым и третьим слоями и имеющий более низкие по сравнению с коренником значения УЭС, является частью площадной коры выветривания.

На рис. 2 приведены разрезы двух разных террас, на которых видно, что углубления в фундаменте коренных пород не всегда сопровождаются аномалиями повышенной поляризуемости и локальной составляющей магнитного поля. Так, на магистрали 2540 в районе ПК 5100 такое углубление выделяется по данным магниторазведки и метода ВП, а на профиле 4730 на ПК 2450-2500 – нет. Из этого можно сделать вывод о том, что углубление на профиле 4730 не является местом осаждения тяжелой фракции. Таким образом, по комплексу данных о поляризуемости и магнитности пород можно отделить потенциально перспективные ловушки от пустых.

Выводы. Описанный комплекс методов позволяет выделить области, перспективные на обнаружение россыпей благородных корундов двух типов: аллювиальных и элювиальных. Однако если первые подтверждены старательскими выработками, то вторые нуждаются в дополнительной заверке бурением. В результате геолого-геофизических работ выделены следующие поисковые критерии: высотные отметки ниже 790 м, близость к речной сети ССВ направления, повышенные значения магнитного поля и повышенные значения УЭС и дифференциальной поляризуемости, которые, предположительно, связаны с гравийно-галечными отложениями, перспективными на обнаружение россыпей благородных корундов.

Литература

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

Дидичин Е.Г. Методы поиска и разведки золотороссыпных месторождений // Золото и технологии. 2021. № 3 (53). С. 76–81.

ЧАСТЬ 8. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.Е. Савельев

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

Применение метода дифракции отраженных электронов для анализа микроструктуры минералов верхнемантийных ультрамафитов (на примере массивов Урала)

D.E. Saveliev

Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

Application of electron back-scattered diffraction for microstructural analysis of upper mantle ultramafic rock minerals: example massifs of the Urals

Abstract. The microstructure of lherzolites, harzburgites, dunites and chromitites is studied using electron back-scattered diffraction (EBSD) method. Olivine and orthopyroxene show a strong preferred crystallographic orientation indicating their formation under plastic deformation conditions. The formation conditions assessed by microstructural and geochemical methods are comparable and indicate the formation of rocks under dislocation creep regime at $T = 650\text{--}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ at $P = 7\text{--}15\text{ kbar}$ and stress up to 500 MPa. Chromitites exhibit evolution of structure from disseminated to massive ores with a gradual enlargement of grain size and a decrease in misorientation at intragranular boundaries. This is interpreted as a result of high- P sintering. It is suggested that nodular textures formed during the disintegration of massive chromitites under high- PT conditions.

Введение. Ультраосновные породы нижней части офиолитовых комплексов представляют собой «мантийные тектониты» [Nicolas, Poirier, 1976; Щербаков, 1990]. До недавнего времени единственным методом исследования внутренней структуры минералов ультрамафитов оставался петроструктурный, который состоял в определении оптических индикатрис прозрачных минералов (оливина и пироксенов) при помощи универсального федоровского столика на поляризационном микроскопе [Казаков, 1987; Саранчина, Кожевников, 1985]. На рубеже XX–XXI вв. появился новый метод микроструктурных исследований, основанный на дифракции отраженных электронов в кристаллической решетке (*electron back-scattered diffraction – EBSD*), который ознаменовал выход на качественно новый уровень исследований структуры кристаллических материалов [Даниленко и др., 2012; Метод..., 2014], в том числе и геологических [Prior et al., 1999]. За последние 20 лет появились многочисленные работы, посвященных как методическим вопросам применения метода EBSD в геологии, так и изучению микроструктуры мантийных тектонитов [Karato, 2008; Jung, 2017]. Данный метод позволяет изучать оптически-изотропные и непрозрачные минералы, получать большие массивы количественных данных о строении минералов, включая фазовый состав и кристаллографическую ориентировку фаз в точках, а также карты минеральных агрегатов, созданные в результате сканирования образцов по сети от долей микрометра до десятков микрометров.

В настоящей работе приведены примеры микроструктурного изучения отдельных минералов (оливина, ортопироксена), пород (лерцолитов, дунитов) и руд (хромититов).

Для части образцов решалась задача получения интегральных данных о микроструктурном строении минеральных агрегатов оливина и ортопироксена, получение так называемых «синоптических» диаграмм [Добржиницкая, 1989] и сопоставления их с известными типами петроструктур этих минералов для определения условий образования в терминах общего давления, температуры, стресса и содержания флюидов [Щербаков, 1990; Karato, 2008; Jung, 2017]. Второй задачей являлось микроструктурное изучение пластически деформированных порфирокластов оливина и ортопироксена, содержащих тонкие включения новых фаз, для определения их ориентационных взаимоотношений и возможного генезиса включений. Третья задача – получение микроструктурных данных о строении хромититовых агрегатов и определение перспектив их использования для генетических построений. EBSD – единственный метод, позволяющий получить количественные данные о кристаллографической ориентировке индивидов, внутреннем строении и структуре зерен массивных хромитовых агрегатов.

Методы и объекты исследований. Предварительные петрографические и электронно-микроскопические исследования, включая изучение состава минералов, проводились в полированных шлифах на поляризационном микроскопе ПОЛАМ Р-311 и СЭМ Vega Tescan Comract с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Основным экспериментальным методом исследования стал метод EBSD, физические основы которого подробно описаны в соответствующих руководствах и обзорных работах [Prior et al., 1999; Даниленко и др., 2012].

Сканирование препаратов проводилось в двух лабораториях: ЦКП «Структурные и физико-механические методы изучения материалов» в Институте проблем сверхпластичности материалов РАН (г. Уфа) на СЭМ Vega Mira и в Ресурсном центре Санкт-Петербургского государственного университета «Геомодель» (г. Санкт-Петербург) на СЭМ Hitachi S-3400N, оснащенный детектором EBSD Oxford NordLys Nano. Первичные данные обработаны в программном комплексе HKL Channel 5 и программе MTEX (в оболочке MATLAB). Объектами исследований являлись образцы лерцолитов, гарцбургитов, дунитов и хромититов из офиолитовых массивов Нурали (NR-260), Крака (СК-85, СК-103-7, ЮК-1992, Сек-2150), Кемпирсай (Ке-120), Аккаргинский (АК-20), Рай-Из (R-911, R-916) и Сыум-Кей (S-311, S-348).

Интегральная микроструктура агрегатов оливина и ортопироксена. Анализ диаграмм прямых полюсных фигур (ППФ) оливина из образцов Сек-2150 и СК-103-6 указывает на то, что ось [100] практически совпадает с линейностью, а с плоскостью минерального уплощения могут совпадать как (010), так и (001) с более интенсивным максимумом для (010). Отмечается тенденция к формированию слабовыраженного пояса осей [010] и [001] перпендикулярно плоскости минерального уплощения, что характерно для D-типа текстуры оливина [Karato, 2008; Jung, 2017]. Данный тип текстуры оливина связан с активизацией множественного скольжения по семейству плоскостей $\{0kl\}$ в направлении [100]. В образцах из полярноуральских массивов (R-909, R-916) направления скольжения варьируют – [001] либо [100], а плоскостью скольжения всегда является (010), что позволяет отнести полученные петроструктурные узоры к типам А и В.

В ортопироксене всех изученных образцов, где он присутствует в заметных количествах (Сек-2150, СК-103-6, ЮК-1992, S-311, R-909), плоскостью скольжения неизменно является (100), а под малым углом к линейности концентрируются оси [001] либо [010]. Согласно классификации петроструктуры (fabric) ортопироксена [Jung, 2017], в первом случае текстуры могут быть интерпретированы как тип АВ, во втором – как тип АС, в образце Сек-2150 присутствуют оба типа текстур.

Микроструктура порфирикластов. Изучение строения деформированных порфирикластов позволяет получить более точную информацию об активной системе скольжения в минерале [Добржинская, 1989]. Нами изучены порфирикласты оливина в образцах Сек-2150 и СК-103-6 и порфирикласты ортопироксена в образцах СК-85 и ЮК-1992.

В лерцолите Сек-2150 диагностированы многочисленные малоугловые границы наклона, образованные стенками краевых дислокаций, обусловившие развитие системы скольжения (001)[100], при этом система (010)[100], в большей степени, связана с наличием границ кручения, образованных винтовыми дислокациями. В порфирикластах оливина из образца СК-103-6 также чаще всего проявлены две указанные выше системы скольжения.

В образце ЮК-1992 две части крупного кристалла энстатита разделены зоной мелкозернистого агрегата. Анализ строения крупных деформированных фрагментов показал наличие активной системы скольжения (100)[001]. Ламели диопсида сформированы в плоскости скольжения (100) минерала-хозяина.

Образец СК-85 представлен крупным монокристаллом ортопироксена ($5 \times 5 \times 3$ см), который разделен малоугловыми границами. По данным EBSD, здесь также проявлена система скольжения (100)[001]. Малоугловые границы и плоскости скольжения в минерале-хозяине трассируются новообразованными фазами – паргаситом, диопсидом и хромшпинелидом. Нанесение полученных данных на стереографическую проекцию позволило установить, что стержневидные выделения шпинелидов и ламели диопсида и паргасита размещаются в плоскости скольжения (100) минерала-хозяина, при этом ориентировка главных кристаллографических направлений пироксенов совпадает.

В образце дунита NR-260 внутри зерен пластически деформированного оливина обнаружены мелкие стержневидные выделения хромшпинелида, которые иногда соседствуют с еще более мелкими включениями паргасита. EBSD-сканирование с малым шагом позволило расшифровать ориентационные соотношения включений шпинелида с минералом-хозяином: все стержни хромшпинелида расположены на малоугловых границах оливина, направление [110] хромшпинелида совпадает с направлением [010] минерала-хозяина, т. е. перпендикулярно плоскости скольжения.

Микроструктура хромититов. Изучена кристаллографическая ориентировка хромита в агрегатах вкрапленного и массивного строения в рудах линзовидно-полосчатого типа из месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского массива (Ке-120), а также нодулярных хромититов массива Средний Крак (СК-103-7) и Аккаргинского (АК-20). Для вкрапленных руд отмечается близкое соответствие размеров зерен, определяемых по границам раздела в оптическом микроскопе, и таковым, определенным методами EBSD. В них отмечаются многочисленные деформационные микроструктуры с малоугловыми границами величиной 2–15° и мелкими необластами вдоль границ более крупных зерен блочного строения.

Для массивных участков отмечается значительное расхождение между расположением границ раздела и истинных границ зерен, определенных методом EBSD. Массивные участки характеризуются значительно более крупным размером индивидов, ксеноморфным обликом зерен и высокой степенью однородности внутренней структуры (разориентировка блоков обычно не превышает 5°). Хромититы нодулярной текстуры (СК-103-7 и АК-20), как правило, характеризуются однородной микроструктурой и по этой характеристике сходны с участками массивного строения. Наибольшая разориентировка может отмечаться только в краевых частях округлых выделений хромита.

Обсуждение и выводы. Проведенные исследования позволяют сделать выводы о механизмах формирования наблюдаемых микроструктурных особенностей ультрамафитов и хромититов, а также об условиях их образования.

Изучение пластически деформированных порфирикластов оливина и ортопироксена с

включениями новых фаз (шпинелида, паргасита, диопсида) позволили установить однозначную связь их образования с деформацией минерала-хозяина и определить ориентационные взаимоотношения между включениями и минералом-хозяином. Расположение новообразованных стержневидных выделений хромшпинелида вдоль малоугловых границ в оливине (NR-260) может свидетельствовать о том, что высокая концентрация ионов примесных элементов локализовалась вдоль линий геометрически-необходимых дислокаций, что приводило в итоге к выделению новой фазы на малоугловой границе. В деформированных ортопироксенах ламели и стержни новых фаз, преимущественно, приурочены к плоскости скольжения, что может быть связано с образованием в этой плоскости дефектов упаковки [McLaren, Etheridge, 1976]. Подобные выделения характерны для менее пластичных материалов, характеризующихся низкой энергией дефекта упаковки.

