



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам
генезиса рудных месторождений.



Российская академия наук

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 2 2024 Март-Апрель

Основан в 1959 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-7770

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
И.В. Викентьев

Редакционный совет:

Н.С. Бортников (*председатель Редсовета*), Л.Я. Аранович,
В.А. Коваленкер, Л.Н. Когарко, Ю.Б. Марин, О.В. Петров,
В.Ю. Прокофьев, А.И. Ханчук, В.В. Ярмолюк

Редакционная коллегия:

Е.Е. Амплиева (*ответственный секретарь*), Е.В. Белогуб, А.И. Брусницын,
А.В. Волков (*заместитель главного редактора*), А. Вымазалова, Н.А. Горячев,
Е.О. Дубинина, А.В. Дубинин, Ю.А. Калинин, В.С. Каменецкий,
С.Г. Кряжев, В.В. Масленников, В.В. Мурзин, И.В. Пеков, В.А. Петров,
О.Ю. Плотинская, С.З. Смирнов, С.Г. Соловьев (*заместитель главного редактора*),
Н.Д. Толстых, В.Ю. Фридовский, М.А. Юдовская, А.С. Якубчук

Зав. редакцией Ю.Б. Соболева

Адрес редакции: 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35,
e-mail: gord-igem@mail.ru

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 66, номер 2, 2024

Условия образования золото-сульфидно-кварцевого месторождения Павлик (Северо-Восток России), по данным изучения флюидных включений <i>А. В. Волков, В. Ю. Прокофьев, В. В. Аристов</i>	133
О режимах миграции флюидов при формировании урановых месторождений в районе Аллигейтор-Риверс (Австралия) <i>А. А. Пэк, В. И. Мальковский, В. А. Петров</i>	146
Условия перекристаллизации руд Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье, Россия) <i>Л. Б. Дамдинова, Б. Б. Дамдинов, И. В. Викентьев, В. Н. Реутский</i>	171
Окислительно-восстановительное состояние хромовых руд Полярного Урала <i>П. Б. Ширяев, Н. В. Вахрушева</i>	185
Сульфидная и селенидная ЭПГ-минерализация в хромититах Дунжугурского офиолитового массива (Восточный Саян, Россия) <i>О. Н. Киселева, Е. В. Айриянц, С. М. Жмодик, Д. К. Белянин</i>	210

Contents

Vol. 66, No. 2, 2024

Conditions of Formation of the Pavlik Gold–Sulfide–Quartz Deposit (Northeast of Russia) According to a Study of Fluid Inclusions <i>A. V. Volkov, V. Y. Prokofiev, V. V. Aristov, and N. V. Sidorova</i>	99
Fluid Migration Regimes during the Formation of the Unconformity-Related Uranium Deposits of the Alligator Rivers Uranium Field, Australia <i>A. A. Pek, V. I. Malkovsky, and V. A. Petrov</i>	112
Conditions of Recrystallization of Ores of the Ozerne Polymetallic Deposit (Western Transbaikalia, Russia) <i>L. B. Damdinova, B. B. Damdinov, I. V. Vikentyev, and V. N. Reutsky</i>	136
The Redox State of Chromium Ores of the Polar Urals <i>P. B. Shiryaev and N. V. Vakhrusheva</i>	150
Sulfide and Selenide PGE Mineralization in Chromitites of the Dunzhugur Ophiolite Massif (East Sayan, Russia) <i>O. N. Kiseleva, E. V. Ayriyants, S. M. Zhmodik, and D. K. Belyanin</i>	175

УДК 553.411(571.651)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ), ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

© 2024 г. А. В. Волков^{а, *}, В. Ю. Прокофьев^а, В. В. Аристов^а, Н. В. Сидорова^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, Ж-17, 119017 Россия

*E-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 27.02.2023 г.

После доработки 07.08.2023 г.

Принята к публикации 09.10.2023 г.

Штокверковые золото-сульфидно-кварцевые руды месторождения Павлик (Северо-Восток России) сформированы в основном гомогенным, низко соленым (9.4–4.3 мас. %-экв. NaCl), преимущественно водно-хлоридным флюидом при температурах 275–330°C и флюидном давлении 600–1840 бар. Флюид характеризуется достаточно высоким CO_2 и пониженным содержанием метана – отношение $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 17\text{--}37.3$. Во флюиде среди катионов главную роль играют: Na и Ca, а K и Mg находятся в подчиненном количестве. Кроме того, в составе флюида выявлены многие микроэлементы: As, Li, Rb, Cs, Mo, Ag, Sb, Cu, Zn, Cd, Pb, U, Ga, Ge, Ti, Mn, Fe, Co, Ni, V, Cr, Y, Zr, Sn, Ba, W, Au, Hg и REE. Полученные данные позволяют предполагать уменьшение глубины рудообразования в процессе формирования месторождения на 4–5 км в связи с подъемом рудовмещающего блока. Обращают на себя внимание низкие давления флюида для ряда образцов (330–140 бар), которые могут быть связаны с отдельным этапом минералообразования. Рудообразующий флюид месторождения Павлик по составу, температурам и давлениям обнаруживает сходство с флюидами соседних Наталкинского и Родионовского месторождений и обладает большим сходством с типичными флюидами орогенных месторождений золота. Приведенная в статье информация имеет большое практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Ключевые слова: Северо-Восток России, месторождение золота Павлик, флюидные включения, модель, условия рудообразования

DOI: 10.31857/S0016777024020015 , **EDN:** yuuqit

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Павлик расположено в 20 км южнее суперкрупного Наталкинского месторождения и входит наряду с ним и месторождениями Омчак и Золотая Речка в Омчакский рудно-россыпной узел Тенькинской золотоносной зоны Центрально-Колымского рудного района. Кроме Павлика в пределах Тенькинской зоны известны еще несколько месторождений: Дегдекан и Токичан (Дегдеканский рудно-россыпной узел), а также Игуменовское и Родионовское (Пионерский рудно-россыпной узел).

Месторождение Павлик принадлежит Тенькинскому району Магаданской области (фиг. 16). Расстояние до областного центра и порта г. Магадан по автотрассе и грунтовой дороге – 390 км. Месторождение Павлик открыто в 1942 г. в результате поисковых работ Омчакской золоторудной

партией под руководством Е.П. Машко. Поисково-оценочные и разведочные работы продолжались в 1944–1954 гг. На протяжении долгих лет месторождение находилось в Госрезерве с забалансовыми запасами.

Геологоразведочными работами 2007–2008 гг. (ИК “Арлан”) запасы месторождения были увеличены до 100 т, со средними содержаниями 2.7–2.96 г/т золота. В настоящее время месторождение Павлик разрабатывается одноименным АО, которое оценивает его активные запасы в 158 т. По итогам 2022 г. производство золота АО “Павлик” составило 7.22 т (<https://www.pavlik-gold.ru>).

Геологическому строению и вещественному составу руд месторождения в последние годы были посвящены несколько публикаций (Савчук и др., 2018; Аристов и др., 2021). В настоящей статье приведены новые данные по *PT*-параметрам и составу

рудообразующих флюидов месторождения Павлик, обсуждаются результаты сравнительного анализа с другими аналогичными месторождениями. Изучение рудообразующих флюидов с целью установления их природы на протяжении многих десятков лет является одной из центральных проблем в теории эндогенного рудообразования (Бортников, 2006 и др.).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район месторождения находится в юго-восточной части Яно-Колымского орогенного складчатого пояса, где приурочен к юго-западному крылу крупного складчатого сооружения — Аян-Юряхского антиклинория. Длина антиклинория около 500 км, ширина — от 50 до 80 км, простирание северо-западное.

Месторождение Павлик расположено в пределах главного структурного элемента антиклинория — Тенькинской антиклинали, участок которой в междуречье р. Кулы и р. Нелькобы выделяется под названием Тенькинского рудного района и включает два рудных узла — Омчакский и Пионерский.

Месторождение приурочено к антиклинальной складке второго порядка, осложненной разрывами северо-западного и северо-восточного простирания (фиг. 1а). Вмещающие пермские терригенные и вулканогенно-терригенные породы представлены флишоидным переслаиванием аргиллитов и песчаников с прослоями вулканомиктовых гравелитов (диамиктитов).

Площадь рудного поля (фиг. 1), за исключением нескольких маломощных (до 1 м) даек среднего состава, амагматична. На СВ периферии рудного поля известен шток Ванин, площадь выходов которого составляет около 1 км². Шток представляет собой сложно построенное тело юрско-раннемеловых диоритов нера-бохапчинского комплекса, прорванное взрывными брекчиями с обломками этих же диоритов и золотоносного кварца, сцементированных позднемеловыми риолитами (Сидоров и др., 2010).

Большая часть площади месторождения сложена отложениями Омчакской свиты (фиг. 1а) общей мощности 1400 м и представленной преимущественно алевролитами, сланцами, песчаниками. В ядре антиклинали обнажены породы атканской свиты (фиг. 1а) мощностью от 250 до 800 м, среди которых преобладают микститы и туфогенные сланцы с гравийно-галечными прослоями.

Павликовская антиклиналь — складка с осью северо-западного простирания, полого погружается на юго-восток и северо-запад. На крыльях антиклинали развиты мелкие формы складчатости. В целом складка несимметричная, юго-западное крыло более крутое — 60°–70°, а северо-восточное более пологое — 40°–50°. Юго-западное крыло и ядро складки осложнены продольными разрывами, к которым приурочены рудные зоны (фиг. 1а).

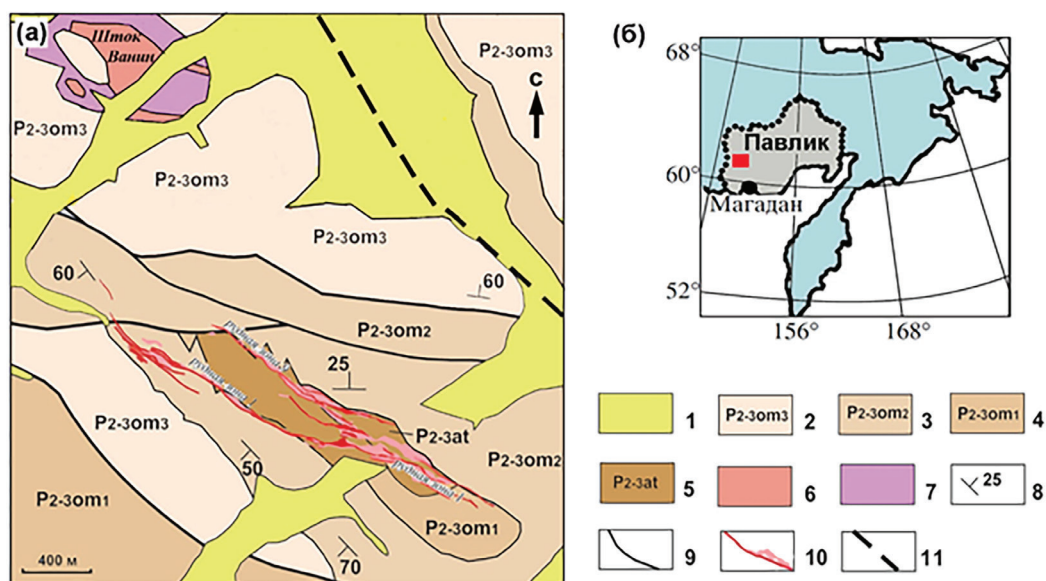
Таким образом, максимально продуктивна центральная часть месторождения длиной 2.5 км и шириной от 250 до 800–1000 м. К двум наиболее крупным разрывным нарушениям приурочены рудные зоны 1 и 9, содержащие основные запасы месторождения (фиг. 1а). Границы рудных тел выделяются исключительно по данным опробования.

Основные формы жильных гидротермальных образований в рудных зонах представлены системами прожилков, линзами, брекчиями или короткими жилами (фиг. 2). Мощность прожилков составляет от долей мм до 1 см (фиг. 2б, в), а мощность линз или коротких жил — до 0.5 м (фиг. 2а) и редко до 1.0 м, как правило, они имеют согласное с зоной залегание. Состав жильных образований — преимущественно кварцевый или кварц-кальцитовый. Из рудных минералов макроскопически, кроме золота, фиксируются арсенопирит и пирит, суммарное количество которых составляет не более 0.5–1.0% (до 5%). Кварц-кальцитовые прожилки составляют 5–10% от общего объема руды (фиг. 2б, в). Содержание органического углерода изменяется от 0.3 до 0.7%.