Интегральные микроструктурные данные в лерцолитах массивов Крака указывают на развитие D-типа предпочтительной кристаллографической ориентировки. Оценки РТ σ -условий микроструктурным и геохимическим способами сопоставимы и указывают на образование пород в режиме дислокационной ползучести при температурах 850–1000 °С при общем давлении 7–9 кбар и стрессе 400–500 МПа, что сопоставимо с нижней границей плагиоклазовой фации глубинности в верхней мантии. В дунитах и гарцбургитах массива Рай-Из установлены типы петроструктур оливина А и В, которые проявляются в виде пластического течения в контрастных условиях: для типа А характерны «сухие» условия ($T > 1100$ °С при $P = 10$ – 15 кбар) и низкий стресс (< 400 МПа), для типа В, напротив, характерно повышенное содержание флюида, низкая температура ($T < 700$ °С при $P = 10$ – 15 кбар) и относительно высокий стресс (< 400 МПа) [Karato, 2008; Jung, 2017].

В хромититах структура направленно изменяется от вкрапленных руд к массивным, выражаясь в постепенном укрупнении размера зерен и уменьшении разориентировки на внутризеренных границах. По-видимому, это лучше всего объясняется эффектом «спекания» при высоких температурах и давлениях, который также предполагается для образования порфиробластов граната в метаморфических породах [Spriess et al., 2001]. Генезис нодулярных руд в деталях пока не ясен, однако микроструктурная однородность внутренних частей нодулей и рост разориентировки к их краям может указывать на то, что данный текстурный тип хромититов мог образоваться при дезинтеграции массивных руд в условиях высокого общего давления и температуры.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 22-17-00019. Автор очень признателен И.И. Мусабинову и Н.С. Власенко за проведение EBSD исследований.

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.

Добржиницкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 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.

Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.

Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole,

and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // *Geosciences Journal*. 2017. Vol. 21. P. 985–1011.

Karato S. Deformation of Earth materials. An introduction to the rheology of solid Earth. Cambridge University Press, 2008. 463 p.

McLaren A.C., Etheridge M.A. A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. I. Slip mechanisms // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1976. Vol. 57. P. 163–177.

Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley – Interscience, London, 1976. 444 p.

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.

Spiess R., Peruzzo L., Prior D.J., Wheeler J. Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations // *Journal of Metamorphic Geology*. 2001. Vol. 19. Is. 3. P. 269–290.

Л.М. Тынысова, О.П. Шиловский

*Казанский (Приволжский) Федеральный университет, г. Казань, Россия
biarmiceras@gmail.com*

Минералого-петрофизические свойства серпентинитов Атлянского полигона на Южном Урале

L.M. Tynysova, O.P. Shilovsky

Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

Mineralogical-petrophysical properties of serpentinites of the Atlyan polygon, South Urals

Abstract. The magnetic properties of serpentinites with magnetite, hematite and titanomagnetite of the Atlyan polygon in South Urals are studied.

Атлянский учебный полигон (Челябинская область, г. Миасс) расположен в зоне Главного Уральского разлома и представлен серией блоков войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов позднедевонско-пермского возраста [Аулов и др., 2015]. В его северо-западной части с серпентинитовым меланжем во время учебной практики 2022 г. зафиксирована магнитная аномалия. Цель работы – изучение ферромагнитных свойств и связанной с ней минерализации серпентинитов северо-западной части полигона.

Исследования проведены в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ с помощью оптической микроскопии (микроскопы Axio image vario a2m, ПОЛАМ РП-1), микрорентгенофлуоресцентного (M4 Tomado, оператор Б. Гареев), дифференциального термомагнитного (JIT_Meter, оператор Д.М. Кузина) и рентгеноструктурного (BRUKER, оператор Г.М. Ескина) анализов, метода микро-РФА и рамановской спектроскопии. Измерена магнитная восприимчивость 13 образцов, отобранных вдоль и вкрест простирания естественных выходов пород, и построена карта магнитного поля.

В ходе исследований описаны переходные зоны от породообразующего серпентина к серпентину, замещающему зерна оливина (обр. № 11). Встречены удлиненные, игольчатые зерна хризотила (обр. № 10). В обр. № 11 отмечаются прожилки антигорита и талька. Между зернами замещенного оливина наблюдаются магнетит, магнезиоферрит и гематит. В обр. № 2 отмечены крупные зерна магнетита (3.5–4.0 мкм). Внутри зерен наблюдаются более темные участки. В некоторых зернах рудных минералов наблюдалась структура замещения. Рудная

Химический состав серпентинитов, мас. %

№ обр.	Si	Mg	Fe	Mn	Ca	Cr	Ni	Ti
2	37.39	49.74	12.39	0.17	0.03	0.19	0.09	
3	36.25	48.28	15.03	0.21	0.06	0.03	0.15	
5	39.28	50.10	10.24	0.14	0.03	0.11	0.11	
9	40.59	47.10	11.38	0.45	0.11	0.11	0.22	0.05
11	40.31	50.30	9.01	0.11	0.03	0.03	0.22	

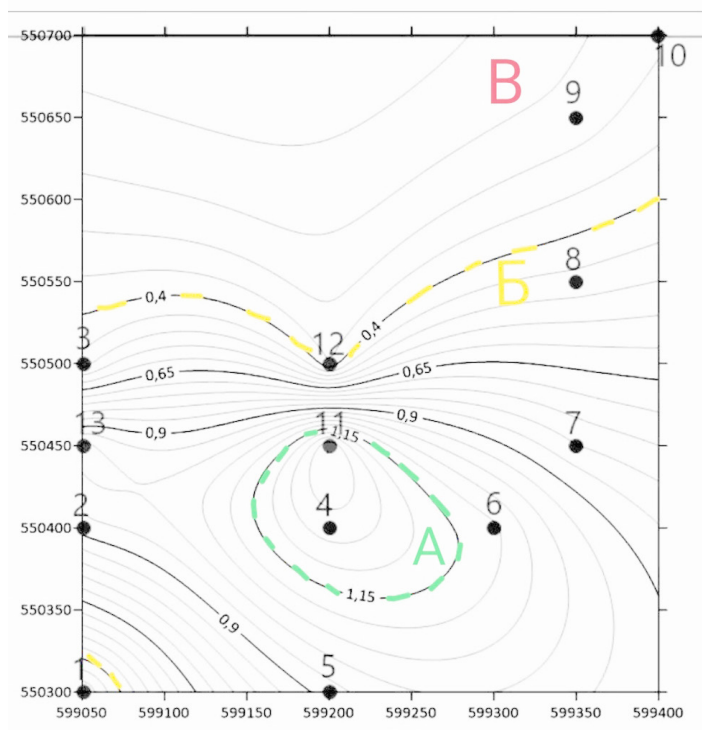


Рис. Карта магнитного поля Атлянского учебного полигона. Номера точек соответствуют номерам образцов.

минерализация образуется по оливину и пироксенам. В обр. № 11 магнетит развит по трещинам. Химический состав серпентинитов по данным микро-РФА показан в таблице.

ДТМА анализ подтвердил присутствие во всех образцах железистых минералов – магнетита (характерная температура Кюри ~580 °С) и титаномагнетита (температура Кюри в диапазоне 340–440 °С). В обр. №№ 3 и 10 наблюдается повышенное содержание титаномагнетита. Образцы № 12, 11, 4 содержат больше титаномагнетита. По результатам рамановской спектроскопии во всех образцах установлены хризотил и магнетит с включениями гетита. Гематит, гетит и лизардит встречаются реже (обр. № 5, 10). По результатам микро-РФА выявлен магнезиоферрит.

Карта магнитного поля характеризуется зонами разной намагниченности (рис.). Зона А с аномально высокими (>1.15 м³/кг) значениями массовой магнитной восприимчивости

находится в центральной части территории. В зоне Б наблюдаются пониженные значения до 0.4 м³/кг и в зоне В – самые низкие (от 0.4 до 0.24 м³/кг). Методом коэрцитиметрии во всех образцах выделены участки «насыщения» или «обеднения», что говорит о большем присутствии магнетита и магнезиоферрита в образцах из этих участков, соответственно.

Таким образом, магнитные свойства (намагниченность, магнитная восприимчивость, напряженность магнитного поля) серпентинитов Атлянского полигона обусловлены содержанием магнитных (магнетита, титаномагнетита, магнезиоферрита) и других железосодержащих (гематит, гетит) минералов, которые образовались при замещении серпентином темноцветных минералов ультрамафитов войкарско-кемпирсайского комплекса. На основе измерения магнитной восприимчивости построена карта магнитного поля территории с повышенными значениями магнитного поля в центральной части и пониженными – на периферии, что связано с постепенным понижением содержания магнетита в этом направлении.

Литература

Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-ХII – Златоуст. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

А.Р. Гайнанова¹, О.П. Шиловский², М.С. Глухов^{2,3}

¹ – *Институт ТатНИПИнефть ПАО Татнефть им. В.Д. Шашина, г. Альметьевск, Россия
barmiceras@gmail.com*

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

³ – *Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Исследование РЗЭ минералов в пиритовых конкрециях методом СЭМ

A.R. Gaynanova¹, O.P. Shilovsky², M.S. Glukhov^{2,3}

¹ – *Shashin TatNIPIneft Institute, PJSC TATNEFT, Almet'evsk, Russia*

² – *Kazan Federal University, Kazan, Russia*

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

SEM study of REE minerals in pyrite nodules

Abstract. Pyrite nodules from the Middle Jurassic sediments at the Tarkhanovy pier tract (Republic of Tatarstan) are studied. Monazite-Ce contains highly variable light REE amounts (wt. %): La₂O₃ 9.00–22.00, Ce₂O₃ 13.00–42.32, Pr₂O₃ 2.08–2.53, Nd₂O₃ 4.30–17.01, as well as medium REE (Sm₂O₃ up to 2.36, Gd₂O₃ up to 1.49) and ThO₂ (1.99–7.43).

Сульфидное стратиформное проявление на правом берегу р. Волги на территории урочища Тархановская пристань (Республика Татарстан) приурочено к среднеюрским песчано-алеврито-глинистым породам, залегающим с размывом и перерывом на пестроцветных породах верхней перми [Митта и др., 2014]. Песчано-алеврито-глинистые породы содержат многочисленные пиритовые конкреции. Их особенностью являются повышенные содержа-

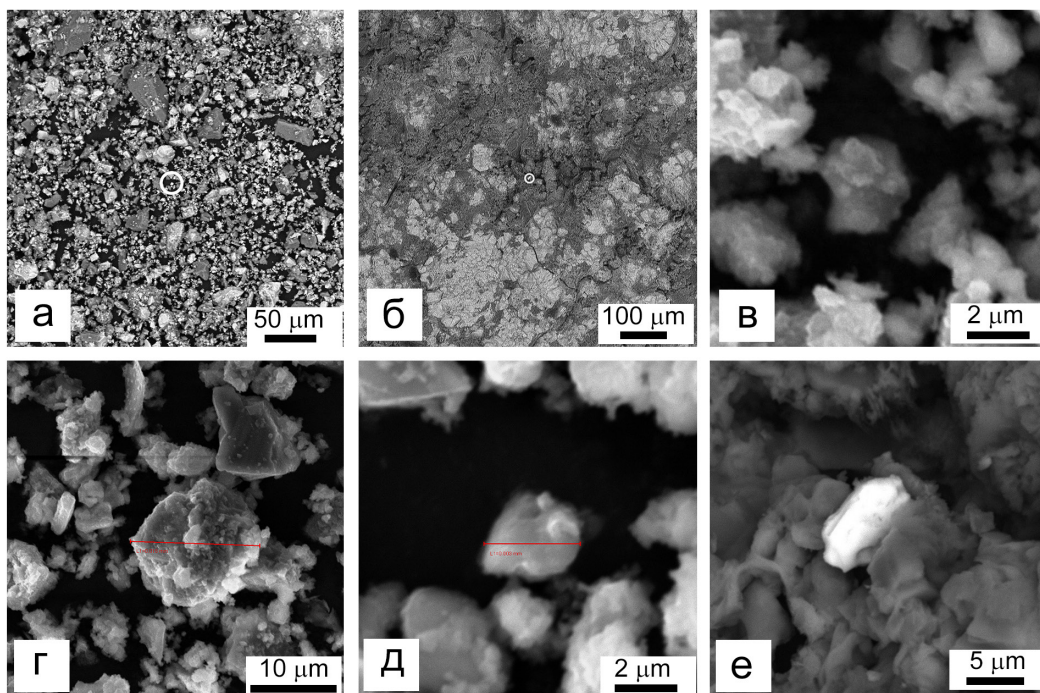


Рис. Морфология монацита в пиритовых конкрециях: а, б – общий вид пылевой массы (а) и поверхности скола (б); в–д – плохо окристаллизованный монацит в пылевой массе; г – таблитчатый кристалл на свежем сколе. СЭМ-фото. Кругом обозначены места находки монацита.

ния РЗЭ (44–51 г/т), максимальные концентрации которых отмечены для Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, минимальные – для Lu, Ho, Er, Yb, Tb, Eu, Sm, Dy, Gd. Ранее пиритовые конкреции были изучены с помощью ИСП-МС, рентгенофазового анализа и СЭМ [Гайнанова, Шиловский, 2023]. Цель настоящей работы – изучение морфологии и состава минеральных агрегатов РЗЭ в составе пиритовых конкреций. Выявление источников РЗЭ для конкреций может способствовать уточнению палеорекопструкций с одной стороны и экзотических стратиформных скоплений РЗЭ – с другой [Шатров, Войцеховский, 2009; Шарков, 2015]. Задачи исследования: изучение формы, облика, размеров, минерального и химического состава пиритовых конкреций.

Пиритовые конкреции отобраны в одном из обнажений глинистых отложений. В работе исследованы два образца: из образца № 2 изготовлена порошковая проба тонко-микрозернистой размерности, из образца № 3 – проба со свежим сколом и порошковая проба (рис. а, б). Морфология и химический состав минеральных агрегатов пиритовых конкреций определялись на СЭМ Tescan VEGA 4 с рентгеноспектральным микроанализом в Институте ТатНИПИнефть ПАО Татнефть (г. Альметьевск).

В пиритовых конкрециях установлены микрокристаллы монацита размером 3–15 мкм. В большинстве случаев они плохо окристаллизованы и с поверхности «загрязнены» другими микрочастицами (рис. в–д). Более крупные частицы монацита представлены таблитчатыми кристаллами с наиболее явными гранями по {101} и {011} (рис. е). На свежем сколе образцов (рис. б) монацит ассоциирует с калиевыми алюмосиликатами (мас. %): SiO₂ 58.06, Al₂O₃ 19.94, K₂O 22.34. По данным рентгенофазового анализа, предполагается присутствие полевых шпатов в составе пиритовых конкреций.

По данным ЭДС анализа состав РЗЭ минералов соответствует монациту-Се: содержания Се значительно преобладают над другими РЗЭ. Содержания легких РЗЭ в монаците широко варьируют (мас. %): La_2O_3 9.00–22.00, Ce_2O_3 13.00–42.32, Pr_2O_3 2.08–2.53, Nd_2O_3 4.30–17.01. В единичных случаях определены средние РЗЭ: Sm_2O_3 (2.36 мас. %) и Gd_2O_3 (1.49 мас. %). В составе монацита из пылеватой массы зафиксирован ThO_2 (1.99–7.43 мас. %).

Сульфидное рудопроявление на территории урочища Тархановская пристань является следствием придонных холодных газовой-флюидных просачиваний в период развития Среднерусского палеоморя [Королев, Николаева, 2012]. Часто газовой-жидкие просачивания несут в себе различные компоненты, которые могут быть как «полезными» для рудообразования, так и вредными [Беленицкая, 2011]. Вероятно, они являются внешним фактором миграции компонентов от первоисточника. На основании работ других исследователей [Мальков и др., 2004] можно предполагать, что источником РЗЭ для пиритовых конкреций, как и для окаменевших фрагментов костей морских ящеров [Глухов и др., 2023], являются латеритные коры выветривания.

Литература

Беленицкая Г.А. Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Ученые записки Казанского Университета. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 97–113.

Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. Минералого-геохимические особенности среднеюрских пиритовых конкреций урочища Тархановская пристань, республика Татарстан // Металлогения древних и современных океанов–2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023. С. 219–220.

Глухов М.С., Шиловский О.П., Муллакаев А.И. Особенности диагенетического минералообразования в костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан // Металлогения древних и современных океанов–2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023. С. 209–213.

Королёв Э.А., Николаева В.М. Проявления очагов разгрузок сероводородных флюидов в юрских отложениях северо-восточной окраины Ульяновско-Саратовского прогиба // Мат. Всерос. литол. сов., посв. 100-лет. со дня рожд. Л.Б. Рухина. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 249–251.

Мальков Б.А., Лысюк А.Ю., Иванова Т.И. Минеральный состав и микроэлементы окаменелых костей морских ящеров местонахождения Карголт (республика Коми) // Вестник институт Коми НЦ УрО РАН. 2004. № 1. С. 11–15.

Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А. и др. Стратиграфия средней юры юго-запада Республики Татарстан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 1. С. 31–46.

Шарков А.А. Геологический феномен ураново-редкометалльных месторождений // Природа. 2015. № 2. С. 21–30.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. Применение лантаноидов для реконструкции обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы) // Геохимия. 2009. № 8. С. 805–824.

Е.А. Панкрушина^{1,2}, Е.М. Рогинский³, М.С. Печурин¹, С.Л. Вотяков¹

¹ – *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия, pankrushina@igg.uran.ru*

² – *Федеральный исследовательский центр КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия*

³ – *Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург, Россия*

Комплексный подход при исследовании природного фенакита: рамановская и термобарорамоновская *in situ* спектроскопия, квантово-химические расчеты

E.A. Pankrushina^{1,2}, E.M. Roginskiĭ³, M.S. Pechurin¹, S.L. Votyakov¹

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

² – *Federal Research Center KSC RAS, Apatity, Russia*

³ – *Ioffe Institute RAS, St. Petersburg, Russia*

Comprehensive study of natural phenakite: Raman and PT-depends Raman *in situ* spectroscopy and *ab initio* calculations

Abstract. Despite a large number of publications devoted to the optical and spectroscopic study of natural and synthetic phenakite Be_2SiO_4 , the issues of analyzing its phonon properties, interpretation of Raman spectra, anharmonicity of vibrations, etc. are still open. In the present work, polarized Raman spectra of natural phenakite from the Malyshevsky emerald deposit (Urals, Russia) are presented for the first time. The electronic and phonon properties calculated in Crystal14 and VASP scientific packages are shown. The assignments of the Raman modes were found to be in good with experiments. In a phonon spectrum range of 0–610 cm^{-1} , Be-Si-O and Be-O ring collective vibrations are dominant in contrast to Be-O and Si-O bond vibrations in the ranges of 610–838 and 838–1092 cm^{-1} .

Введение. Фенакит Be_2SiO_4 – редкий минерал, имеющий простую кристаллическую решетку, состоящую из каркаса вершинно-связанных тетраэдров SiO_4 и BeO_4 (пространственная группа R-3). Фенакит, входящий в состав комплексных бериллиевых руд – источник бериллия. Его синтетические аналоги, обладающие высокой радиационной и термической стойкостью, имеют широкий спектр практического применения [Soubbotin et al., 2000; Yang et al., 2021].

Ряд публикаций посвящен исследованиям оптико-спектроскопических свойств фенакита, например, [Shein et al., 2008; Kortov et al., 1985]. Рамановские спектры фенакита проанализированы в работах [Hofmeister et al., 1987; Pilati et al., 1998], тем не менее, и сегодня их однозначная интерпретация дискуссионна. В частности, в работе [Hofmeister et al., 1987] спектр фенакита проинтерпретирован в терминах внутренних и внешних колебаний тетраэдров, тогда как в работе [Pilati et al., 1998] экспериментальные данные интерпретированы на основе твердо-ионных решеточно-динамических расчетов Борна-фон Кармана с использованием эмпирических потенциалов, полученных подбором частот колебаний для силикатов, карбонатов и оксидов. Авторами работы исключается возможность обоснованной дискриминации «внутренних» и «внешних» мод по отношению как к тетраэдрическим группировкам, так и к их ассоциациям (кластерам). В связи с изложенным, актуальным представляется изучение электронной и фононной системы фенакита. Матрица фенакита является удобной моделью для описания колебательных свойств целой группы соединений, имеющих подоб-

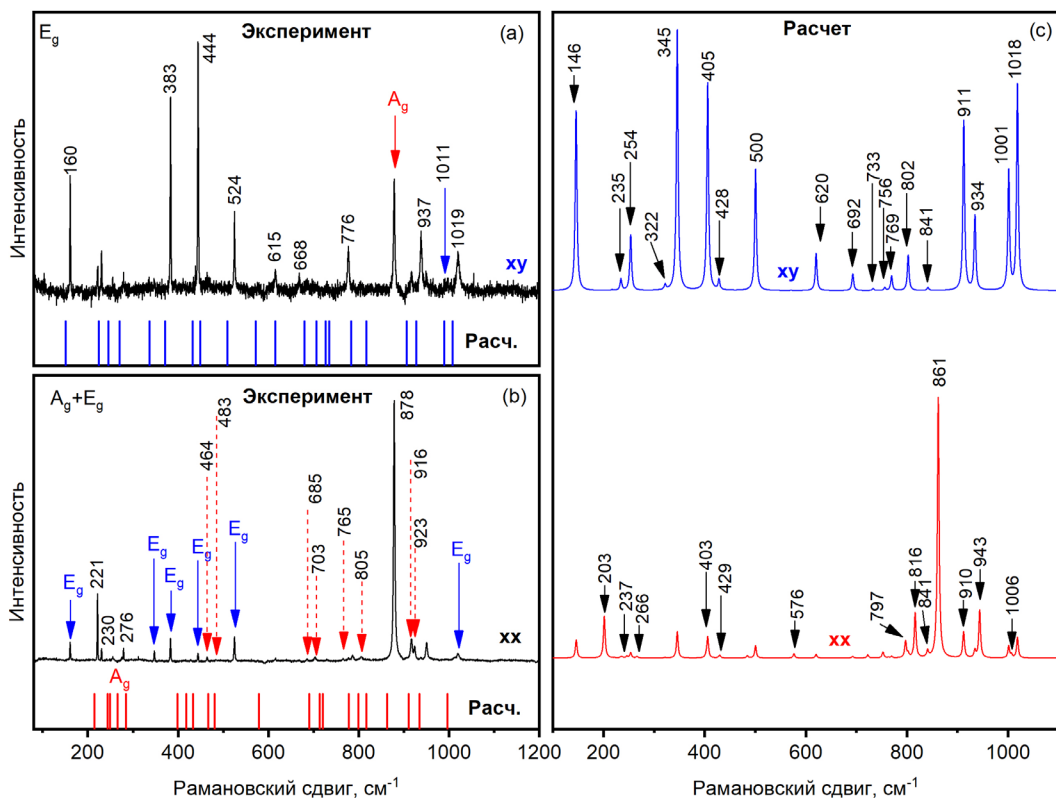


Рис. Экспериментальные рамановские спектры кристалла природного фенакита в двух геометриях эксперимента – xy (a), xx (b) и теоретические фоновые частоты (a, b) и спектры (c), рассчитанные в пакетах VASP и Crystal14.