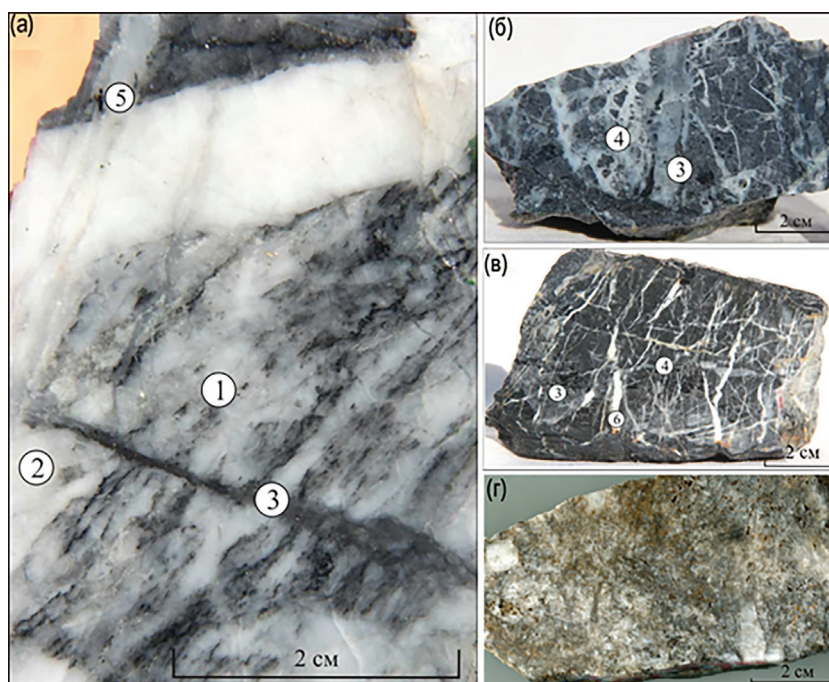
МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для визуальных, термометрических и криометрических исследований флюидных включений из образцов изготавливались двусторонние прозрачно-полированные пластинки толщиной 0.3 мм. Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с использованием измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam (Англия), микроскопа Olympus, снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамеры и управляющего компьютера.

Солевой состав основных компонентов растворов определялся по температурам эвтектик (Борисенко, 1977). Соленость флюида в растворах двухфазовых включений оценивалась по температурам плавления льда в системе NaCl–H₂O (Bodnar, Vityk, 1994). Соленость флюидов в углекислотно-водных включениях оценивалась по температуре плавления газогидратов (Collins, 1979).



Фиг. 1. Геологическая карта золоторудного месторождения Павлик (а), составленная на основе (Троицкий, 2011ф¹) и его административное положение (б). 1 – аллювиальные отложения; 2–4 – подсвиты омчакской свиты (переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, реже песчаники): 2 – третья подсвита, 3 – вторая подсвита, 4 – первая подсвита; 5 – атканская свита (неслоистые и неяснослоистые, гравийные, галечные, реже валунные диамиктиты); 6, 7 – эруптивные брекчии штока Ванин; 6 – риолитовые, дацитовые; 7 – андезитовые; 8 – элементы залегания пород; 9 – тектонические контакты; 10 – рудные зоны, контролируемые взбросо-сдвигами и взбросо-надвигами; 11 – Тенькинский глубинный разлом.



Фиг. 2. Типичные руды месторождения Павлик. а – ранняя жила кварца с реликтами углистого вещества (1) пересечена прожилком молочно-белого кварца с альбитом (2). Прожилок с серым кварцем и вкрапленностью арсенопирита (3) сечет со смещением (левый сдвиг или взброс) ранние прожилки и, в свою очередь, пересечен прожилком полупрозрачного “халцедоновидного” кварца с пустотками, выполненными гребенчатым кварцем (5). б – взаимоотношения между кварц-алевролитовыми брекчиями (4), продуктивным серым кварцем с арсенопиритом (3); в – прожилки продуктивного серого кварца с арсенопиритом (3 и 4) пересечены поздними прожилками и просечками кальцита (6), г – поздний кварц (штока Ванин), ксенолит в эруптивных риолитовых брекчиях.

¹фондовые материалы

Концентрации углекислоты и метана в растворе включений оценивались расчетным путем на основании объемных фазовых соотношений, вычислением соотношений масс отдельных компонентов флюида (Прокофьев, Наумов, 1987). Давление определялось в тех случаях, когда в минералах присутствовали группы сингенетических углекислотно-водных и существенно газовых включений по пересечению изохоры и изотермы (Калюжный, 1982). При наиболее высоких температурах гомогенизировались флюидные включения, захватившие гетерогенизовавшиеся флюиды, находившиеся на линии двухфазового равновесия и не требующие введения поправок на давление (Реддер, 1987). Для интерпретации данных исследования газовых смесей состава CO_2 - CH_4 - N_2 использовались публикации (Kerkhof, 1988; Thiery et al., 1994). Расчеты концентраций солей, плотностей и давлений флюида проводились с использованием программы FLINCOR (Brown, 1989). Уравнения для расчетов взяты из работы (Brown, Lamb, 1989).

Анализы водных и газовых вытяжек из включений различными методами были выполнены из навески 0.5 г фракции 0.5–0.25 мм в ЦНИГРИ, согласно методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Принципиальная схема валового анализа химического состава флюидных включений включала очистку пробы, вскрытие флюидных включений и определение состава выделившихся компонентов разными методами. Очистка проб осуществлялась сначала раствором HNO_3 (1 : 1), затем электролитически в потоке воды с использованием ультразвуковой ванны, что позволяло практически полностью удалить поверхностное загрязнение образцов за 3 ч. Высушенная проба помещалась в стеклянный одноразовый реактор, который вакуумировался при 110°C , и заполнялась гелием. Вскрытие флюидных включений проводилось механическим или термическим способом в зависимости от решаемой задачи. При термическом вскрытии пробу нагревали до 400°C . Механическое вскрытие осуществляли при помощи корундовых шариков и вибратора при 120°C для подавления сорбции газов и количественного анализа H_2O . Выделившиеся газы поступали в газовый хроматограф ЦВЕТ-100, снабженный делителем потока для одновременного определения H_2O , CO_2 , CH_4 и других газов. Реактор с раздробленной пробой заливался деионизированной водой (7 мл) и на 15 мин помещался в ультразвуковую ванну. Раствор вытяжки отделялся путем центрифугирования и анализировался методом ионной хроматографии на жидкостном хроматографе ЦВЕТ-3006 для определения Cl , F , SO_4 , HCO_3^- ,

чувствительность 0.01 мг/л, (аналитик — Ю.В. Васюта) и методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS, масс-спектрометр Eln6100 для анализа остальных компонентов, аналитик — Н.Г. Пучкова).

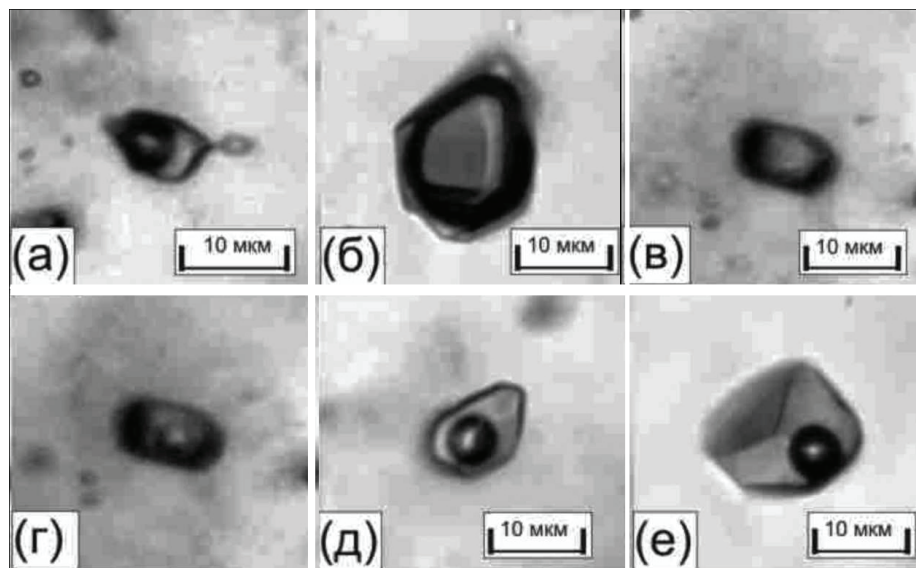
Таким образом, при проведении анализа газы, соли и растворитель (вода) извлекались из флюидных включений одновременно, что позволило вполне обоснованно проводить расчеты концентраций в растворах. Минимизация количества операций снижала вероятность загрязнения пробы посторонними примесями в процессе анализа. Стандартизация процесса обеспечивала максимальную компенсацию ошибок и повышала достоверность выявленных отличий состава флюидных включений в серии изучаемых образцов. Из полученных результатов вычитались данные “холостых” вытяжек. Остаточный полезный сигнал с большой долей вероятности связан с содержимым флюидных включений. Поэтому можно считать, что результаты валовых анализов отражают суммарные концентрации элементов в растворах включений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В рудах месторождения Павлик выделено несколько (фиг. 2) разновременных разновидностей кварца (Аристов и др., 2021). В последующем тексте исследование касается двух временных разновидностей раннего и позднего кварца, в которых были установлены флюидные включения, пригодные для исследования. В первой группе представлены образцы кварца из рудных жил и прожилков, а во второй группе — поздний кварц, отобранный из эруптивных брекчий штока Ванин (табл. 1).

В кварце из рудных жил и прожилков были обнаружены многочисленные флюидные включения размером 25–2 мкм, имеющие форму отрицательных кристаллов или неправильную. Среди них по известным критериям (Реддер, 1987) выделены первичные и вторичные. Включения, равномерно распределенные по объему кварца, отнесены к первичным. Включения, приуроченные к секущим трещинам, являются вторичными.

По фазовому составу (при комнатной температуре) выделены три типа флюидных включений (фиг. 3). Тип 1 — двух- или трехфазовые углекислотно-водные, с жидкой углекислотой в газовом пузырьке; тип 2 — преимущественно газовые, с жидкой CO_2 (тип 2а — газовые, с малоплотным водяным паром); тип 3 — двухфазовые, содержащие водный раствор и газовый пузырек. Газовые включения



Фиг. 3. Разные типы флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Павлик. а — углекисотно-водное включение типа 1; б — газовое включение с малоплотным водяным паром типа 2а; в, г — газовые включения типа 2 с плотной углекислотой (в $+20^{\circ}\text{C}$, г -5°C); д, е — двухфазовые включения водно-солевых растворов (д — первичное, е — вторичное).

часто сингенетичны углекисотно-водным включениям типа 1, либо двухфазовым включениям типа 3 (приурочены к одним и тем же зонам роста или трещинам), свидетельствуя о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида. Это значит, что температура гомогенизации флюидных включений типа 1 и 3, захваченных в ассоциации с газовыми включениями типа 2 и 2а, соответствует температурам их консервации и не требует введения поправок на давление (Реддер, 1987). Результаты термо- и криометрических исследований около 100 индивидуальных первичных и вторичных флюидных включений в кварце приведены в табл. 1 и на фиг. 4.

Температуры гомогенизации включений типа 1 в раннем кварце составляют $306\text{--}340^{\circ}\text{C}$, соленость флюида — 1.4 мас. %-экв. NaCl, концентрация углекислоты — 5.0 моль/кг р-ра. Температура эвтектики (-33°C) указывает на преобладание в растворе хлоридов Na, Mg и Fe. Температура плавления углекислоты в газовой фазе включений типа 1 составляет -58.8°C . Плотность флюида 0.95 г/см^3 .