ные структуры.

В настоящей работе на примере природного кристалла фенакита Малышевского месторождения изумрудов (Урал, Россия) впервые выполнены эксперименты по изучению поляризованного рамановского и термобарорамановского *in situ* рассеяния в температурном диапазоне 83–873 К и давления до 17 ГПа, а также расчет из первых принципов фоновый спектр соединения.

Методы исследования. Элементный состав кристаллов изучен с использованием микроанализатора Camesa SX100. Рамановские спектры в области 70–1200 cm^{-1} получены с использованием спектрометра Horiba LabRam HR800 Evolution, оснащенного конфокальным микроскопом Olympus BX-FM, He-Ne лазером (длина волны излучения 633 нм, мощность лазера 5 мВт). Расчеты в рамках теории функционала плотности выполнены в научных пакетах Crystal14 и VASP с использованием вычислительных мощностей Физико-технического института им. Иоффе РАН.

Результаты. В геометрии эксперимента $z(xy)z$ в спектрах регистрируются линии с максимумами 161, 347, 383, 444, 525, 616, 668, 777, 805, 938, 950 и 1019 cm^{-1} (E_g); в геометрии $y(xx)y$ – 161, 221, 230, 254, 276, 279, 347, 383, 525, 444, 464, 483, 616, 685, 703, 765, 786, 805, 878, 916, 923, 938, 950 и 1019 cm^{-1} . По данным DFT выполнены расчеты электронной плотности состояний, фоновый спектр и дисперсия фоновых ветвей. Расчетные фоновые спектры, полученные в разных программных пакетах, удовлетворительно согласуются между собой; положение колебательных мод по данным расчетов и эксперимента согласуется в пре-

делах ~20 %. С целью интерпретации и оценки атомного вклада в фононы рассчитана плотность фононных состояний. Показано, что в низкочастотных фононных модах доминируют атомы О. Оптические моды, расположенные на более высоких частотах, характеризуются в разной степени колебаниями всех атомов Ве, Si и О. Детальный анализ плотности фононных состояний и паттернов атомных смещений для кристаллической структуры фенакита свидетельствует о том, что его колебательные моды некорректно интерпретировать в терминах внутренних и внешних колебаний SiO_4 тетраэдров: их следует рассматривать как обширную деформацию кристалла. Фононный спектр Be_2SiO_4 можно разделить на три диапазона 0–657, 657–838 и 838–1092 см^{-1} . Представляется, что в средне- и высокочастотном диапазонах представлены колебания, псевдолокализованные в полиэдрах BeO_4 и SiO_4 , которые не взаимодействуют между собой, в то время как низкочастотный диапазон характеризуется колебаниями Ве-Si-О и Ве-О колец. В области ~12 ГПа зафиксировано изменение рамановского спектра, что свидетельствует о возможных структурных перестройках минерала, природа которых остается дискуссионной.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 123011800012-9 (ИГГ УрО РАН) и № 122011300125-2 (ФИЦ КНЦ РАН) с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» и вычислительных мощностей ФТИ им. Иоффе РАН.

Литература

Hofmeister A.M., Hoering T.C., Virgo D. Vibrational spectroscopy of beryllium aluminosilicates: Heat capacity calculations from band assignments // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1987. Vol. 14. P. 205–224.

Kortov V.S., Zatsepin A.F., Ushkova V.I. Exoelectron spectroscopy of traps in surface layers of phenakite and quartz // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1985. Vol. 12. №. 2. P. 114–121.

Shein I.R., Wilks R., Moewes A. et al. Energy band structure and X-ray spectra of phenakite Be_2SiO_4 // *Physics of the Solid State*. 2008. Vol. 50. P. 615–620.

Soubbotin K.A., Smirnov V.A., Kovaliov S.V. et al. Growth and spectroscopic investigation of new promising laser crystal chromium (IV) doped germanoeucryptite Cr^{4+} : LiAlGeO_4 // *Optical Materials*. 2000. Vol. 13. №. 4. P. 405–410.

Pilati T., Gramaccioli C.M., Pezzotta F. et al. Single-crystal vibrational spectrum of phenakite, Be_2SiO_4 , and its interpretation using a transferable empirical force field // *The Journal of Physical Chemistry*. 1998. Vol. 102. №. 26. P. 4990–4996.

Yang Z., Tang Y., Li J. et al. Two low-er phenakite-structure LiAGeO_4 (A= Al, Ga) microwave dielectric ceramics with different structure ordering // *Ceramics International*. 2021. Vol. 47. №. 8. P. 11022–11028.

Д.В. Киселева¹, Е.С. Шагалов^{1,2}, Т.Г. Окунева¹,
Н.Г. Солошенко¹, А.Д. Рыбакова^{1,3}, Е.А. Панкрушина^{1,3},
А.Д. Рянская¹, В.С. Игошева^{1,3}, А.К. Фокина¹, В.П. Федорова¹

¹ – Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
Kiseleva@igg.uran.ru

² – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия

³ – Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, Россия

Распределение изотопов биодоступного стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr изоскейпы) на территориях Уральского региона, Причерноморья и Кавказа

D.V. Kiseleva¹, E.S. Shagalov^{1,2}, T.G. Okuneva¹,
N.G. Soloshenko¹, A.D. Rybakova^{1,3}, E.A. Pankrushina^{1,3},
A.D. Ryanskaya¹, V.S. Igosheva^{1,3}, A.K. Fokina¹, V.P. Fedorova¹

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

² – Urals State Mining University, Yekaterinburg, Russia

³ – Urals Federal University, Yekaterinburg, Russia

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bioavailable strontium ratios (Sr isoscapes) of the Urals, Black Sea region and Caucasus

Abstract. Samples, which characterize bioavailable strontium (vegetation, soil, surface and underground water, as well as bone and dental remains of modern fauna, mollusk shells, and rocks), were collected as part of a project aiming to mapping isoscapes for various regions of the Russian Federation. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios are determined using MC-ICP-MS. The Sr isoscapes are constructed for the Urals, Black Sea region and Caucasus. The database on bioavailable strontium created on the basis of the analysis of this collection can be used to study the origin and mobility of groups and individuals in archeology, ecology, as well as to authenticate and identify counterfeit food products, and assess the scale of anthropogenic pollution of water resources.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ демонстрируют уникальные закономерности вариаций на земной поверхности в зависимости от геологического возраста и литологии подстилающих пород, которые с различной степенью достоверности могут быть предсказаны и смоделированы [Bataille, Bowen, 2012; Bataille et al., 2020]. По мере взаимодействия горных пород с гидросферой, атмосферой и биосферой стронций из коренных пород переносится в другие поверхностные резервуары, такие как почвы и растения [Bataille et al., 2020].

В последние несколько десятилетий исследователи из различных областей науки широко используют потенциал изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для отслеживания мобильности и/или географического происхождения биогенных образцов для решения новых вопросов в экологии и палеоэкологии, археологии, криминалистике, аутентификации пищевых продуктов [Bentley, 2006; Hobson et al., 2010]. Так, изотопы стронция являются надежным инструментом идентификации взаимодействий водных бассейнов и водоносных горизонтов в различных гидрологических системах (поверхностные, подземные воды) [Frost, Toner, 2004; Zieliński et al., 2018]. В экологических исследованиях изотопы стронция маркируют антропогенный вклад от минеральных удобрений, рудничных, промышленных сточных и муниципальных канализационных вод, а также жидкостей гидроразрыва [Zieliński et al., 2018]. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют подтверждать происхождение или выявлять контрафактную продукцию растительного и животного происхождения (сыр, вино, соки, кофе, оливковое масло и др.),

а также минеральную воду. В биологии и палеоэкологии изотопы стронция используются для изучения миграций современных и вымерших животных и птиц [Price et al., 2002], а в судебно-криминалистических исследованиях и экспертизе могут быть полезны при идентификации неопознанных трупов [Rauch et al., 2007].

Все эти приложения основаны на сравнении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исследуемого образца с изотопными отношениями стронция в его потенциальных источниках (фоновые или базовые линии). Стронций поступает из пород в воду или почву посредством процессов выветривания, оказываясь доступным для дальнейшего поглощения растениями и животными (биодоступным) [Frei, Frei, 2010]. Эти данные используются для выявления источников происхождения в гидрологических, аграрных и археологических исследованиях [Frei, Frei, 2010].

Для оценки $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ биодоступного стронция используется ряд материалов – зубные и костные ткани ископаемых и современных животных, поверхностная и подземная вода, почва, растительность, раковины моллюсков. Образцы современной фауны также могут служить оценкой локального биодоступного стронция, но они в совокупности с почвами и растительностью могут быть подвержены влиянию промышленной (антропогенной) деятельности, например, использование фосфатных или известковых удобрений может изменять изотопный состав стронция всей современной экосистемы [Maurer et al., 2012; Thomsen, Andreasen, 2019].

Вышеописанные материалы окружающей среды (прокси) могут использоваться как по отдельности, так и в комбинации друг с другом для оценки локальных базовых линий биодоступного стронция [Grimstead et al., 2017; Ladegaard-Pedersen et al., 2020]. При этом отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в каждой конкретной пробе не является результатом процессов изотопного фракционирования, а отражает смешение изотопно-различных источников стронция [Bataille et al., 2020].

Итогом исследования таких прокси являются карты распределения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, или изоскейп (*isoscaepes*, *iso* – *isotope*, *scaep* – *landscape*), представляющих собой линии/области с известными изотопными отношениями биодоступного стронция на различных территориях.

В рамках работ по построению изоскейп для различных регионов Российской Федерации коллективом авторов ежегодно проводятся полевые экспедиции, осуществлен сбор образцов, характеризующий биодоступный стронций (растительность, почва, поверхностная и подземная вода, а также костные и зубные остатки современной фауны, раковины моллюсков, горные породы) на территориях Курганской, Свердловской, Оренбургской и Ростовской областей, Пермского края. Начат сбор образцов в отдельных районах Челябинской, Тюменской, Омской областей и республики Башкортостан. В инициативном порядке участниками научного коллектива собраны образцы с Полярного Урала (Салехард, Шурышкарский район, Ямало-Ненецкий автономный округ), Камчатки (отдельные районы). На территории российского Причерноморья и западного Кавказа (Краснодарский край, Ставропольский край, республики Крым и Адыгея, КЧР, КБР). Получено несколько пересечений через западную часть Кавказских гор.

Пробоподготовка и анализ микроэлементного и изотопного состава стронция проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). На всех стадиях анализа использовалась ультрачистая деионизованная вода из установки Arrium®pro (Sartorius) ($18.2 \text{ МОм} \cdot \text{см}^{-1}$). Кислоты марки ОСЧ (HCl , HNO_3 , HF) предварительно дважды очищались методом дистилляции при температуре, не доходящей до точки кипения (*sub-boiling distillation*), в системах очистки (Savillex, Berghof). Лабораторная посуда и материалы, соприкасающиеся с реагентами и образцами, изготовлены из PFA (ПФА, перфторалкоксидный полимер) (Savillex, США), PTFE (ПТФЭ, политетрафторэтилен), полипропилена и кварца. Для хроматографии использовались полипропиленовые

хроматографические колонки (Triskem) с двумя 35 мкм полиэтиленовыми заглушками-фри-тами, заполненные смолой SR (100–200 меш, Triskem). Измерения изотопного состава стронция проводили из 3 %-го азотнокислого раствора на магнитосекторном мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (МК-ИСП-МС) с двойной фокусирующей Neptune Plus (Thermo Fischer) с автоматической системой ввода образцов ASX 110 FR (Teledyne CETAC) с PFA микропотоковым распылителем (50 мкл/мин) и кварцевой распылительной камерой. Для коррекции масс-дискриминации использовали комбинацию бреккетинга и нормализации по экспоненциальному закону $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$. Результаты дополнительно корректировались методом бреккетинга с использованием изотопного стандарта карбоната стронция NIST SRM 987.

С использованием программного обеспечения Surfer построены карты распределений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на территориях исследованных регионов России. Для интерполяции первичной карты вариаций изотопов стронция использован метод кригинга (кригинг с неизвестным средним) с линейной вариограммой. Подобная коллекция образцов биодоступного стронция по широте охвата территорий является уникальной для Российской Федерации. Созданная на основе анализа такой коллекции база данных по биодоступному стронцию может быть использована для исследования происхождения и мобильности групп и отдельных индивидов в археологии, экологии, а также для аутентификации и выявления фальсификатов пищевых продуктов, оценки масштабов антропогенного загрязнения водных ресурсов.

Работа поддержана грантом РНФ № 22-18-00593.

Литература

Bataille C.P., Bowen G.J. Mapping $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in bedrock and water for large scale provenance studies // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 304–305. P. 39–52.

Bataille C.P., Crowley B.E., Wooller M.J., Bowen G.J. Advances in global bioavailable strontium isoscapes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. Vol. 555. 109849.

Bentley R.A. Strontium isotopes from the earth to the archaeological skeleton: a review // *Journal of Archaeological Method and Theory*. 2006. Vol. 13. P. 135–187.

Frei K.M., Frei R. The geographic distribution of strontium isotopes in Danish surface waters – A base for provenance studies in archaeology, hydrology and agriculture // *Applied Geochemistry*. 2010. Vol. 26. P. 326–340.

Frost C.D., Toner R.N. Strontium isotopic identification of water-rock interaction and ground water mixing // *Ground Water*. 2004. Vol. 42. P. 418–432.

Grimstead D.N., Nugent S., Whipple J. Why A standardization of strontium isotope baseline environmental data is needed and recommendations for methodology // *Advances in Archaeological Practice*. 2017. Vol. 5. P. 184–195.

Hobson K.A., Barnett-Johnson R., Cerling T. Using isoscapes to track animal migration / In: *Isoscapes: Understanding Movement, Pattern, and Process on Earth through Isotope Mapping*. Springer Netherlands, Dordrecht, 2010. P. 273–298.

Ladegaard-Pedersen P., Achilleos M., Dörflinger G. et al. A strontium isotope baseline of Cyprus. Assessing the use of soil leachates, plants, groundwater and surface water as proxies for the local range of bioavailable strontium isotope composition // *Science of The Total Environment*. 2020. Vol. 708. 134714.

Maurer A.-F., Galer S.J.G., Knipper C. et al. Bioavailable $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in different environmental samples: Effects of anthropogenic contamination and implications for isoscapes in past migration studies // *Science of The Total Environment*. 2012. Vol. 433. P. 216–229.

Price T.D., Burton J.H., Bentley R.A. The characterization of biologically available strontium isotope ratios for the study of prehistoric migration // *Archaeometry*. 2002. Vol. 44. P. 117–136.

Rauch E., Rummel S., Lehn C., Buttner A. Origin assignment of unidentified corpses by use of stable isotope ratios of light (bio-) and heavy (geo-) elements – a case report // *Forensic Science International*. 2007. Vol. 168. P. 215–218.

Thomsen E., Andreassen R. Agricultural lime disturbs natural strontium isotope variations: Implications for provenance and migration studies // Science Advances. 2019. Vol. 5. eaav8083.

Zieliński M., Dopieralska J., Belka Z. et al. Strontium isotope identification of water mixing and recharge sources in a river system (Oder River, central Europe): A quantitative approach // Hydrological Processes. 2018. Vol. 32. P. 2597–2611.

*А.А. Глухова¹, Д.В. Киселева^{1,2}, М.С. Глухов^{2,3},
Т.Г. Окунева², А.Д. Рыбакова^{1,2}*

*¹ – Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, Россия
linaa_andreevna@mail.ru*

² – Институт геологии и геохимии

им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

³ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

Применение изотопных и микроэлементных методов анализа в геоэкологических исследованиях продуктов пчеловодства и биомониторинге окружающей среды

*А.А. Glukhova¹, D.V. Kiseleva^{1,2}, M.S. Glukhov^{2,3},
T.G. Okuneva², A.D. Rybakova^{1,2}*

¹ – Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

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

³ – Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

Application of isotopic and microelement analyses in geocological studies of apicultural products and environmental biomonitoring

Abstract. The microelement composition and isotopic ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) of bee tissues and apicultural products from the Perm krai, Republic of Bashkortostan, and Krasnodar krai are studied. The statistical data allow the classification of meads.

В последние годы подтверждение аутентичности и возможность отслеживания происхождения пищевых продуктов стали ключевыми требованиями для потребителей и производителей в масштабах всей планеты. Исторически продукты питания были привязаны к конкретным географическим регионам, но эти связи со временем утрачивались, главным образом, из-за процессов глобализации в пищевой промышленности. В свете увеличения глобальной торговли регулирование производства пищевых продуктов становится более значимым, и, следовательно, возникает повышенная потребность в создании новых методов и стратегий, способных выявлять происхождение продуктов питания, их источники или системы сельского хозяйства [Vagóni et al., 2015; Панасюк и др., 2023].

Мед и другие продукты пчеловодства, обладая высокой стоимостью, привлекают внимание в контексте оценки их подлинности, включая географическое происхождение и цветочные источники. Химический состав меда обычно связан с его ботаническим происхождением и в меньшей степени, с географическим регионом сбора, т. к. окружающая среда (например, почва и климат) определяет растительность, благоприятную для производства меда [Zhou et al., 2018; Magdas et al., 2021; Панасюк и др., 2023]. Мед содержит от 0.04 до 0.2 мас. % различных микроэлементов. Состав почвы, обусловленный геохимическими и геологическими особенностями, такими как региональная геология и климатические изменения, оказывает

влияние на состав и концентрацию металлов в меде. Содержания микроэлементов в нем может также служить индикатором загрязнения окружающей среды [Baroni et al., 2015; Ligor et al., 2022; Панасюк и др., 2023].

Исследование легких стабильных изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) важно при определении географического происхождения продовольственных товаров. Небольшие, но существенные различия в отношениях стабильных изотопов могут свидетельствовать об определенном ботанико-метаболическом и/или географо-геологическом происхождении продуктов.

Россия, обладая богатым наследием традиционного пчеловодства, играет ключевую роль в развитии этой отрасли, несмотря на сложные условия для сельского хозяйства в некоторых регионах. Продукты пчеловодства, такие как мед, маточное молочко, пыльца и другие также могут служить важными инструментами для биомониторинга окружающей среды [Smith, Weis, 2020; Ligor et al., 2022]. Исследования, направленные на контроль содержания тяжелых металлов, особенно важны в связи с продовольственной безопасностью и качеством окружающей среды [Smith, Weis, 2020; Smith et al., 2021; Ligor et al., 2022]. Дополнение элементного состава изотопными данными ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в цепочке пчела – мед (продукт пчеловодства) – почва – растения – медоносы – вода, а также использование хемометрических подходов для установления связей в этой цепи, позволит разработать метод подтверждения географического происхождения меда и продуктов пчеловодства. Исследования по данной теме широко развиты за пределами России, а работы отечественных исследователей по данному вопросу редки, что свидетельствует о высоком потенциале для развития данного направления.

Цель данного исследования заключалась в оценке возможности подтверждения географического происхождения меда и продуктов пчеловодства, а также оценке состояния окружающей среды на примере частной пасеки в г. Лысьва, Пермский край. Задачи исследования включали отбор пчел и образцов продуктов пчеловодства, растений, почвы и воды для изучения их микроэлементного состава и изотопного состава Sr. Объектами исследования стали пчелы, медовуха, полученная из меда, дождевая и подземная вода, а также растения и почвы, собранные с июля по сентябрь 2022 г. Для сравнительного анализа использована медовуха с. Архангельское (Республика Башкортостан) и г. Горячий Ключ (Краснодарский край).

Пробоподготовка и анализ образцов проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Вода, растительность, почвенные водные экстракты проанализированы в соответствии с разработанными и применяемыми в ЦКП «Геоаналитик» методиками. Пчелы к исследованиям подготовлены согласно методике [Murphy et al., 2020], а медовуха – методике анализа вин и спиртосодержащих продуктов, разработанной в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН [Рыбакова и др., 2023]. Микроэлементный состав (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) проанализирован с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NexION 300S. Для хроматографии использовалась хроматографическая смола SR (100–200 меш, Triskem). Изотопный состав Sr (отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) измерен на магнитосекторном мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (МК-ИСП-МС) с двойной фокусировкой Neptune Plus (Thermo Fischer).

Содержания вредных элементов в объектах исследования не превышают предела допустимой нормы, что позволяет положительно оценивать состояние окружающей среды в пределах исследуемой территории.

Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в цепочке пчелы – растения – почва – вода и продукте пчеловодства – медовухе приведено на рис. 1. Для медовухи приведены результаты определения в трех порциях, отобранных в разное время ее сбраживания. Предполагается, что исходное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от пчел в медовухе понижается из-за использования

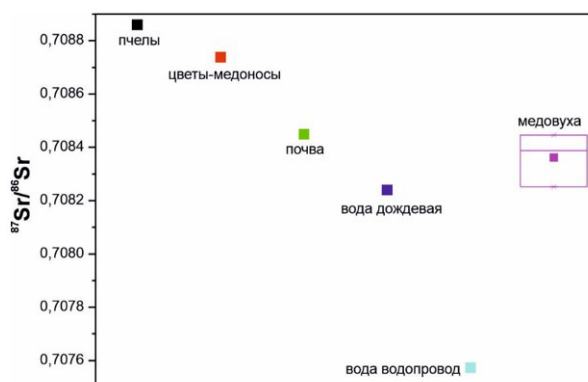


Рис. 1. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пчелах, растениях-медоносах, водной почвенной вытяжке, воде и в медовухе.