Присутствие углекислоты во включениях подтверждено экспериментально, основываясь на ее физических свойствах: критической температуре $+31.05^{\circ}\text{C}$ и температуре “тройной точки” -56.6°C (Реддер, 1987). При сильном переохлаждении (около -100°C) углекислота замерзала с образованием множества очень мелких кристалликов, так что включение темнело. Эти кристаллики в дальнейшем превращались в один кристалл, который

и плавился при нагревании вблизи температуры -56.6°C .

Углекислота в газовых включениях типа 2 в раннем кварце, сингенетичных углекисотно-водным включениям типа 1, гомогенизовалась при температурах от $+4.5$ до $+21.8^{\circ}\text{C}$ в жидкую фазу. Температура ее плавления изменяется от -58.1 до -60.1°C , что отличается от температуры плавления чистой CO_2 (-56.6°C) и свидетельствует о небольшой примеси низкокипящих газов (CH_4 или N_2). Плотность углекислоты $0.75\text{--}0.90\text{ г/см}^3$.

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов 1 и 2 в раннем кварце, захваченных в периоды гетерогенного состояния флюида, изменяется от 1390 до 2370 бар при изменении температур от 306 до 340°C .

Первичные двухфазовые включения типа 3 в кварце из ксенолита жилы в штоке Ванин (проба ПЛК 187) гомогенизируются в жидкость при температурах $332\text{--}376^{\circ}\text{C}$ и содержат водный раствор с соленостью 3.8—4.7 мас. %-экв. NaCl. В растворе этих включений также преобладали хлориды Na (температуры эвтектики от -30 до -35°C). Плотность флюида $0.57\text{--}0.70\text{ г/см}^3$.

Вероятно, эти включения сингенетичны газовым включениям типа 2а, в которых не наблюдается конденсации CO_2 при глубоком (-150°C) охлаждении. Наличие таких включений свидетельствует о том, что гидротермальный раствор при этих температурах сосуществовал с водяным паром

малой плотности. Давление водяного пара при температурах 332—376 °С составляло 130—210 бар.

Первично-вторичные двухфазовые включения типа 3 в кварце ксенолита гомогенизируются в жидкость при температурах 269—294 °С и содержат водный раствор с соленостью 3.1—3.6 мас. %-экв. NaCl. В растворе этих включений также преобладали хлориды Na (температуры эвтектики от –30 до –32 °С). Плотность флюида 0.76—0.79 г/см³.

Вторичные двухфазовые включения типа 3 в кварце ксенолита гомогенизируются в жидкость при температурах 125—173 °С и содержат водный раствор с соленостью 1.3—4.7 мас. %-экв. NaCl. В растворе этих включений также преобладали хлориды Na (температуры эвтектики от –27 до –32 °С). Плотность флюида 0.93—0.95 г/см³.

Состав флюидов. Исследование состава флюидов валовым анализом включений в монофракциях кварца продуктивных жил (табл. 2, фиг. 5) показало, что среди анионов присутствовали (г/кг воды) гидрокарбонат-ион (0.31—1.12) и хлор (2.8—5.3), а среди катионов — натрий (1.1—2.5), калий (0.09—0.71), кальций (0.07—0.26) и магний (0.03—0.04), что согласуется с данными по температурам эвтектики.

Во флюиде также обнаружены (г/кг воды) углекислота (14.8—86.3), метан (0.90—0.94) и ряд микрокомпонентов (мг/кг воды): Br (109), As (7.6—1648), Li (1.9—5.3), B (112—497), Rb (0.34—1.11), Cs (0.05—0.24), Sr (0.12—11.53), Mo (0.05—0.23), Ag (0.28), Sb (0.42—1.35), Zn (10.4—38.5), Cd (0.05—0.22), Pb (0.01—0.12), Bi (до 0.02), Th (до 0.01), Ga (0.20), Ge (0.28—0.42), Mn (1.74—7.16), Fe (до 3.5), Co (до 0.04), Ni (0.34—1.32), V (0.28—0.52), Cr (0.35—1.99), Y (0.01—0.03), Zr (0.14—0.24), Sn (0.08), Ba (1.14—4.09), W (0.98—3.18), Hg (до 0.15), Tl (до 0.10), и REE (0.01—0.04). Основные показатели состава флюида: $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 15.8—91.5$, $\text{Na/K} = 1.6—21.1$, а $\text{K/Rb} = 254—641$.

Ранние рудообразующие флюиды месторождения Павлик по составу и физико-химическим параметрам похожи на типичные флюиды орогенных жильных месторождений золота в терригенных толщах, охарактеризованные в статье (Ridley, Diamond, 2000).

Поздние рудообразующие флюиды на флангах основной рудной зоны по основным физико-химическим параметрам (см. табл. 1) соответствуют эпitherмальным месторождениям (Simmons et al., 2005).

Сравнение параметров флюидов месторождения Павлик с флюидами месторождений Родионовское и Наталка показывает их заметное сходство (фиг. 6).

Есть некоторые различия в режиме изменения давления и в режиме солености этих месторождений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения геохимических особенностей и флюидных включений золото-сульфидно-кварцевых штокверковых руд месторождения Павлик позволяют охарактеризовать основные физико-химические параметры их образования.

Рудообразующие флюиды были (см. табл. 1, 2, фиг. 4): слабоминерализованными, углекислотно-водными, хлоридно-гидрокарбонатными, гетерогенными, низкосолёными (1.4—3.1 мас. %-экв. NaCl), среднетемпературными (197—340 °С), средне- и высокobarическими (600—2370 бар). Такие флюиды, содержащие небольшие концентрации солей и высокие — углекислоты, характерны для состава рудообразующих флюидов орогенных месторождений золота (Ridley, Diamond, 2000; Bodnar et al., 2014; Goldfarb, Groves, 2015; Prokofiev, Naumov, 2020 и др.). Последняя модель формирования орогенных месторождений (Groves et al., 2020) предполагает глубинный (нижнекоровый или мантийный) источник рудообразующего флюида и тектонический контроль процесса формирования золотой минерализации этого типа.

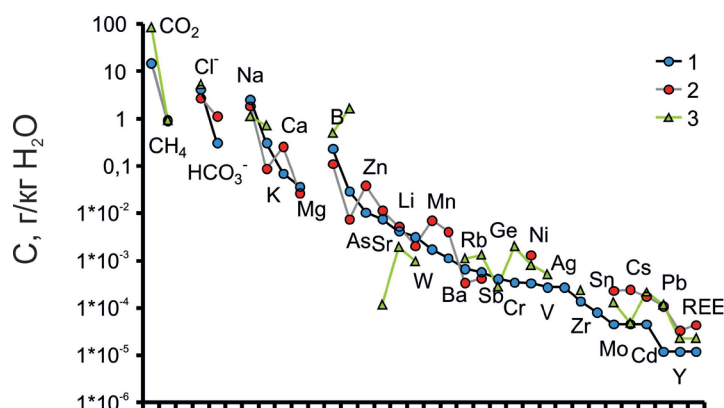
Судя по результатам, флюид представлен гетерогенным существенно водным типом с достаточно высоким CO_2 (до 86 г/кг воды) и пониженным содержанием метана (до 0.9 г/кг воды), о чем свидетельствует отношение $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 15.8—91.5$ (табл. 2, отношения рассчитывались по неокругленным анализам). Такие смеси углекислоты и метана во флюиде могли образоваться при взаимодействии гидротермальных флюидов с обогащенными органическим веществом осадочными породами (Naden, Shepherd, 1989; Гибшер и др., 2011).

Преобладание CO_2 над CH_4 в рудообразующих флюидах (табл. 2) свидетельствует об интенсивном поступлении CO_2 в результате глубинных высокотемпературных процессов декарбонатизации, стимулированных ближайшим к месторождению Павлик гранитоидным массивом.

В рамках этой модели установленные нами различия в параметрах и составе минералообразующих флюидов, формировавших месторождение Павлик (табл. 1), можно объяснить взаимодействием глубинного флюида с вмещающими терригенными породами в процессе рудоотложения. При формировании прожилков кварца в штокверковых рудах флюид, отлагавший минерализацию в узких трещинах, и, соответственно, на большей

Таблица 2. Химический состав минералообразующих флюидов месторождения Павлик

Элемент	PAV-10	PAV-08	517/B-84
Макрокомпоненты, г/кг воды			
CO ₂	15.1	14.8	86.3
CH ₄	0.90	0.94	0.94
Cl ⁻	4.2	2.8	5.3
HCO ₃ ⁻	0.31	1.12	—
Na	2.5	1.8	1.1
K	0.31	0.09	0.71
Ca	0.07	0.26	—
Mg	0.04	0.03	—
Микрокомпоненты, 10 ⁻³ г/кг воды			
Br	—	108.9	—
As	29.3	7.6	1647.5
Li	4.2	5.3	1.9
B	232.9	111.5	497.1
Rb	0.67	0.34	1.11
Cs	0.05	0.24	0.05
Sr	7.60	11.53	0.12
Mo	0.05	0.23	0.13
Ag	0.28	—	—
Sb	0.57	0.42	1.35
Zn	10.41	38.52	—
Cd	0.05	0.18	0.22
Pb	0.01	0.11	0.12
Bi	—	—	0.02
Th	—	0.01	0.01
Ga	—	0.20	—
Ge	0.42	—	0.28
Mn	1.74	7.16	—
Fe	—	—	3.50
Co	—	0.04	—
Ni	0.34	1.32	0.81
V	0.28	—	0.52
Cr	0.35	—	1.99
Y	0.01	0.03	0.02
Zr	0.14	—	0.24
Sn	0.08	—	—
Ba	1.14	4.09	—
W	3.18	2.06	0.98
Hg	—	0.15	—
Tl	—	0.10	—
REE	0.01	0.04	0.02
Na/K	8.3	21.1	1.6
CO ₂ /CH ₄	16.8	15.8	91.5
K/Rb	454	254	641



Фиг. 5. Состав минералообразующих флюидов месторождения Павлик. 1—3 — пробы (см. табл. 2): 1 — PAV-10, 2 — PAV-08. 3—517/B-84.

поверхности взаимодействовавший с вмещающими породами, мог в значительной степени изменять свои параметры, чем, например, флюид, отлагавший жильный кварц, заполнявший крупные полости. Т.е. начальные параметры флюида, из которого отлагался жильный кварц, были ближе всего к параметрам флюида, осуществлявшего транспорт рудных компонентов. В частности, можно отметить, что углекислота в этом флюиде была глубинная, а гидрокарбонат-ион мог образоваться при реакции флюида с карбонатной составляющей вмещающих пород. Во флюиде, формировавшем штокверковые руды месторождения Павлик, K/Rb отношение в среднем составляет 450 (см. табл. 2), что указывает на взаимодействие флюида с вмещающими породами (Котов и др., 2023).

Максимальная величина оценок флюидного давления (2370 бар), связанная с присутствием в жильном кварце чисто углекислотных флюидных включений с максимально высокой плотностью углекислоты (0.95 г/см^3), согласуется с такой картиной и позволяет оценить глубину источника флюидов примерно в 9 км при геобарическом градиенте 260 бар на 1 км (Прокофьев, Пэк, 2015).

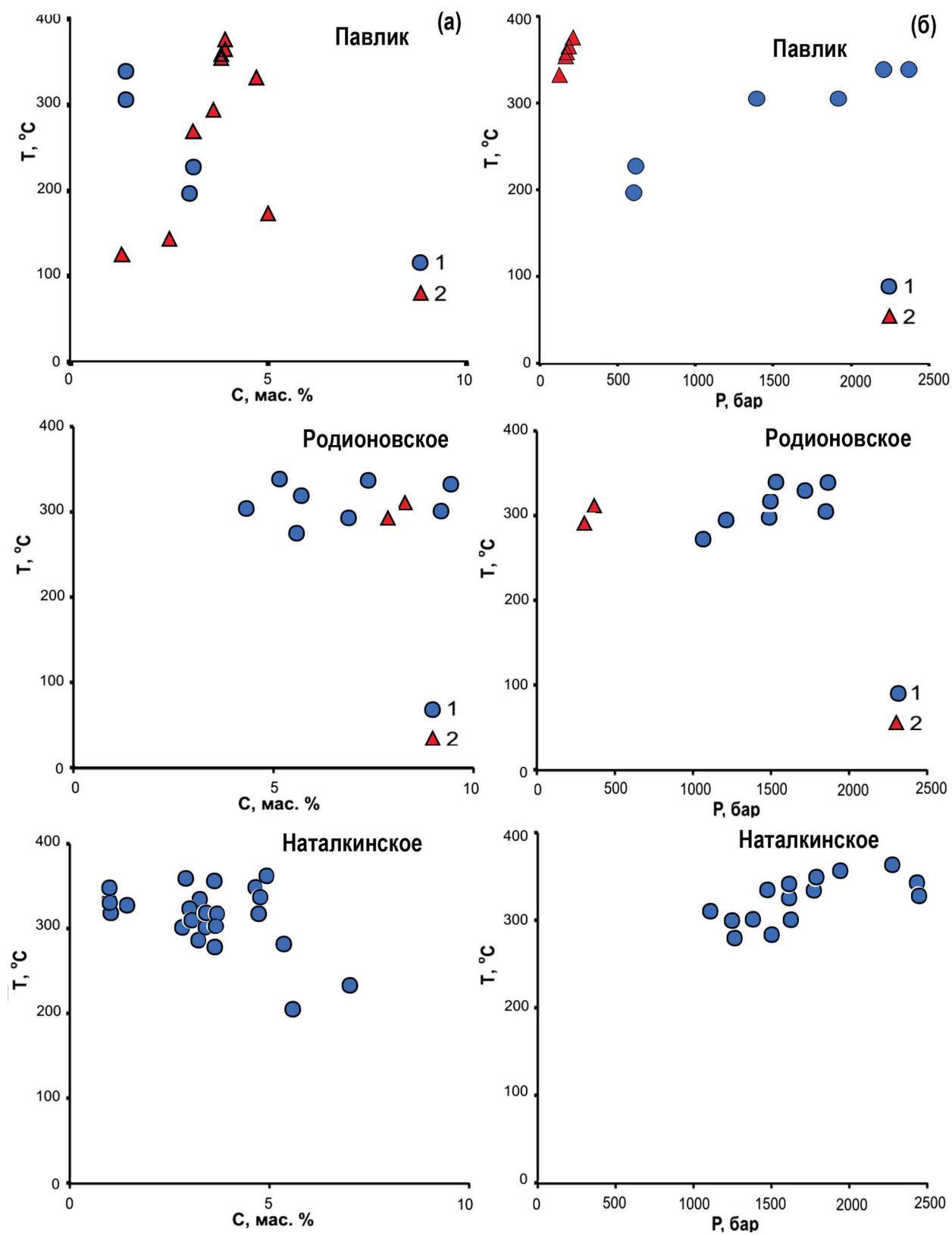
Отношение максимального флюидного давления к минимальному для штокверковых руд составляет 3.95 (см. табл. 1), что позволяет предположить уменьшение глубины рудообразования на 3—4 км в связи с подъемом рудовмещающего блока (Прокофьев, Пэк, 2015). Обращают на себя внимание низкие давления флюида для некоторых образцов из штока Ванин (130—210 бар), которые могут быть связаны с отдельным этапом минералообразования. Самостоятельный характер низкотемпературной минерализации виден и на диаграмме “температура—концентрация солей” (фиг. 4).

Давление, установленное по особенностям флюидных включений в сингенетичном кварце, соответствует литостатическому на глубине около 5—6 км и составляет около 1500 бар. Температура, установленная по тем же флюидным включениям, составляет от 200 до 300°C, а соленость флюида — 3—4 мас. %-экв. NaCl. Отложение сульфидов прерывается тектоническим событием, о котором свидетельствуют сохранившиеся фрагменты сульфидно-кварц-алевролитовых брекчий с кварцевым и кварц-анкеритовым цементом (фиг. 26). Текстуры брекчий сходны с обликом типичных брекчий гидроразрыва.

Подтверждением резкого снижения давления являются проявленные в синхронном этому событию кварце флюидных включений с параметрами, отвечающими давлению в 600 бар и температурам в 200—300°C. При этом соленость флюидов несколько повышается (до 5—7 мас. %-экв. NaCl), хотя состав флюидов меняется не радикально.

Постоянство хлоридного состава флюида фиксируется по составу водных вытяжек из монофракций кварца. Таким образом, падение давления происходит в термостатированной среде, по-видимому, только за счет увеличения объема активной пористости. Вероятный механизм такого увеличения пористости, связанный с развитием микротрещиноватости на пологой границе двух изолированных тектонических пластин и повышением гидростатического давления при сжатии нижней пластины и растяжении верхней, был детально рассмотрен в статье (Аристов и др., 2021).

При резком сбросе давления на границе двух пластин происходит дегазация флюида и формирование в верхней пластине “аэрозольного” облака. Дисперсная золотосодержащая фаза распределяется в твердом веществе, мгновенно заполнив все



Фиг. 6. Диаграммы “температура–соленость” (а) и “температура–давление” (б) для минералообразующего флюида месторождений Павлик, Родионовское (Волков и др., 2017) и Наталкинское (Горячев и др., 2015). 1 – ранний кварц, 2 – поздний кварц.

активные поры. В этот же момент в открытых полостях могло развиваться пористое, “вспененное” золото с высоким содержанием пор, выполненных карбонатом, альбитом и гидрослюдой.

Трещиноватость верхней пластины увеличивается в первую очередь за счет хрупких сульфидов, а отдельные арсенопиритовые выделения “конденсируют” и накапливают выброшенный аэрозоль. Поскольку давление парогазовой смеси очень высокое, крупные выделения арсенопирита оказываются как бы взорванными по этим трещинкам, а сами трещинки заполнены золотом.

Отметим, что если верхняя пластина на момент нарушения закрытой системы была вскрыта в эрозионном срезе, то в этой пластине будет сформирована трубка взрыва, что наблюдается в 3 км от месторождения на штоке Ванин (фиг. 1а). Отобранный нами в штоке Ванин фрагмент жилы гребчатого кварца характеризуется аномально низкими давлениями (по особенностям флюидных включений) и низкой соленостью (см. табл. 1), что характерно для кварца эпитермальных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим, что прожилково-вкрапленные (штокверковые) золото-сульфидно-кварцевые руды месторождения Павлик сформированы в основном гомогенным низкосолёным (9.4—4.3 мас. %-экв. NaCl), существенно водно-хлоридным флюидом при температурах 275—330 °С и флюидном давлении 300—1840 бар. Флюид характеризуется достаточно высоким CO_2 (до 349 г/кг воды) и пониженным содержанием метана (до 22 г/кг воды), о чем свидетельствует отношение $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 17—37.3$. Во флюиде среди катионов главную роль играют: Na и Ca, а K и Mg находятся в подчиненном количестве. Кроме того, в составе флюида выявлены многие микроэлементы: As, Li, Rb, Cs, Mo, Ag, Sb, Cu, Zn, Cd, Pb, U, Ga, Ge, Ti, Mn, Fe, Co, Ni, V, Cr, Y, Zr, Sn, Ba, W, Au, Hg и REE.

Рудообразующий флюид месторождения Павлик по составу, температурам и давлениям обнаруживает сходство с флюидами Наталкинского и Родионовского месторождений (фиг. 6) и обладает большим сходством с типичными флюидами орогенных жильных месторождений золота, для которых характерны низкие концентрации растворенных солей и высокие — углекислоты (Ridley, Diamond, 2000). Полученные результаты корреспондируют с метаморфогенно-магматогенной моделью формирования золотокварцевых месторождений Яно-Колымского пояса (Voroshin et al., 2014).

Учитывая высокое отношение максимального флюидного давления к минимальному, можно предполагать уменьшение глубины рудообразования в процессе формирования месторождения на 3—4 км в связи с подъемом рудовмещающего блока (Прокофьев, Пэк, 2015). Обращают на себя внимание низкие давления флюида для некоторых образцов (330—140 бар), которые могут быть связаны с отдельным (эпитермальным) этапом минералообразования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Данная работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.В., Григорьева А.В., Савчук Ю.С., Сидорова Н.В., Сидоров В.А. Формы нахождения золота и некоторые типоморфные характеристики самородного золота орогенного месторождения Павлик (Магаданская область) // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63. № 1. С. 3—39.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16—27.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3—28.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Тюкова Е.Э., Сидоров В.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. Новые данные по геологии и геохимии золотокварцевого месторождения Родионовское (Северо-восток России) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 93—112.
- Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М. и др. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский край, Россия) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1851—1867.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414—444.
- Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наукова думка, 1982. 240 с.
- Котов А.А., Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. Флюидные включения в кварце из разных типов промышленных руд месторождения золота

- Вернинское (Бодайбинский район, Россия) // Геохимия. 2023. Т. 61. № 5. С. 508—520.
- Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С. 30—36.
- Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б. Геохимические особенности рудообразующих растворов Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геохимия. 1987. № 3. С. 375—386.
- Прокофьев В.Ю., Пэк А.А. Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 3—24.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с.; Т. 2. 632 с.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов А.А., Сидоров В.А., Лямин С.М. Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 77—86.
- Сидоров А.А., Сидоров В.А., Волков А.В. Золотоносные эксплозивные брекчии штока Ванин — новый тип оруденения на Северо-востоке России // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 780—785.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto De Vivo & Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena. 1994. P. 117—130.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnes P. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Treatise on Geochemistry, 2nd Edition, Elsevier, 2014. P. 119—142.
- Brown P.E. Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Am. Mineral. 1989. V. 74. P. 1390—1393.
- Brown P.E., Lamb W.M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. № 6. P. 1209—1222.
- Claypool G.M., Kaplan J.R. The origin and distribution of methane in marine sediments // Natural gases in marine sediments. New York and London: Plenum Press, 1974. V. 3. P. 99—139.
- Collins P.L.P. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Economic Geology. 1979. V. 74. P. 1435—1444.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. V. 233. P. 2—26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. Mineralium Deposita. 2020. V. 55. P. 275—292. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00877-5>
- Kerkhof A.M. The System CO₂-CH₄-N₂ in Fluid Inclusions: Theoretical Modeling and Geological Applications. Amsterdam: Free University Press, 1988. 206 p.
- Naden J., Shepherd Th. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition // Nature. 1989. V. 342. P. 793—795.
- Prokofiev V. Yu., Naumov V.B. Physicochemical Parameters and Geochemical Features of Ore-Forming Fluids for Orogenic Gold Deposits Throughout Geological Time // Minerals. 2020. V. 10 (1). 50. <http://dx.doi.org/10.3390/min10010050>
- Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models // Gold in 2000. SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 141—162.
- Simmons F.A., White N.C., John D.A. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. Society of Economic Geologists, Inc. P. 485—522.
- Thiery R., Kerkhof A.M., Dubessy J. V-X properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31°C and P < 400 bars // Europ. J. Mineral. 1994. V. 6. P. 753—771.
- Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // Ore Geol. Rev. 2014. V. 62. P. 1—24.

CONDITIONS OF FORMATION OF THE PAVLIK GOLD-SULFIDE-QUARTZ DEPOSIT (NORTH-EAST OF RUSSIA), ACCORDING TO THE FLUID INCLUSIONS STUDY

A. V. Volkov^{1, *}, V. Y. Prokofiev¹, V. V. Aristov¹, N. V. Sidorova¹

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,
Staromonetny Lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: tma2105@mail.ru

The stockwork gold-sulphide-quartz ores of the Pavlik deposit (North-East of Russia) are formed mainly by homogeneous, low saline (9.4—4.3 wt. % eq. NaCl), essentially water-chloride fluid at temperatures of 275°—330°C and a fluid pressure of 600—1840 bar. The fluid is characterized by a sufficiently high CO₂

and a reduced methane content — the ratio of $\text{CO}_2 / \text{CH}_4 = 17\text{—}37.3$. In the fluid, among the cations, the main role is played by: Na and Ca, and K and Mg are in a subordinate amount. In addition, many trace elements were detected in the fluid composition: As, Li, Rb, Cs, Mo, Ag, Sb, Cu, Zn, Cd, Pb, U, Ga, Ge, Ti, Mn, Fe, Co, Ni, V, Cr, Y, Zr, Sn, Ba, W, Au, Hg and REE. The obtained data allow us to assume a decrease in the depth of ore formation during the formation of the deposit by 4—5 km due to the rise of the ore-bearing block. Attention is drawn to the low fluid pressures for a number of samples (330—140 bar), which may be associated with a separate stage of mineral formation. The ore-forming fluid of the Pavlik deposit in composition, temperatures and pressures shows similarities with the fluids of the neighboring Natalka and Rodionovsky deposits and has a great similarity with typical fluids of orogenic gold deposits. The information given in the article is of great practical importance for regional predictive metallogenic constructions, prospecting and evaluation of gold deposits.