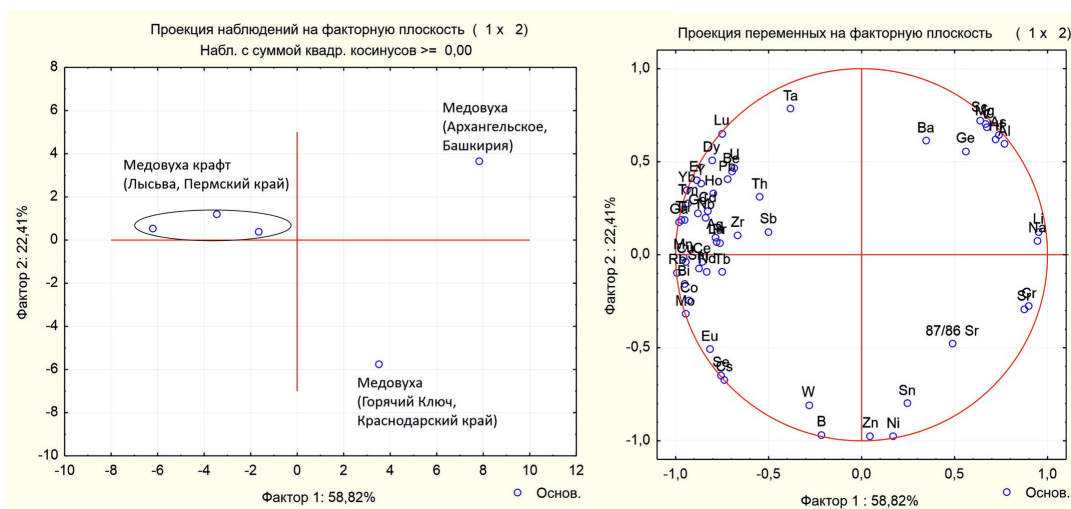


Рис. 2. Графические результаты анализа главных компонент исследованных образцов медовухи Пермского края, Республики Башкортостан и Краснодарского края по комбинации содержаний микроэлементов и изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

водопроводной воды, имеющей низкие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 1). В программе Statistica V.10 выполнен анализ главных компонент, позволивший разделить исследованную медовуху на основе сочетания содержания ряда микроэлементов и изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2). На графике проекций наблюдений на факторную плоскость видно, что три образца медовухи значительно отличаются. Это подтверждает различное географическое происхождение продуктов пчеловодства.

Таким образом, развитие изотопных и микроэлементных исследований пчел и продуктов пчеловодства представляет собой перспективное направление в геоэкологии. Результаты исследований позволят подтверждать географическое происхождение продуктов и проводить локальный и региональный биомониторинг территорий. Особый интерес представляют урбанизированные территории и прилегающие к ним зоны. Дальнейшие региональные исследования смогут расширить знания о возможностях использования предложенных биомониторов в качестве индикаторов состояния окружающей среды.

Литература

Панасюк А.Л., Кузьмина Е.И., Свиридов Д.А., Ганин М.Ю. Индивидуальный комплексный подход к идентификации меда с использованием инструментальных методов анализа // Пищевые системы. 2023. Т. 6. № 2. С. 211–223.

Рыбакова А.Д., Окунева Т.Г., Киселева Д.В., Шагалов Е.С. Особенности пробоподготовки для ИСП-МС определения микроэлементного и изотопного состава стронция в российских винах // Материалы XIII Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2023. С. 241–243.

Baroni M.V., Podio N.S., Badini R.G. et al. Linking soil, water, and honey composition to assess the geographical origin of Argentinean honey by multielemental and isotopic analyses // Journal of Agricultural and Food Chemistry. 2015. Vol. 63(18). P. 4638–4645.

Ligor M., Kowalkowski T., Buszewski B. Comparative study of the potentially toxic elements and essential microelements in honey depending on the geographic origin // Molecules. 2022. Vol. 27. 5474.

Magdas D.A., Guyon F., Puscas R. et al. Applications of emerging stable isotopes and elemental markers for geographical and varietal recognition of Romanian and French honeys // Food Chemistry. 2021. Vol. 334. 127599.

Murphy D.T., Allen C.M., Ghidan O. et al. Analysing Sr isotopes in low-Sr samples such as single insects with inductively coupled plasma tandem mass spectrometry using N₂O as a reaction gas for in-line Rb separation // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2020. Vol. 34. e8604.

Smith K.E., Weis D. Evaluating spatiotemporal resolution of trace element concentrations and Pb isotopic compositions of honeybees and hive products as biomonitors for urban metal distribution // GeoHealth. 2020. Vol. 4. Iss. 7. e2020GH000264.

Smith K.E., Weis D., Scott S.R. et al. Regional and global perspectives of honey as a record of lead in the environment // Environmental Research. 2021. Vol. 195. 110800.

Zhou X., Taylor M.P., Salouros H., Prasad S. Authenticity and geographic origin of global honeys determined using carbon isotope ratios and trace elements // Scientific Reports. 2018. Vol. 8. 14639.

В.С. Игошева^{1,2}, Д.В. Киселева^{1,2}, Н.С. Угорова¹, Н.Г. Солошенко¹

¹ – Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия,
igosheva.v.s@ua.ru

² – Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, Россия

Методика определения благородных металлов в углеродсодержащих породах методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией (ЭТААС)

V.S. Igosheva^{1,2}, D.V. Kiseleva^{1,2}, N.S. Ugorova¹, N.G. Soloshenko¹

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

² – Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

Analysis of noble metals in carbon-bearing rocks using electrothermal atomic absorption spectrometry (ETAAS)

Abstract. The contents of Ag, Au and platinum group elements (PGE) of rocks typically measures portions of gram per ton, which requires using highly sensitive analytical methods and pre-concentration steps. In this work, a method for analysis of noble metals “from one sample” is developed. The optimal temperature and duration of firing and the parameters of autoclave sample decomposition are selected. A method of

selective gold extraction (with methyl isobutyl ketone, MIBK) is elaborated and operating parameters of atomic absorption spectrometer for the analysis of Au from a MIBK organic phase and Ag and PGE from the nitric acid solution are optimized.

Существуют многочисленные методики определения благородных металлов в породах [Balcerzak, 2002]. Главными особенностями пород, содержащих благородные металлы, являются сложная матрица и низкие содержания аналитов. Углерод- и сульфидсодержащие породы считаются одними из самых сложных объектов для анализа содержаний Au, Ag и элементов платиновой группы (ЭПГ). Это связано, в первую очередь, с сорбционными свойствами углерода и серы, образующихся в свободной форме при кислотном выщелачивании благородных металлов. Методы отделения включают кислотное озоление, которое традиционно реализуется в смеси азотной кислоты и перекиси водорода (10:1), или обжиг образцов при доступе кислорода.

Нами был выбран второй метод, параметры которого были установлены в настоящей работе. Для исследования термохимических превращений использован метод термического анализа. Все измерения выполнены с помощью термического анализатора Netzsch STA 449F5 (Jupiter). В качестве «пробы» был выбран контрольный образец ОК-498/2021 (программа МСИ ВИМС, 2021 г.) с содержаниями Au 9.47 ± 1.15 г/т, Ag 1.14 ± 0.11 г/т, сульфидной серы до 20000 г/т и углерода до 50000 г/т. Установлено, что процесс окисления сульфидов при обжиге происходит в диапазоне 300–600 °С, а выгорание углерода – 650–700 °С, что согласуется с данными в работе [Саргсян и др., 2014]. Потери при прокаливании 1.5 г образца (стандартная навеска) при температуре 700 °С становятся постоянными при 3 ч обжига. С использованием этого же образца по результатам факторного эксперимента установлены оптимальные параметры автоклавного разложения в смеси кислот HF : HCl : HNO₃ = 1 : 3 : 1 (T = 200 °С, время = 120 мин, V_{смеси} = 7.5 см³). Плавиновая кислота необходима для отгонки кремния в виде тетрафторида и предотвращения образования осадка кремниевой кислоты.

Стоит отметить, что в царской водке происходит пассивация Ag. Для его растворения необходимо создать либо избыточно солянокислую (для образования хлоридных комплексов), либо азотнокислую (для образования нитратов) среду. Для «удержания» Au и ЭПГ в растворенной форме целесообразно использовать соляную кислоту.

Растворы, полученные после автоклавного разложения, были отогнаны до влажных солей и обработаны соляной кислотой 1 : 1 с последующим продолжительным (в течение 1 ч) нагревом проб. Далее полученный раствор был отфильтрован через фильтр «синяя лента» с промывкой осадка тем же раствором 1 : 1 соляной кислоты в мерные колбы объемом 50 см³. Полученные солянокислые растворы были готовы для определения благородных металлов методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией (ЭТААС) с помощью атомно-абсорбционного спектрометра ContrAA 700 фирмы Analytik Jena. Содержание Au определялось после концентрирования в метилизобутилкетоне (МИБК) (отношение водной фазы к органической составляло 10 : 1), ЭПГ – из солянокислых растворов.

Нами экспериментально подобраны температурно-временные программы для определения содержания Au в органической фазе, одиночного (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) и парного определения ЭПГ (Ir и Pd, Rh и Ru). Одновременное определение нескольких элементов за одну стадию атомизации возможно ввиду конструктивных особенностей спектрометра серии ContrAA и наличия аналитических линий, находящихся в узком спектральном диапазоне, пар ЭПГ. Однако использование метода парного определения существенно ухудшает чувствительность [Филатова и др., 2020].

Предел обнаружения Au после концентрирования в МИБК составляет 1 мг/т, а пределы обнаружения ЭПГ при одноэлементном определении не превышают 0.5 г/т, при парном – 1 г/т. Для их снижения необходимо использовать методы концентрирования и селективного

Результаты контрольных определений Au и Ag

Элемент	Результат измерений, мг/т	Приписанное значение, мг/т	Неопределенность приписанного значения
Образец ОК574/2021			
Au	2.70	2.64	0.26
Образец ОК575/2021			
Au	3.30	3.41	0.40
Образец ОК576/2021			
Au	2.95	3.34	0.26
Образец ОК495/2021			
Ag	0.34	0.23	0.03
Образец ОК496/2021			
Ag	0.25	0.31	0.05
Образец ОК497/2021			
Ag	0.37	0.50	0.07

Примечание. Заключение по всем результатам – удовлетворительно.

выделения (например, сорбционные методы), что является задачей дальнейшей работы.

Содержания Ag определялись в стандартной азотнокислой среде (1 %), для чего была отобрана аликвота солянокислого раствора, перенесена во фторопластовый бюкс и трижды обработана азотной кислотой с отгонкой до сухих солей, а полученный остаток был растворен в 1 см³ HNO₃ и переведен в мерную колбу объемом 50 см³ раствором 1-% азотной кислоты. Ожидаемые концентрации 1–100 мкг/дм³ Ag в пробе согласовались с линейной областью градуировочного графика. Отметим, что полученный азотнокислый раствор можно использовать для масс-спектрального определения Ag и микроэлементов, если присутствует такая необходимость.

В качестве примера определения Au и Ag по описанной методике приводим результаты программы ВИМС, МСИ, 2021–2022 гг. (табл.).

Для установления параметров определения ЭПГ методом ЭТААС использовались модельные растворы. Анализ содержаний ЭПГ производился на реальных пробах.

Таким образом, нами разработана методика определения благородных металлов в породах с сульфидно-углеродной матрицей и описаны условия, при которых возможно их количественное определение методом ЭТААС. Основные положения данной методики могут быть полезны для аналитиков, занимающихся определением благородных металлов из образцов различного состава ввиду общих особенностей их поведения и спектрального определения.

Литература

Balcerzak M. Sample digestion methods for the determination of traces of precious metals by spectrometric techniques // Analytical sciences. 2002. Т. 18. №. 7. С. 737–750.

Саргсян Л.Е., Оганесян А.М., Франгулян А.А. Изучение механизма обжига пиритовых и пирит-халькопиритовых концентратов методом дифференциально-термического анализа // Вестник Государственного инженерного университета Армении. Серия: Metallургия, материаловедение, недропользование. 2014. №. 2. С. 31–39.

Филатова Д.Г., Еськина В.В., Барановская В.Б., Карпов Ю.А. Современные возможности электротермической атомно-абсорбционной спектроскопии высокого разрешения с непрерывным источником спектра // Журнал аналитической химии. 2020. Т. 75. №. 5. С. 387–393.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Памяти член-корреспондента РАН В.Н. Анфилогова	5

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

<i>Масленников В.В.</i> 30 лет сравнительного анализа колчеданных фаций в древних и современных океанах (краткий обзор).....	7
<i>Сурин Т.Н.</i> Геодинамика Южного Урала и научное наследие академика А.П. Карпинского: взгляд из XXI века	12
<i>Косарев А.М.</i> Вулканизм и колчеданное оруденение Сакмарской и Уралтауской зон Южного Урала в палеозое.....	17
<i>Кисин А.Ю.</i> Проблема минералогии Уфимского плато	22
<i>Брусницын А.И.</i> Континентальный рифтогенез как рудообразующий процесс	25
<i>Крупенин М.Т.</i> Магнезиально-железистые карбонатные руды в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (источники вещества, этапы и механизмы образования)	28
<i>Конопелько Д.Л.</i> Апатитоносные ультрамафиты в составе лампрофир-гранитоидных интрузий	31
<i>Дуб С.А.</i> Укская свита верхнего рифея Южного Урала: возраст, обстановки седиментации, рудогенез	33

ЧАСТЬ 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОБСТАНОВКАХ

<i>Симонов В.А.</i> Условия минералообразующих процессов в современных океанических областях	37
<i>Мелекесцева И.Ю.</i> Гидротермальные сульфидные поля, ассоциирующие в внутриокеаническими комплексами: связаны ли они все с ультрамафитами?	40
<i>Кукса К.А.</i> Оценка количества взвеси материала гидротермального плюма в металлоносных осадках рудного узла Семенов (Срединно-Атлантический хребет).....	43
<i>Бич А.С.</i> Распространение и накопление металлов в донных осадках района рудного узла Семёнов, 13°30' с.ш., Срединно-Атлантический хребет.....	48
<i>Бергаль-Кувикас О.В., Виаличка К.А., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н.</i> Изотопы кислорода – ключ к палеорекострукции условий формирования Верхнеавачинской кальдеры (Восточный вулканический пояс, Камчатка).....	53
<i>Симонов В.А., Котляров А.В.</i> Физико-химические параметры формирования вулканогенных комплексов Камчатки (термобарогеохимические данные).....	54
<i>Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В.</i> Условия кристаллизации вкрапленников клинопироксена из эффузивных пород острова Сулавеси (Тихий океан)	57
<i>Кох С.Н.</i> Грязевые вулканы – транспортеры вещества и минералообразующие системы.....	59
<i>Маслобоева А.Е., Гаврюшкин Д.А.</i> Спелеотем пещеры Воронцовская (Краснодарский край): петрографическая и геохимическая характеристики	64

ЧАСТЬ 3. ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

<i>Юдовская М.А.</i> Судьба магматических сульфидов при серпентинизации	69
<i>Гатауллин Р.А., Савельев Д.Е.</i> Минералогические и микроструктурные особенности ультрамафитов массива Северный Крак (Южный Урал)	70

<i>Шабутдинов Т.Д., Самигуллин А.А., Гатауллин Р.А.</i> Минералогическая и петрографическая характеристика ультрамафитов и хромититов восточной части массива Южный Крак (Южный Урал).....	74
<i>Самигуллин А.А., Рахимов И.Р.</i> Редкоземельная минерализация монцонит-порфириров Шартымского массива (Южный Урал, Балбукский комплекс).....	78
<i>Немов А.Б., Медведева Е.В.</i> Тектониты апосиенитовой пластины Центральной щелочной полосы Ильмено-Вишневогорского полиметаморфического комплекса, Южный Урал).....	81
<i>Антонишин Н.А.</i> Геохимические особенности гранитоидов Южно-Сарышаганской интрузии (Западное Прибалхашье, Республика Казахстан) как инструмент для оценки типа субстрата.....	85
<i>Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г.</i> Включения в редкометалльных карбонатах массива Средняя Зима (Восточный Саян).....	89
<i>Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А.</i> Геолого-минералогическая характеристика и условия образования пород пирометаморфических комплексов Монголии.....	92
<i>Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К.</i> Вариации давления при минералообразовании в тектонических зонах.....	96

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ, РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Брусницын А.И., Перова Е.Н., Филиппова К.А., Жуков И.Г.</i> Геохимия железных и марганцевых руд месторождений Северного Урала.....	101
<i>Попова Е.А.</i> Карбонатные марганцевые руды месторождения Полуночное (Северный Урал).....	105
<i>Шагалов Е.С., Холоднов В.В.</i> Модель развития южной части Тагильской дуги и формирования железорудных месторождений в неопротерозое-раннем девоне.....	108
<i>Юричев А.Н.</i> Золото-серебряная минерализация из хромититов ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал).....	112
<i>Лаломов А.В.</i> Хромитовые проявления осадочного чехла в пределах Волго-Уральского бассейна: вопросы генезиса и источников.....	116
<i>Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Добрецов Н.Н.</i> Уникальное Nb-REE месторождение Томтор (Арктическая Сибирь).....	119
<i>Белякова А.Ю., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В.</i> Углефицированные органические остатки в Nb-REE рудах месторождения Томтор (Арктическая Сибирь).....	123

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Плотинская О.Ю.</i> Проблемы интерпретации геохронологических данных медно-порфирировых систем на примере Южного Урала.....	128
<i>Берзин С.В., Петров С.В., Конопелько Д.Л., Курапов М.Ю., Головина Т.А., Черненко Н.Я., Червяковский В.С.</i> Использование титанита в гранитоидах северо-восточной части п-ва Таймыр для прогноза Cu-Au-Mo-порфирирового оруденения.....	132
<i>Жданова В.С., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Корнеев А.В.</i> Пропилитизация андезитов рудянской толщи в пределах Артемовско-Алтынсайского рудномагматического ареала (Средний Урал).....	134
<i>Корякина А.В., Плотинская О.Ю.</i> Особенности химического состава и структуры апатита Тарутинского медного месторождения (Южный Урал).....	139
<i>Хребтневский В.В.</i> О последовательности минералообразования и впервые найденных минералах олова и теллура на Новониколаевском месторождении (Южный Урал).....	144

<i>Целуйко А.С.</i> Рудные фации Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал	147
<i>Амплиева Е.Е., Ковальчук Е.В., Комаров Вл.Б.</i> Состав сфалерита Подольского колчеданного месторождения (Южный Урал)	151
<i>Веснин В.С.</i> Оценка перспективности магматических пород на порфировое Cu-Mo-Au оруденение по составу биотита на примере шахтаминского интрузивного комплекса, Восточное Забайкалье	153
<i>Шавецкина А.Ш., Юркевич Н.В., Бортникова С.Б., Волынкин С.С., Гаськова О.Л., Артамонова В.С.</i> Поведение бария в экзогенных условиях на примере полиметаллических хвостохранилищ	157
<i>Шавецкина А.Ш., Бортникова С.Б., Волынкин С.С.</i> Минералого-геохимические особенности техногенных отложений месторождения Хову-Аксы (Республика Тыва, Россия)	160
<i>Ятимов У.А.</i> О двухэтапной модели формирования магнетит-полиметаллического месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан)	164

ЧАСТЬ 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В.</i> Золото архипелага Северная Земля: история открытия, формационные типы, ресурсный потенциал	168
<i>Толстых Н.Д.</i> Минеральные ассоциации эпитермальных Au-Ag месторождений Камчатки	172
<i>Телегин Ю.М., Толстых Н.Д.</i> Особенности локализации аномальных концентраций платины в пироксенит-дунитовых интрузиях Среднего Урала	176
<i>Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.</i> Вознесенское месторождение золота (Южный Урал): геохимия магматических пород, минералогия и P-T параметры образования околорудных метасоматитов	180
<i>Баширов В.Э., Казаков П.В., Сначёв А.В., Гатауллин Р.А., Рассомахин М.А.</i> Геологическое строение и особенности самородного золота Таналыкской россыпи (Южный Урал)	183
<i>Козин А.К., Степанов С.Ю., Алиев Э.Ш.</i> Морфологические особенности и гранулометрический состав самородного золота россыпи Сарыбулак, Восточный Казахстан	187
<i>Левочкин Б.Б., Якич Т.Ю., Левочская Д.В.</i> Роль флюида в перераспределении и накоплении металлов платиновой группы и их сплавов на примере Дюкалинского мафит-ультрамафитового массива (Хабаровский край)	191
<i>Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н.</i> благороднометалльная минерализация и P-T-параметры формирования золото-молибден-медно-порфирового месторождения Ак-Суг (Восточный Саян)	195
<i>Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Корнеев А.В., Рассомахин М.А.</i> Самородное золото в различных типах руд Ауэрбаховского рудного узла (Северный Урал)	198

ЧАСТЬ 7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕРУДНОГО СЫРЬЯ

<i>Мурзин В.В., Варламов Д.А., Карасева Е.С., Кисин А.Ю.</i> Минералогия рудных «желваков» Полдневского месторождения демантоида на Среднем Урале	202
<i>Кислов Е.В., Посохов В.Ф.</i> Изотопный состав кислорода нефрита Витимской провинции	206
<i>Гончарук И.С., Кислов Е.В., Вантеев В.В.</i> Аподолмитовый нефрит Нижне-Олломинского месторождения, Средне-Витимская горная страна	209
<i>Николаев А.Г., Попов М.П.</i> Типоморфизм и природа окраски лазурита месторождений Центральной Азии	213

<i>Резникова О.Г., Блинова С.А.</i> К проблеме качественной отработки доломитов участка Бигильдинский (Данковское месторождение доломитов, Липецкая область).....	216
<i>Жемжуров Н.В., Погосян Д.О.</i> Использование геолого-геофизических методов при поиске россыпей благородных корундов (остров Мадагаскар).....	119

ЧАСТЬ 8. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

<i>Савельев Д.Е.</i> Применение метода дифракции отраженных электронов для анализа микроструктуры минералов верхнемантийных ультрамафитов (на примере массивов Урала).....	224
<i>Тынысова Л.М., Шиловский О.П.</i> Минералого-петрофизические свойства серпентинитов Атлянского полигона Южного Урала.....	228
<i>Гайнанова А.Р., Шиловский О.П., Глухов М.С.</i> Исследование минералов редкоземельных элементов в пиритовых конкрециях методом сканирующей электронной микроскопии..	230
<i>Панкрушина Е.А., Рогинский Е.М., Печурин М.С., Вотяков С.Л.</i> Комплексный подход при исследовании природного фенакита: рамановская и термобарорамовская in situ спектроскопия, квантово-химические расчеты.....	233
<i>Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Рыбакова А.Д., Панкрушина Е.А., Рянская А.Д., Игошева, В.С. Фокина А.К., Федорова В.П.</i> Распределение изотопов биодоступного стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr изоскейпы) на территориях Уральского региона, Причерноморья и Кавказа	236
<i>Глухова А.А., Киселева Д.В., Глухов М.С., Окунева Т.Г., Рыбакова А.Д.</i> Применение изотопных и микроэлементных методов анализа в геоэкологических исследованиях продуктов пчеловодства и биомониторинге окружающей среды	239
<i>Игошева В.С., Киселева Д.В., Упорова Н.С., Солошенко Н.Г.</i> Методика определения драгоценных металлов в углеродсодержащих породах методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией (ЭТААС).....	242

CONTENTS

PREFACE	3
In memory of Corresponding Member of the RAS V.N. Anfilogov	5

PART 1. GENERAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND METALLOGENY

<i>Maslennikov V.V.</i> Thirty years of comparative analysis of massive sulfide facies of ancient and modern oceans: a brief review.	7
<i>Surin T.N.</i> Geodynamics of South Urals and scientific heritage of Academician A.P. Karpinsky: insight from the 21st century.	12
<i>Kosarev A.M.</i> Volcanism and massive sulfide mineralization of the Sakmara and Uraltau zones of South Urals in the Paleozoic.	17
<i>Kissin A.Yu.</i> The problem of mineralogy of the Ufa Plateau.	22
<i>Brusnitsyn A.I.</i> Continental rifting as an ore-forming process.	25
<i>Krupenin M.T.</i> Magnesian-ferruginous carbonate ores in Riphean deposits of the Bashkirian Meganticlinorium: matter sources and stages and mechanisms of formation.	28
<i>Konopelko D.L.</i> Apatite-bearing ultramafic rocks in lamprophyre-granitoid intrusions	31
<i>Dub S.A.</i> The Upper Riphean (Neoproterozoic) Uk Formation of South Urals: age, sedimentation conditions, and ore genesis.	33