Keywords: North-East of Russia, Pavlik gold deposit, fluid inclusions, model, ore formation conditions

УДК 553.2:556.3.01

О РЕЖИМАХ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕСОГЛАСИЯ В РАЙОНЕ АЛЛИГЕЙТОР-РИВЕРС (АВСТРАЛИЯ)

© 2024 г. А. А. Пэк^а, *, В. И. Мальковский^а, В. А. Петров^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

E-mail: aapek@mail.ru

Поступила в редакцию 10.04.2023 г.

После доработки 03.07.2023 г.

Принята к публикации 03.07.2023 г.

В мировом производстве урана месторождения несогласия принадлежит в настоящее время около 24%. Основные месторождения несогласия выявлены в урановорудной провинции Атабаска юго-западной части Канадского щита и в урановорудном районе Аллигейтор-Риверс Северо-Австралийского щита. Месторождения локализованы вблизи поверхностей структурно-стратиграфического несогласия в подошве осадочных бассейнов (бассейна Атабаска в Канаде и бассейна Комболджи в Австралии). Однако по ряду геолого-структурных параметров формирования канадским и австралийским месторождениям присущи существенные различия, которые дают основание классифицировать их как подтипы месторождений несогласия. В месторождениях канадского подтипа рудные тела локализируются как над, так и под поверхностью несогласия бассейна Атабаска, а руды месторождений австралийского подтипа локализируются исключительно под поверхностью несогласия в породах фундамента бассейна Комболджи. Статья посвящена реконструкции палеогидродинамических условий формирования австралийских месторождений несогласия. При анализе процессов флюидного массопереноса были последовательно рассмотрены компьютерные модели миграции флюидов для трех сценариев: 1) тепловая конвекция флюидов в зоне разлома с периодической восходящей и нисходящей свободной тепловой конвекцией флюидов в зоне разлома, 2) вынужденноконвективная миграция флюидов при субкритическом значении проницаемости и, соответственно, отсутствии свободной тепловой конвекции в зоне разлома, 3) режим смешанной конвекции с восходящим и нисходящим движением флюидов по зоне разлома. Авторы пришли к заключению, что процесс периодической термоконвективной циркуляции флюидов в зоне разлома не согласуется с представлением об инфильтрационном механизме формирования австралийских месторождений несогласия в зонах разломов в фундаменте бассейна Комболджи. Поэтому было предпринято рассмотрение возможного влияния на палеогидродинамику рудообразующей системы фациальной зональности объединенного водоносного горизонта в подошве кластических отложений субгруппы Комболджи, который играл роль основной трассы миграции урантранспортирующих флюидов. Анализ зонального распределения первичных обстановок осадконакопления и позднейших диагенетических преобразований пород водоносных и водоупорных горизонтов данного бассейна позволил обосновать представление об определяющем воздействии зонального снижения проницаемости пород объединенного водоносного горизонта на структуру циркуляции урантранспортирующих флюидов со сменой их латеральной миграции в подошве осадочных отложений субгруппы Комболджи на нисходящую инфильтрацию по поперечной зоне рудоконтролирующего разлома. Такая структура циркуляции урантранспортирующих флюидов была принята нами как гипотеза палеогидродинамических условий формирования австралийских месторождений несогласия исключительно в породах фундамента бассейна Комболджи. Однако дополнительно проведенные компьютерные расчеты позволили заключить, что тренд направленного изменения проницаемости пород по пути латерального движения урантранспортирующих флюидов является триггерным условием, которое в зависимости от направленности этого тренда может обуславливать как нисходящее, так и восходящее движение флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома. В бассейне Комболджи в Австралии направленность этого тренда определялась изменением фациальной обстановки по пути региональной миграции диагенетических флюидов, а в бассейне Атабаска в Канаде определяющее воздействие могли оказывать локальные особенности топографического рельефа поверхности несогласия. Поэтому при альтернативном тренде изменения проницаемости по пути латеральной миграции урантранспортирующих флюидов предлагаемый транспортный механизм формирования австралийских месторождений несогласия мог предположительно вносить вклад также и в формирование как инфильтрационных, так и

эксфильтрационных канадских месторождений несогласия, для которых ранее была разработана палеогидродинамическая модель межразломной геотермической конвекции.

Ключевые слова: урановые месторождения несогласия, закон корреляции фаций, бассейн Комболджи, бассейн Атабаска

DOI: 10.31857/S0016777024020028, **EDN:** yrvkfx

ВВЕДЕНИЕ

В мировом производстве урана месторождениям несогласия принадлежит около 24% (Живов и др., 2012). Основные месторождения несогласия выявлены в урановорудной провинции Атабаска юго-западной части Канадского щита с суммарными ресурсами >1.0 млн т U и в урановорудном районе Аллигейтор-Риверс провинции Пайн-Крик Северо-Австралийского щита с суммарными ресурсами 460 000 тонн U (Geological classification, 2018). Отнесение канадских и австралийских месторождений к типу месторождений несогласия основывается на подобии геолого-структурных обстановок их формирования: месторождения локализованы вблизи поверхностей структурно-стратиграфического несогласия в подошве осадочных бассейнов (бассейна Атабаска в Канаде и бассейна Комболджи в Австралии) с архей-протерозойским фундаментом, перекрытым средне-протерозойским осадочным чехлом. Однако наряду с общими чертами, канадским и австралийским месторождениям присущи также и существенные различия (Живов и др., 2012; Тарханов, Бугриева, 2017), которые дают основание классифицировать их как подтипы месторождений несогласия. В месторождениях канадского подтипа рудные тела локализуются как над поверхностью несогласия в породах осадочного заполнения бассейна, так и под поверхностью несогласия в зонах разломов в фундаменте бассейна, а руды месторождений австралийского подтипа локализуются исключительно в породах фундамента.

Первые месторождения несогласия были открыты почти одновременно: в Канаде в 1968 г. и в Австралии в 1969 г. В урановорудном районе Аллигейтор-Риверс Северной Австралии было выявлено четыре крупных урановых месторождения (табл. 1), обсуждению гипотез происхождения которых были посвящены специальные тематические секции состоявшегося в 1979 году в Сиднее Международного симпозиума по урановым месторождениям провинции Пайн-Крик (Uranium in the Pine Creek geosyncline, 1980).

На секции симпозиума “Модели урановой минерализации” австралийскими геологами Р.А. Биннсом и Дж. Фергюсоном были представлены контрастно различные интерпретации процессов формирования нового, ранее еще нигде в мире не встречавшегося типа месторождений. В докладе Биннса с соавторами (Binns et al., 1980) была предложена гипотеза гипогенного формирования месторождения Джабилука с отложением урана на восходящей ветви ячейки конвективной циркуляции флюидов. Предполагалось, что конвекция происходила в термическом поле теплогенерирующих ураноносных гранитоидных пород, которые были также основным источником урана, но при этом поверхности несогласия в подошве формации Комболджи какого-либо генетического значения не придавалось. В докладе Фергюсона с соавторами (Ferguson et al., 1980) была предложена гипотеза гипергенного формирования месторождений Джабилука, Рейнджер и Кунгарра с отложением первичной урановой минерализации нисходящими потоками метеорных вод. Предполагалось, что после пенепленизации территории в коре выветривания карбонатных отложений происходило образование карстового рельефа, в глубоко проникавшие структуры которого (“dolines”) поступали метеорные воды, выщелачивавшие уран из архейских гранитов и сланцев. При этом отложение урана происходило предположительно путем его адсорбции на глинистых минералах, гидроокислах железа или восстановления в анаэробной обстановке. Наряду с этими докладами, на секции симпозиума “Канадские месторождения” был представлен доклад канадских авторов с изложением основных положений новой по тому времени диагенетически-гидротермальной гипотезы формирования месторождений бассейна Атабаска, как предпочтительного объяснения происхождения месторождений несогласия: “в металлогеническом аспекте диагенетически-гидротермальная гипотеза является предпочтительной по сравнению с приповерхностно-супергенной или магматически/метаморфической моделями” (Hoeve et al., 1980, p. 575). Результаты дальнейших исследований подтвердили справедливость этой

Таблица 1. Урановые месторождения несогласия района Аллигейтор-Риверс
(Тарханов, Бугриева, 2017)

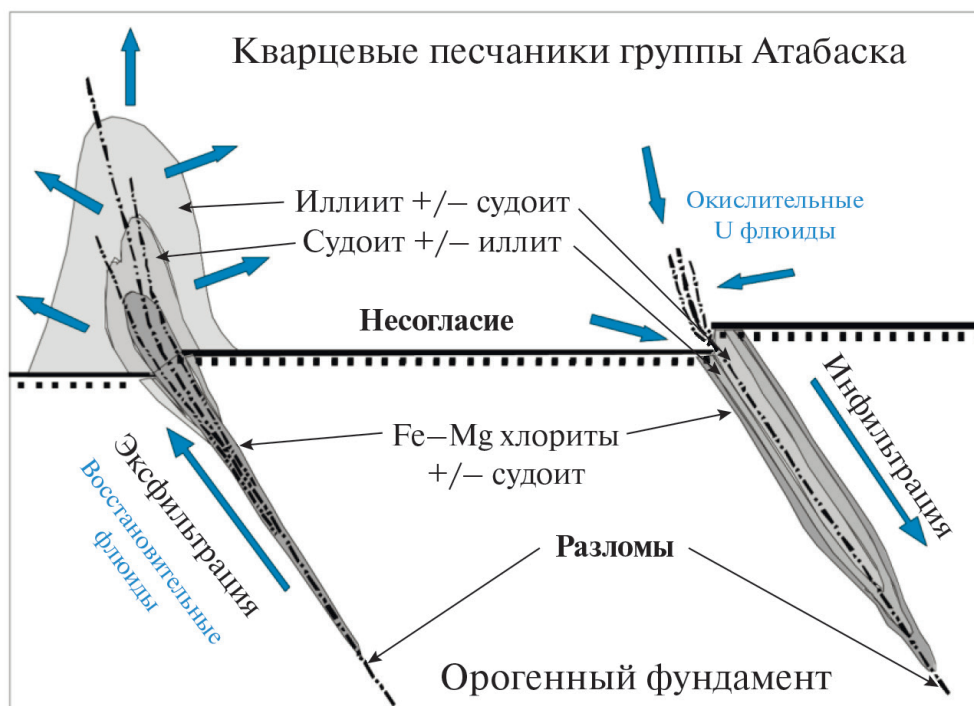
№ п/п	Месторождение	Запасы, т U	Среднее содержание урана, %	Год открытия	Примечание
1	Джабилука	141000	0.45	1971	Резерв
2	Рейнджер	119238	0.24	1969	Действующее
3	Набарлек	8967	1.3	1970	Отработано
4	Кунгарра	14000	0.56	1970	Резерв

прогнозной для конца 1970-х гг. сравнительной оценки ранних генетических гипотез — гипергенная и гипогенная модели не получили подтверждения материалами наблюдений и пришедшая им на смену диагенетически-гидротермальная гипотеза утвердилась как ведущая парадигма в концепции генезиса месторождений несогласия. В настоящее время она разделяется большинством исследователей канадских месторождений и принимается как референтная база при разработке генетических моделей формирования как канадских, так и австралийских месторождений несогласия (Kyser, Cune, 2009, p. 166).

В диагенетически-гидротермальной интерпретации гипотезы формирования месторождений несогласия предполагается, что урановые месторождения формировались, как это отражено в их названии, вблизи региональной поверхности несогласия между архейским—раннепротерозойским складчатым метаморфизованным фундаментом и среднепротерозойским неметаморфизованным полого залегающим осадочным чехлом, накоплению которого предшествовал длительный период эрозии, сопровождавшийся образованием пенеплена и площадной коры выветривания мощностью до нескольких десятков метров. Непосредственным источником урана были окислительные ураноносные флюиды осадочных бассейнов, которые претерпели диагенетические преобразования при погружении осадков предположительно до глубины 5—6 км. При этом первичным источником урана могли быть урансодержащие минералы осадочного заполнения и/или фундамента бассейнов. Отложение урана происходило в результате его осаждения из окислительных диагенетических ураноносных флюидов на восстановительном барьере. Локализация месторождений контролировалась зонами разломов в фундаменте бассейнов.

Перечисленные выше положения диагенетически-гидротермальной гипотезы принимаются в настоящее время если не всеми, то подавляющим большинством исследователей месторождений несогласия. Для месторождений несогласия канадского подтипа важнейшим результатом

проведенных исследований стало обоснование представления о разнонаправленном — восходящем и нисходящем — движении минералообразующих флюидов по зонам рудоконтролирующих разломов (Fayek, Kyser, 1997; Jefferson et al., 2007; Unconformity-related ..., 2018). Основанием для этого заключения послужило установленное в месторождениях бассейна Атабаска различие по минеральному составу и зональности метасоматических околорудных ореолов в месторождениях, с одной стороны, локализованных в песчаниках группы Атабаска на уровне поверхности несогласия и непосредственно выше него, и, с другой, локализованных в зонах разломов на десятки и даже сотни метров ниже поверхности несогласия в фундаменте бассейна. Месторождения, рудная минерализация которых локализована по преимуществу в песчаниках Атабаска, являются по существу полиметалльными с высоким содержанием Ni, Co, Cu, Pb, Zn и Mo, а в отдельных месторождениях с Au, Ag, Se и ЭПГ (Jefferson et al., 2007). По зональности околорудных метасоматических преобразований для них характерна обширная внешняя зона глинистых (гидрослюдистых) изменений с хлоритовой внутренней зоной. Месторождения, локализованные в породах фундамента, являются практически монометалльными урановыми. По зональности окорудных преобразований для них характерна обратная зональность с внешней хлоритовой и внутренней глинистой зонами. Инвертированная структура зональности метасоматических ореолов рудных залежей, локализованных в различных структурных позициях по отношению к поверхности несогласия, интерпретировалась исследователями месторождений как следствие разнонаправленного — восходящего и нисходящего — движения минералообразующих флюидов по зонам рудоконтролирующих разломов. Предполагается, что образование рудных тел над поверхностью несогласия происходило в результате реакционного взаимодействия окислительных ураноносных флюидов, циркулировавших в песчаниках Атабаска, с восстановительными флюидами, восходившими по зоне рудоконтролирующего разлома. Образование



Фиг. 1. Схема зональности метасоматических ореолов в месторождениях инфильтрационного и эксфильтрационного типов (по Jefferson et al., 2007).

рудных тел под поверхностью несогласия происходило при нисходящем движении ураноносных флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома в результате их реакционного взаимодействия с восстановительными агентами (восстановительными флюидами, графитовым веществом, минералами двухвалентного железа) в фундаменте бассейна. Для того, чтобы подчеркнуть принципиальное различие в условиях формирования месторождений с разнонаправленным движением флюидов по зонам рудоконтролирующих разломов, для них в англоязычной литературе использовались термины “egress” и “ingress” (Jefferson et al., 2007), обозначающие дословно месторождения “выхода” и “входа” (Шумилин, 2011). В качестве не тождественного, но близкого по смыслу аналога этих терминов в (Пэк, Мальковский, 2015) были приняты обозначения – рудообразующие системы и, соответственно, месторождения эксфильтрационного (egress style) и инфильтрационного (ingress style) типов (фиг. 1).

Однако оставался непроясненным (knowledge gaps) ключевой вопрос о структуре циркуляции и механизме движения флюидов при формировании эксфильтрационных и инфильтрационных месторождений: “Как балансировались потоки флюидов в процессах их нисходящего (ingress) и восходящего (egress) течения в разломы и из разломов фундамента?” (Jefferson et al., 2007, p. 297).

В качестве возможного объяснения палеогидродинамических условий эксфильтрационной и инфильтрационной циркуляции флюидов в зонах рудоконтролирующих разломов в (Пэк, Мальковский, 2015) была предложена гипотеза термоконвективной системы с межразломной свободной тепловой конвекцией растворов в породах фундамента и осадочного заполнения бассейна. Для ее обоснования были проведены: теоретический анализ условий конвективной неустойчивости флюидов в трехмерной модели межразломной конвективной ячейки (Malkovsky, Pek, 2015) и затем систематическое численное моделирование структуры циркуляции флюидов в концептуальной модели условий формирования урановых месторождений бассейна Атабаска (Pek, Malkovsky, 2016). Полученные результаты позволили предложить модель межразломной геотермической, т.е. обусловленной геотермическим градиентом, термоконвективной циркуляции рудообразующих флюидов. С использованием расчетных значений скорости фильтрации рудообразующих растворов оценка времени формирования модельного месторождения с запасами 50 тыс. т U составила первые сотни тысяч лет (Пэк, Мальковский, 2017). Таким образом, палеогидродинамическая модель межразломной геотермической конвекции позволила обосновать геологически и физически непротиворечивое представление о структуре

циркуляции флюидов при формировании запасов урана месторождений в бассейне Атабаска (Пэк и др., 2022).

Модель межразломной геотермической конвекции, разработанная для месторождений несогласия канадского подтипа, не объясняет основной отличительной особенности месторождений несогласия австралийского подтипа — отсутствия в месторождениях бассейна Комболджи, в отличие от месторождений в бассейне Атабаска, рудной минерализации в песчаниках над поверхностью несогласия. Поэтому даже при наличии между канадскими и австралийскими месторождениями многих общих черт концептуальная модель палеогидротермальной рудообразующей системы в бассейне Комболджи должна отличаться от модели для бассейна Атабаска отсутствием эксфильтрационной ветви формирования рудной минерализации.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Как отмечалось выше, в диагенетически-гидротермальной трактовке генезиса месторождений несогласия непосредственным источником урана были окислительные диагенетические ураноносные флюиды осадочных бассейнов, как это изначально предполагалось в широко цитируемой до настоящего времени статье (Hoeve, Sibbald, 1978), положившей начало такой интерпретации. В австралийских месторождениях несогласия бассейна Комболджи идентифицируются три типа рудообразующих флюидов: первичные диагенетические Na-рассолы с переменным содержанием Mg, вторичные Ca-рассолы с низким содержанием Mg и относительно слабосоленые, но более высокотемпературные флюиды предположительно метеорного происхождения. По данным о содержании галогенов, рассольные флюиды формировались как остаточные рассолы после осаждения галита при испарении морской воды (Derome et al., 2007). Для слабосоленых флюидов предполагалась “циркуляция по глубоким разломам фундамента, которая приводила к их разогреву и вероятному реакционному взаимодействию с графитом с образованием небольших количеств CH_4 ” (Derome et al., 2003, с. 271). Повышенное по сравнению с морской водой содержание Ca и пониженное содержание Mg в обоих рассолах “могли быть обусловлены двумя основными реакционно-обменными взаимодействиями с породами фундамента бассейна — альбитизацией Ca-плагиоклаза (обеднение Na) и интенсивной хлоритизацией (обеднение Mg)” (Derome et al.,

2007, с. 250). Предполагалось, что такое взаимодействие рассолов с породами фундамента происходило, как в бассейне Атабаска, по механизму фильтрационного обмена флюидами по зонам разломов между песчаниками осадочного заполнения и фундаментом бассейна. Разработанная в (Derome et al., 2003, фиг. 8) для бассейна Комболджи концептуальная модель такого фильтрационного обмена включала две последовательно сопряженные ячейки межразломного перетекания рассолов по трем гидродинамически сообщающимся разломам. По первому разлому происходила нисходящая инфильтрация окислительных Na-содержащих рассолов из песчаников водоносного горизонта в породы фундамента. По породам фундамента эти рассолы перетекали к зоне второго разлома, обогащаясь при этом Ca и U: “Na—Ca и Ca—Na рассолы, циркулируя в породах фундамента, могли извлекать уран из ураносодержащих минералов” (с. 273). По зоне второго разлома происходило возвратное истечение Ca—U-содержащих рассолов в водоносный горизонт с окислительными Na-содержащими рассолами. Образующиеся при их смешении Na—Ca—U-содержащие рассолы затем вовлекались в нисходящую инфильтрацию по зоне третьего разлома, в котором осаждали уран при смешении с восходящими слабосолеными флюидами: “смешение U-содержащих рассолов с горячими слабосолеными флюидами с примесью ассоциирующего с ними CH_4 могло быть частью общего процесса, который обуславливал осаждение урана” (с. 274).

По результатам компьютерного моделирования процессов миграции флюидов в обобщенных численных моделях ураноносных осадочных бассейнов восходящую и нисходящую миграцию флюидов по зонам разломов в фундаменте бассейна могли инициировать тектонические режимы региональной деформации соответственно субгоризонтального сжатия и растяжения (Cui et al., 2012). Для формирования в бассейне Комболджи месторождений инфильтрационного типа инициирующим условием нисходящего движения флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома могла быть региональная деформация растяжения: “После образования бассейна Комболджи... произошло региональное событие с деформацией растяжения, которое может объяснить, почему большинство урановых месторождений несогласия локализованы в бассейне Комболджи в его фундаменте” (Cui et al., 2012, с. 160). Однако региональный тектонический режим деформации растяжения должен был в общем случае инициировать нисходящее движение флюидов также и по

разлому, для которого в модели (Derome et al., 2003) предполагалось восходящее движение, но проблема движущих сил миграции флюидов в этой модели не обсуждалась. Поэтому предположение о последовательно разнонаправленной — нисходящей, восходящей и вновь нисходящей — циркуляции флюидов по гидродинамически сопряженным разломам при формировании месторождений несогласия в бассейне Комболджи требует дополнительного флюидодинамического обоснования.