PART 2. MAGMATIC AND HYDROTHERMAL PROCESSES IN MODERN ENVIRONMENTS

<i>Simonov V.A.</i> Conditions of mineral-forming processes in modern oceanic regions	37
<i>Melekestseva I.Yu.</i> Hydrothermal sulfide fields associated with oceanic core complexes: are they all ultramafic-related?	40
<i>Kuksa K.A.</i> Estimation of the amount of plume particulates in metalliferous sediments from the Semenov hydrothermal sulfide cluster (Mid-Atlantic Ridge).....	43
<i>Bich A.S.</i> Distribution and accumulation of metals in seafloor sediments in area the Semenov ore cluster, 13°30' N, Mid-Atlantic Ridge	48
<i>Bergal-Kuvikas O.V., Vialichka K.A., Bindeman I.N., Rogozin A.N.</i> Oxygen isotopes as a key to paleoreconstruction of the formation conditions of the Verkhnyaya Avacha caldera (Eastern volcanic belt, Kamchatka)	53
<i>Simonov V.A., Kotlyarov A.V.</i> Physicochemical parameters of Kamchatka volcanogenic complexes formation: fluid inclusion data	54
<i>Dmitrieva N.V., Simonov V.A., Safonova I.Yu., A.V. Kotlyarov</i> Crystallization conditions of clinopyroxene phenocrysts from effusive rocks of Sulawesi Island (Pacific Ocean).....	57
<i>Kokh S.N.</i> Mud volcanoes – element flux and mineral formation processes	59
<i>Masloboeva A.E., Gavryushkin D.A.</i> Speleothem of the Vorontsovskaya Cave (Krasnodar krai): petrographic and geochemical characteristics genesis.....	64

PART 3. PALEOOCEANIC IGNEOUS AND METAMORPHIC COMPLEXES

<i>Yudovskaya M.A.</i> The fate of magmatic sulfides during serpentinization	69
<i>Gataullin R.A., Saveliev D.E.</i> Mineralogical and microstructural features of ultramafics of the Northern Kraka massif (South Urals).....	71

<i>Shabutdinov T.D., Samigullin A.A., Gataullin R.A.</i> Mineralogical and petrographic characteristics of ultramafic rocks and chromitites of the eastern part of the South Kraka massif (South Urals)	74
<i>Samigullin A.A., Rakhimov I.R.</i> Rare earth mineralization of monzonite porphyrites of Shartym pluton (Balbuk complex, South Urals)	78
<i>Nemov A.B., Medvedeva E.V.</i> Tectonites of an after-syenite sheet of Central alkaline band of the Ilmeny-Vishnevogorsky polymetamorphic complex, South Urals	81
<i>Antonishin N.A.</i> Geochemical features of granitoids of the South Saryshagan intrusion (Western Balkhash region, Kazakhstan) as a tool for evaluating of the substrate type	85
<i>Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G.</i> Inclusions in rare metal carbonatites of Srednyaya Zima complex (Eastern Sayan).....	89
<i>Glushkova V.E., Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A.</i> Geological-mineralogical characteristics and formation conditions of Mongolian combustion metamorphic complexes	92
<i>Vivdich E.S., Baltybaev Sh.K.</i> Pressure variations during formation of minerals in tectonic zones	96

PART 4. FERROUS AND RARE METAL DEPOSITS

<i>Belogub E.V., Novoselov K.A., Brusnitsyn A.I., Perova E.N., Filippova K.A., Zhukov I.G.</i> Geochemistry of iron and manganese ores of the North Urals deposits	101
<i>Popova E.A.</i> Carbonate manganese ores of the Polunochnoe deposit (North Urals)	105
<i>Shagalov E.S., Kholodnov V.V.</i> Model of evolution of the southern part of the Tagil arc and formation of iron deposits in the Neoproterozoic–Early Devonian	108
<i>Yurichev A.N.</i> Gold-silver mineralization from chromitites of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals).....	112
<i>Lalomov A.V.</i> Chromite placer occurrences of sedimentary cover within Volga-Ural basin: genesis and sources	116
<i>Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Tolstov A.V., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Dobretsov N.N.</i> Unique Nb-REE Tomtor deposit (Arctic Siberia)	119
<i>Belyakova A.Yu., Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Tolstov A.V.</i> Coalified organic residues in Nb-REE ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia).....	123

PART 5. BASE METAL DEPOSITS

<i>Plotinskaya O.Yu.</i> Problems of interpretation of geochronological data for porphyry copper systems: Southern Urals as example	128
<i>Berzin S.V., Petrov S.V., Konopelko D.L., Kurapov M.Yu., Golovina T.A., Chernenko N.Ya., Chervyakovskiy V.S.</i> Use of titanite from granites of the Northeast Taimyr Peninsula for the forecasting of porphyry Cu-Au-Mo mineralization.....	132
<i>Zhdanova V.S., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Korneev A.V.</i> Propylitic alteration of andesites of the Rudyanskaya Sequence at the Artemovsk-Altynai ore-magmatic area (Central Ural).....	134
<i>Koryakina A.V., Plotinskaya O.Yu.</i> Features of chemical composition and texture of apatite in the Tarutino copper deposit (Southern Urals)	139
<i>Khrebtievsky V.V.</i> Paragenetic sequence of mineral formation and the first discovered tin and tellurium minerals at the Novonikolaevskoe deposit (South Urals).....	144
<i>Tseluyko A.S.</i> Ore facies of the Yubileynoe massive sulfide deposit, South Urals.....	147

<i>Amplieva E.E., Kovalchuk E.V., Komarov V.I.</i> Composition of sphalerite of the Podolskoe VMS deposit (South Urals)	151
<i>Vesnin V.S.</i> Evaluation of potential of igneous rocks for porphyry Cu-Mo-Au mineralization based on the composition of biotite: example of the Shakhtama intrusive complex, Eastern Transbaikalia.....	153
<i>Shavekina A.Sh., Yurkevich N.V., Bortnikova S.B., Volynkin S.S., Gaskova O.L., Artamonova V.S.</i> Supergene behavior of barium on example of sulfide tailing dumps	157
<i>Shavekina A.Sh., Bortnikova S.B., Volynkin S.S.</i> Mineralogical and geochemical features of wastes of the Khovu-Aksy deposit (Tyva Republic, Russia).....	160
<i>Yatimov U.A.</i> About the two-stage model of formation of the Aktash magnetite-polymetallic deposit (Western Karamazar, Tajikistan).....	164

PART 6. NOBLE METAL DEPOSITS

<i>Proskurnin V.F., Gavrish A.V.</i> Gold of the Severnaya Zemlya Archipelago: history of discovery, types, resource potential	168
<i>Tolstykh N.D.</i> Mineral assemblages of epithermal Au-Ag deposits of Kamchatka	172
<i>Telegin Yu.M., Tolstykh N.D.</i> Peculiarities of occurrence of anomalous Pt content of pyroxenite-dunite intrusions of Central Urals.....	176
<i>Znamensky S.E., Znamenskaya N.M.</i> Voznesenskoe gold deposit (South Urals): geochemistry of igneous rocks, mineralogy and PT parameters of the formation of wall-ore metasomatic rocks	180
<i>Bashirov V.E., Kazakov P.V., Snachev A.V., Gataullin R.A., Rassomakhin M.A.</i> Geological structure and features of native gold of the Tanalyk placer (Southern Urals).....	183
<i>Kozin A.K., Stepanov S.Yu., Aliev E.Sh.</i> Morphological features and granulometric composition of native gold from the Sarybulak placer, East Kazakhstan	187
<i>Levochsky B.B., Yakich T.Yu., Levochskaya D.V.</i> The role of fluid in the redistribution and accumulation of platinum group elements and their alloys: example of the Dukali mafic-ultramafic massif (Khabarovsk krai).....	191
<i>Kuzhuguet R.V., Ankusheva N.N.</i> Noble metal mineralization and PT-parameters of formation of the Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit (Eastern Sayan).....	195
<i>Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Korneev A.V., Rassomakhin M.A.</i> Native gold in various ore types of the Auerbakhovskiy ore district (North Urals)	198

PART 7. NONMETALLIC DEPOSITS

<i>Murzin V.V., Varlamov D.A., Karaseva E.S., Kissin A.Yu.</i> Mineralogy of ore nodules of the Poldnevskoe demantoid deposit in Central Urals.....	202
<i>Kislov E.V., Posokhov V.F.</i> Oxygen isotopic composition of nephrite of the Vitim province.....	206
<i>Goncharuk I.S., Kislov E.V., Vanteev V.V.</i> Nephrite after dolomite of the Niznyaya Ollomi deposit, Central Vitim Mountains.....	209
<i>Nikolaev A.G., Popov M.P.</i> Typomorphism and color nature of lapis lazuli deposits in Central Asia.....	213
<i>Reznikova O.G., Blinova S.A.</i> The problem of high-quality mining of dolomites of the Bigildino quarry (Dankov dolomite deposit, Lipetsk region).....	216
<i>Zhemzhurov N.V., Poghosyan D.O.</i> Use of geological -geophysical methods in searching for noble corundum placers, Madagascar Island	219

PART 8. METHODIC ISSUES AND TOPICAL PROBLEMS OF MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL STUDIES

<i>Saveliev D.E.</i> Application of electron back-scattered diffraction for microstructural analysis of upper mantle ultramafic rock minerals: example massifs of the Urals.....	224
<i>Tynysova L.M., Shilovsky O.P.</i> Mineralogical-petrophysical properties of serpentinites of the Atlyan polygon, South Urals	228
<i>Gaynanova A.R., Shilovsky O.P., Glukhov M.S.</i> SEM study of REE minerals in pyrite nodules	230
<i>Pankrushina E.A., Roginskii E.M., Pechurin M.S., Votyakov S.L.</i> Comprehensive study of natural phenakite: Raman and PT-depends Raman in situ spectroscopy and ab initio calculations.....	233
<i>Kiseleva D.V., Shagalov E.S., Okuneva T.G., Soloshenko N.G., Rybakova A.D., Pankrushina E.A., Ryanskaya A.D., Igosheva V.S., Fokina A.K., Fedorova V.P.</i> ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr bioavailable strontium ratios (Sr isoscapes) of the Urals, Black Sea region and Caucasus.....	236
<i>Glukhova A.A., Kiseleva D.V., Glukhov M.S., Okuneva T.G., Rybakova A.D.</i> Application of isotopic and microelement analyses in geoecological studies of apicultural products and environmental biomonitoring.....	239
<i>Igosheva V.S., Kiseleva D.V., Uporova N.S., Soloshenko N.G.</i> Analysis of noble metals in carbon-bearing rocks using electrothermal atomic absorption spectrometry (ETAAS).....	242

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2024
РУДОГЕНЕЗ**

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

*Рекомендовано к печати ученым советом
Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН*

ISSN 2782-2052 (online)

*Технический редактор: И.Ю. Мелекесцева
Корректоры: Е.Е. Паленова, Н.А. Анкушева
Компьютерная верстка: О.Л. Бусловская*

Подписано к печати 22.04.2024.
Формат 70 × 100 $\frac{1}{16}$. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 15.1. Уч. изд. л. 15.4.