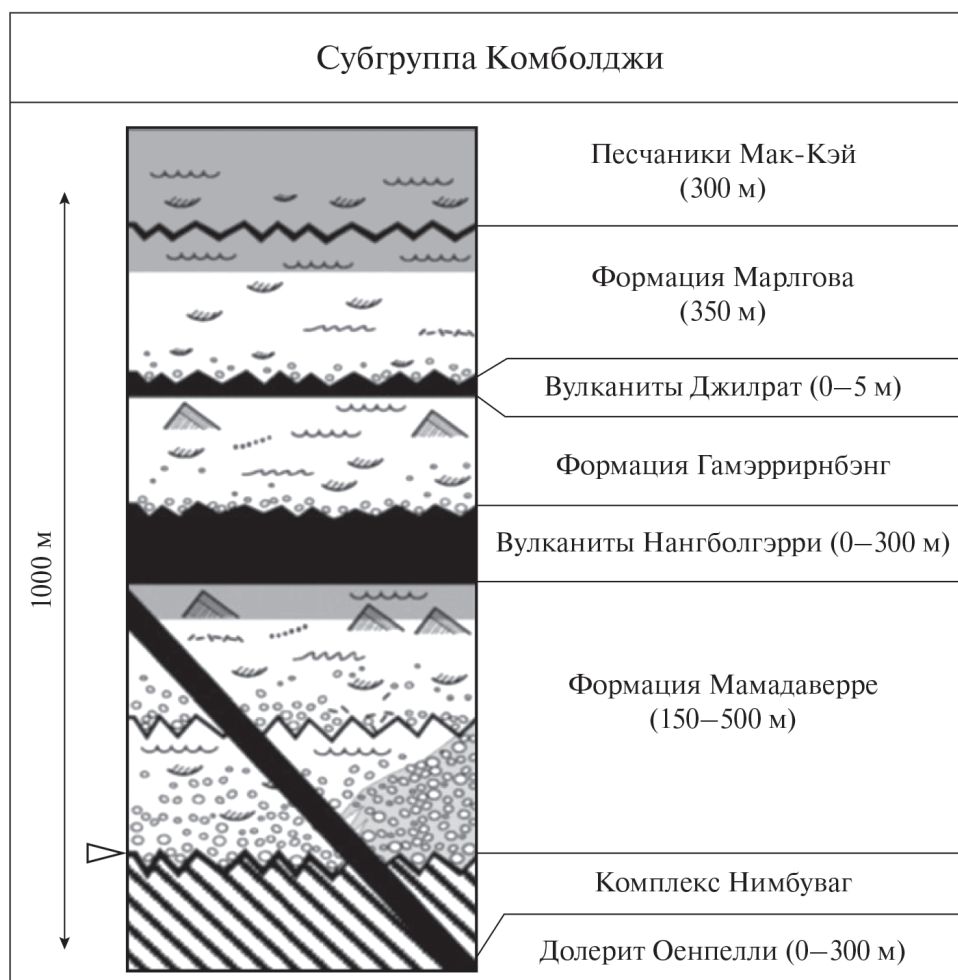
В статье (Skirrow et al., 2016) при разработке геолого-генетической модели формирования месторождения Рейнджер была предложена новая для месторождений несогласия гипотеза о возможном извлечении урана из регионально развитой вдоль поверхности несогласия зоны гематит-иллит-хлоритового преобразования пород метаморфического фундамента бассейна Комболджи. Пониженное содержание урана в этой зоне ранее объяснялось его выносом поверхностными и грунтовыми водами при выветривании: по результатам анализа геохимического баланса элементов было установлено “снижение содержания урана (около 5 ppm)... в сапролите, по сравнению с протолитом”, что предположительно свидетельствовало о выносе урана “в гидросферу при выветривании» (Needham, 1988, с. 36). Однако позднее установленная повышенная температура новообразования глинистой минерализации этой зоны свидетельствовала о пост-комболджийском времени ее формирования. Детальные исследования на урановых месторождениях района, включая Рейнджер, выявили различие в условиях формирования двух типов иллитов — диагенетических со структурой $2M_1$ и гидротермальных со структурой $1M$: “ $2M_1$ иллиты формировались при температуре, превышавшей 200°C ... $1M$ иллиты формировались при более низкой температуре от 150 до 170°C ” (Beaufort et al., 2005, с. 533). О температурах около 200°C свидетельствуют также результаты анализа условий формирования алюминий-фосфат-сульфатных (alumino-phosphate-sulfate, APS) минералов, образовавшихся в основном при диагенетическом и гидротермальном разложении монацита по обеим сторонам от поверхности несогласия, в том числе на участках, удаленных от рудных тел (Gaboreau et al., 2005). С учетом этих данных в (Skirrow et al., 2016) было выдвинуто предположение о возможном поступлении урана в рудообразующую систему месторождения Рейнджер из регионально развитой вдоль поверхности несогласия зоны преобразования пород метаморфического фундамента бассейна Комболджи мощностью

около 50 м с выщелачиванием из нее около 5 ppm урана, как это ранее предполагалось в гипотезе палеовыветривания.

При разработке геолого-генетической модели этой новой для месторождений несогласия трактовки представлений о возможном источнике урана ее авторы (Skirrow et al., 2016) руководствовались концепцией “минеральной системы”, конкретизирующей классическую парадигму “источник → перенос → отложение” в приложении к урановым месторождениям (Skirrow et al., 2009). При этом, наряду с опорой на данные о месторождении Рейнджер, были использованы сведения также и о других месторождениях несогласия урановорудного района Аллигейтор-Риверс. Поэтому для разработанной модели было принято более общее название: “Модель эволюции минеральной системы месторождений несогласия урановорудного района Аллигейтор-Риверс” (Skirrow et al., 2016, фиг. 20).

В 2019 г. в докладе на конференции “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле” авторами настоящего сообщения в соавторстве с австралийскими геологами была выдвинута гипотеза режимов миграции флюидов при формировании урановых месторождений несогласия в районе Аллигейтор-Риверс (Мальковский и др., 2019). Она предполагает, как и в (Skirrow et al., 2016), мобилизацию урана диагенетическими флюидами из регионально прослеживающейся под поверхностью несогласия зоны изменения пород фундамента бассейна Комболджи с последующим вовлечением образующихся ураноносных флюидов в режим смешанной конвекции, “включающей процесс региональной латеральной миграции флюидов с их термоконвективной циркуляцией в зонах разломов” (Мальковский и др., 2019, с. 216—217). Руководствуясь концепцией минеральной системы, в приведенном ниже детальном анализе этой гипотезы в качестве ее определяющих компонентов были приняты сведения: 1) об источнике урана, 2) о структуре флюидопроводимости, 3) о движущих силах течения флюидов.

Источники урана. При оценке потенциальной рудопродуктивности минеральной системы одним из основных параметров являются сведения об областях, из которых происходил или мог происходить вынос рудных компонентов для формирования рудного запаса месторождений. По вопросу об источнике урана месторождений несогласия до настоящего времени сохраняется дискуссия с альтернативными предположениями



Фиг. 2. Литостратиграфическая колонка субгруппы Комболджи (по Hiatt et al., 2007).

о поступлении урана из пород осадочного заполнения бассейнов или из их фундамента (Kyser, Cuneu, 2009). Предложенная в (Skirrow et al., 2016) гипотеза о возможном поступлении урана из регионально прослеживающейся под поверхностью несогласия зоны изменения пород фундамента бассейна Комболджи дополняет эту дискуссию обозначением области в фундаменте бассейна, из которой происходил рассредоточенный вынос почти половины исходного содержания урана. Этот источник урана также может быть дополнен его рассредоточенной мобилизацией в водоносном горизонте над поверхностью несогласия из валунных конгломератов и крупнозернистых песчаников переотложения пород фундамента бассейна, полимиктовый состав которых “отражает нижележащие литологии, включая метаморфические породы” (Hiatt et al., 2021, с. 1067). Представления о мобилизации урана из его рассредоточенных источников в урансодержащих метаморфических породах по путям движения флюидов над и под поверхностью несогласия не

исключают возможности его поступления из осадочных и вулканических пород заполнения бассейна, но дают дополнительные основания считать высокую ураноносность метаморфических пород фундамента бассейна положительным признаком при оценке потенциальной рудопродуктивности минеральной системы месторождений несогласия.

Структура флюидопроводимости. Отложения бассейна Комболджи стратиграфически коррелируют с нижней частью разреза группы Катерине-Ривер (Katherine River Group) обширного среднепротерозойского осадочного бассейна Мак-Артур (McArthur Basin). Поэтому в современной литературе (после 1999 года; Ahmad, Hollis, 2013) их классифицируют как субгруппу Комболджи взамен ранее использовавшегося термина “формация Комболджи” (Kyser, Cuneu, 2009). Литостратиграфическая колонка осадочных и вулканических пород субгруппы Комболджи приведена на фиг. 2.

Как и в канадском бассейне Атабаска, вертикальная мощность заполнения бассейна

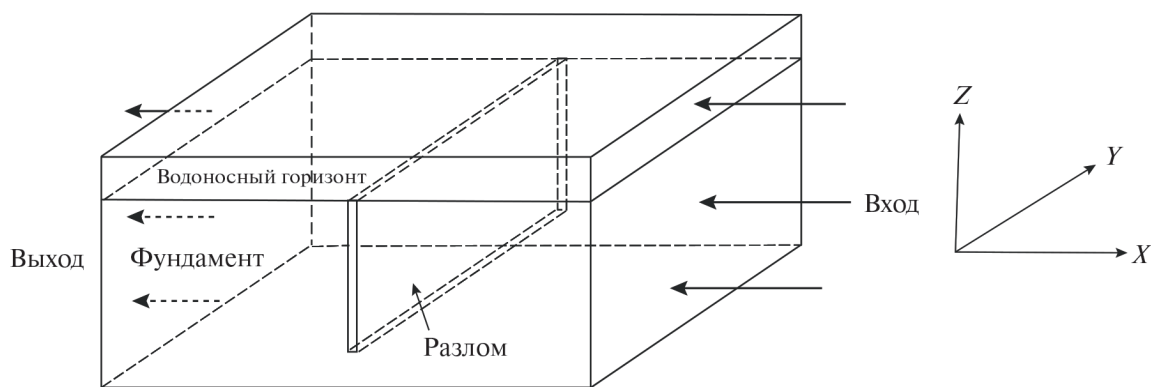
Комболджи была в период рудообразования много больше (до 4—8 км; Polito et al., 2011), чем сохранившиеся к настоящему времени отложения субгруппы Комболджи. Комплекс Нимбуваг (Nimbuwah) в подошве субгруппы Комболджи, в котором локализованы месторождения несогласия урановорудного района Аллигейтор-Риверс, представлен интенсивно дислоцированными метаморфическими породами палеопротерозойского фундамента. Нижний горизонт стратиграфической колонки на фиг. 2 представлен отложениями формации Мамадаверре с галечно-валунными конгломератами в нижней части разреза с переходом по восстанию к крупнозернистым, среднезернистым и затем мелкозернистым полимиктовым кварц-полевошпатовым песчаникам. Вулканы Нангболгэрри представлены в основном субаэральными базальтами с миндалевидной текстурой и пирокластическими отложениями, которые с небольшим межформационным несогласием залегают на нижележащих песчаниках Мамадаверре. Отложения формации Гамэррирнбэнг представлены в подошве разреза полимиктовыми конгломератами с переходом по восстанию к среднезернистым кварцевым песчаникам. Вулканы Джилрат представлены маломощным горизонтом туфопесчаников, туфов и пористых базальтов предположительно субаэральное происхождения. Отложения формации Марлгова — среднезернистые хорошо отсортированные кварцевые песчаники, которые предположительно отлагались в приливной зоне. Отложения формации Мак-Кей — средне- и мелкозернистые кварцевые песчаники, которые предположительно отлагались в прибрежной и отчасти в приливной зонах. Силлы и лополиты Оенпелли мощностью до 250 м, внедрившиеся в породы субгруппы Комболджи по геохронологическим данным в период 1725—1720 млн лет (Polito et al., 2004), представлены оливиновыми и кварцевыми долеритами с крайними зонами микрокристаллических долеритов.

На структуру флюидопроводимости в осадочном заполнении бассейна Комболджи определяющее влияние оказывали процессы диагенетического преобразования кластических отложений, приводившие к формированию диагенетических водоупорных и водоносных горизонтов (Kyser, 2007; Hiatt et al., 2007, 2021; Polito et al., 2011). Формирование диагенетических водоупорных горизонтов происходило в результате закупорки кварцем порового пространства изначально высокопористых хорошо отсортированных кварцевых (90—100%) песчаников, практически не содержащих глинистого цемента, на глубинах от 1 до 5 км при температуре <130°C (Hiatt et al.,

2007). Источниками кварцевого цемента могли быть процессы приповерхностного выветривания и растворения кварцевых зерен под давлением (pressure solution). Формирование диагенетических водоносных горизонтов происходило при образовании в изначально низкопористых плохо отсортированных конгломератах и крупнозернистых песчаниках вторичной пористости в результате растворения зерен детритового полевого шпата, глинистой составляющей и новообразованного кварца при температуре от 150 до 230°C, отвечавшей глубине погружения в осадочном бассейне от 4 до 8 км (Polito et al., 2011). При этом выявляется устойчивая связь между локализацией водоносных горизонтов в кластических отложениях субгруппы Комболджи с рудной минерализацией в фундаменте бассейна. “Все урановые месторождения локализованы под поверхностью несогласия в породах фундамента под диагенетическими водоносными горизонтами. Над этими водоносными горизонтами залегают экранирующие диагенетические водоупорные фации морских песчаников, что позволяет предположить, что миграция минерализующих флюидов происходила в бассейне по напорным водоносным горизонтам. Там, где диагенетические водоносные горизонты пересекали породы фундамента, содержавшие графит или другие восстановители, происходило осаждение U в виде уранинита” (Kyser, 2007, с. 250).

Для мобилизации урана из его рассредоточенных источников над и под поверхностью несогласия основными компонентами структуры флюидопроводимости в бассейне Комболджи были водоносный горизонт над поверхностью несогласия и региональная зона пост-комболджийского изменения пород фундамента под поверхностью несогласия, которые могли использоваться диагенетическими флюидами как объединенный водоносный горизонт для их напорного движения. В фундаменте бассейна Комболджи основными компонентами структуры флюидопроводимости были зоны разломов, которые фокусировали процессы фильтрационного обмена флюидами между объединенным водоносным горизонтом и фундаментом бассейна. Эти зоны при нисходящем движении по ним урансодержащих флюидов локализовали в фундаменте бассейна рудную минерализацию вследствие повышенного содержания в них графитового вещества и минералов восстановителей с двухвалентным железом.

Движущие силы течения флюидов. По приведенной в (Skirrow et al., 2016) оценке потенциальной рудопродуктивности минеральной системы с источником урана в кровле урансодержащих



Фиг. 3. Схема области моделирования.

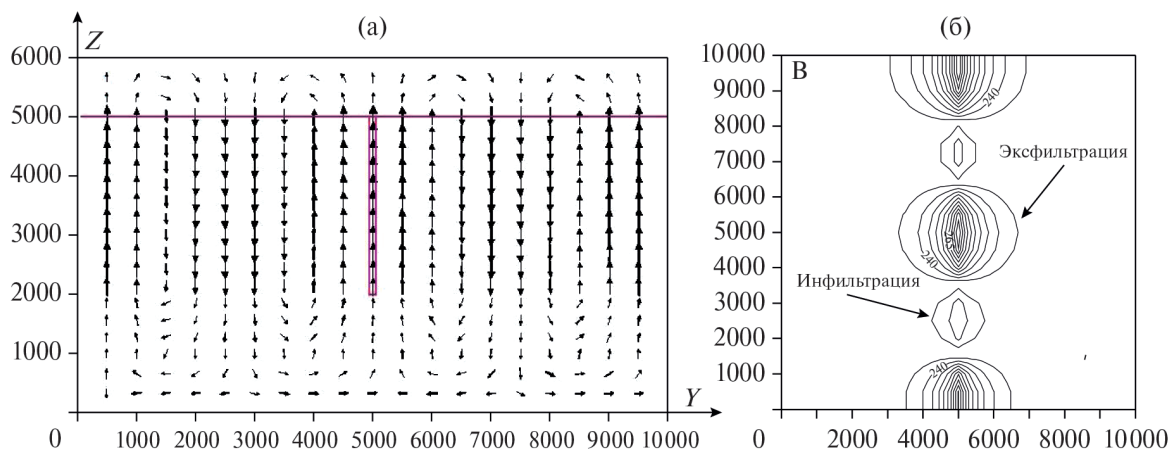
пород фундамента бассейна Комболджи поступление урана из зоны под поверхностью несогласия могло вносить значимый вклад в формирование рудного ресурса месторождений урановорудного района Аллигейтор-Риверс при условии латеральной миграции диагенетических рассолов по площади, измеряемой десятками квадратных километров (с. 493). В качестве транспортного механизма предполагалась тепловая конвекция рассолов по площади их латеральной миграции и затем по зоне крутопадающего рудоконтролирующего разлома в температурном поле долеритов Оенпелли (Skirrow et al., 2016, фиг. 20), внедрение которых близко совпадает во времени с формированием урановой минерализации на месторождении Рейнджер. Однако дискретное пространственное распределение лополитов, силлов и даек долеритов Оенпелли (Needham, 1988, фиг. 7) не согласуется с предположением о термоконвективной ареальной миграции потока диагенетических рассолов под поверхностью несогласия. Поэтому мы предположили, что возможным объяснением механизма циркуляции флюидов для рассредоточенной мобилизации урана из пород кровли фундамента бассейна мог быть процесс вынужденной конвекции флюидов по зоне объединенного водоносного горизонта в подошве формации Мамадаверре в напорном гидравлическом режиме, как это предполагалось в (Kyser, 2007). Причиной гидравлического напора могла быть разность высотных отметок между областями питания водоносного горизонта и районами локализации месторождений, поскольку «расчлененность топографического рельефа на территории бассейна Комболджи составляла по крайней мере 1 км» (Hiatt et al., 2021, с. 1061). Когда латеральный поток флюидов, мигрировавших по водоносному горизонту над поверхностью несогласия и по зоне выщелачивания урана под

поверхностью несогласия, пересекал зону крутопадающего разлома в фундаменте бассейна, он мог инициировать нисходящую ветвь циркуляции ураносодержащих флюидов с образованием инфильтрационной рудной минерализации.

С учетом приведенных выше изменений, для постановки задачи компьютерного моделирования режима миграции флюидов при формировании урановых месторождений несогласия в районе Аллигейтор-Риверс была принята версия гипотезы (Skirrow et al., 2016) с мобилизацией урана из его рассредоточенных источников в ураносодержащих метаморфических породах субгруппы Комболджи, предполагающая в качестве ее основных компонентов: 1) свободную тепловую конвекцию флюидов в зоне рудоконтролирующего разлома, 2) топографически инициированную напорную миграцию флюидов по объединенному водоносному горизонту над и под поверхностью несогласия и 3) эффекты воздействия на напорную миграцию флюидов изменений флюидопроводимости диагенетического водоносного горизонта в подошве формации Мамадаверре.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Будем исходить из предположения, что латеральный поток диагенетических флюидов, мигрирующих по объединенному водоносному горизонту в подошве субгруппы Комболджи, пересекает ортогонально ориентированную зону вертикального разлома в фундаменте бассейна. В таком случае вектор внутриразломной термоконвективной циркуляции флюидов в плоскости разлома будет ориентирован ортогонально по отношению к вектору вынужденноконвективного потока флюидов вдоль поверхности несогласия. Поэтому для расчетов взаимодействия процессов вынужденноконвективного и свободноконвективного



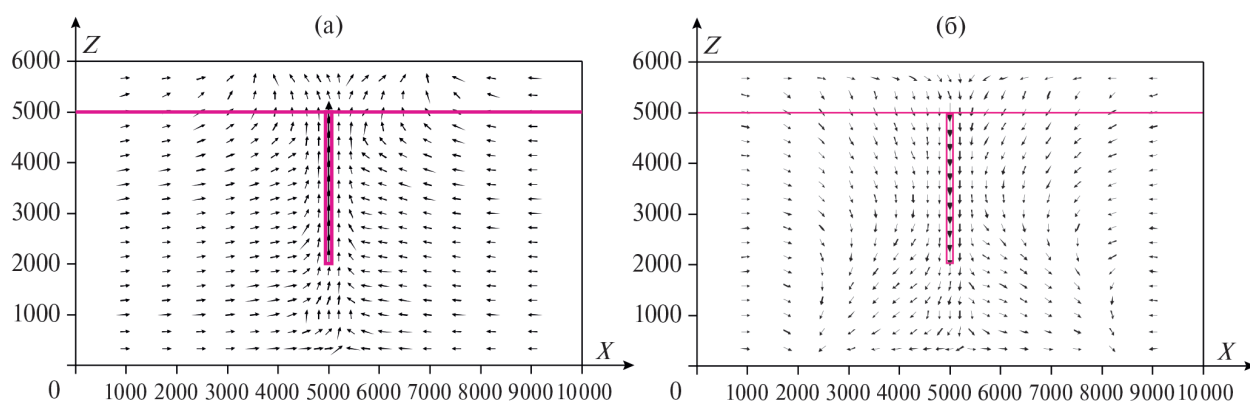
Фиг. 4. Периодическая структура свободной тепловой конвекции флюидов в зоне разлома. (а) — ориентация векторов термоконвективной циркуляции флюидов вдоль зоны разлома по профильному сечению YZ . (б) — распределение температуры в горизонтальном сечении вдоль подошвы объединенного водоносного горизонта.
 $k_b = 1 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $k_f = 1 \times 10^{-14} \text{ м}^2$; $h_f = 3 \text{ км}$.

флюидного тепломассопереноса была необходима трехмерная постановка задачи моделирования. Ее упрощенная схема приведена на фиг. 3 с размерами по осям $X_{\text{lim}} = Y_{\text{lim}} = 10 \text{ км}$, $Z_{\text{lim}} = 6 \text{ км}$.

Верхний слой модели с вертикальной мощностью 1 км представляет объединенный водоносный горизонт над и под поверхностью несогласия, нижний слой с вертикальной мощностью 5 км представляет породы фундамента бассейна Комболджи. Верхняя и нижняя границы модели непроницаемые. Поток флюидов поступает в область моделирования по сечению правого торца модели (Вход) и разгружается по ее левому торцу (Выход). На этих торцах области моделирования для имитации условий напорного режима потока флюидов предусмотрена возможность задания значений пьезометрического давления $p_{\text{вход}}$ и $p_{\text{выход}}$, разность которых, отнесенная к длине X_{lim} пути миграции флюидов по трассе “вход → выход” вдоль оси X , определяла значение линейного градиента гидравлического напора $\text{grad } p = (p_{\text{вход}} - p_{\text{выход}}) / X_{\text{lim}}$ в области моделирования. На торцевых сечениях верхнего слоя области предусмотрена также возможность задания различных значений проницаемости пород $k_s^{\text{вход}}$ и $k_s^{\text{выход}}$ с градиентом линейного изменения флюидопроводимости $\text{grad } k_s = (k_s^{\text{вход}} - k_s^{\text{выход}}) / X_{\text{lim}}$ по пути движения флюидов в объединенном водоносном горизонте. При равенстве этих торцевых значений проницаемости верхнего горизонта модели они определяли постоянное значение проницаемости k_s пород объединенного водоносного горизонта, т.е. соблюдалось равенство $k_s = k_s^{\text{вход}} = k_s^{\text{выход}}$. В середине области задана вертикальная зона разлома в интервале от

подошвы верхнего слоя до некоторой глубины в породах фундамента, структура течения флюидов в которой рассчитывалась для ортогонального с осью X (при $X = 5 \text{ км}$) профильного сечения модели YZ . Эта зона разлома, частично перекрывающая трассу “вход → выход” в породах фундамента бассейна, приводит к реорганизации структуры течения флюидов по оси X , которая рассчитывалась для ортогональных к оси Y вертикальных сечений области (“сечения XZ ”). По результатам расчетов, наряду с определением векторов скорости течения флюидов в профильных сечениях, перпендикулярных осям X и Y (соответственно “сечения YZ и XZ ”), рассчитывалось также распределение температуры в сечении XZ и в горизонтальной плоскости YX в подошве $Z = 5 \text{ км}$ объединенного водоносного горизонта.

Основные параметры модели следующие: проницаемость k_s (при $k_s^{\text{вход}} = k_s^{\text{выход}}$) и вертикальная мощность Δh_s объединенного водоносного горизонта в подошве формации Мамадаверре, проницаемость k_b пород фундамента бассейна Комболджи, проницаемость k_f , ширина Δh_f и вертикальная протяженность h_f зоны разлома в средней части модели, геотермический градиент G_T и теплофизические свойства пород структурных элементов области моделирования. Во всех расчетах были приняты постоянные значения температуры на верхней границе модели $T_{\text{бкм}} = 200^\circ\text{C}$, геотермического градиента $G_T = 30^\circ\text{C/км}$, мощности объединенного водоносного горизонта $\Delta h_s = 1 \text{ км}$, ширины зоны разлома $\Delta h_f = 200 \text{ м}$. Значения варьируемых параметров модели приведены в подписях к результатам моделирования.



Фиг. 5. Структура термоконвективной циркуляции флюидов в вертикальных сечениях модели XZ в интервалах вдоль оси Y на фиг. 4а с восходящим 3500—5500 м и нисходящим 6000—8000 м движением флюидов вдоль трассы $Y=4500$ м (5а) и $Y=7000$ м (5б) соответственно. Пояснения в тексте. $k_b = 1 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $k_f = 1 \times 10^{-14} \text{ м}^2$; $h_f = 3 \text{ км}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В приведенной выше трехмерной постановке задачи моделирования по результатам тестовых расчетов была выделена базовая модель со значением проницаемости пород фундамента бассейна $k_b = 10^{-16} \text{ м}^2$, которое отвечает оценке “пороговой” проницаемости для возникновения термоконвективных течений флюидов (Ingebritsen, Manning, 2010). После этого рассматривались сценарии с последовательным воздействием на структуру течения флюидов изменения значений ее варьируемых параметров: 1) проницаемости зоны разлома k_f , 2) изменения по трассе движения флюидов “вход → выход” значений гидравлического напора (заданием значений $p_{\text{вход}}$ и $p_{\text{выход}}$ на торцах модели) и 3) изменения значений проницаемости объединенного водоносного горизонта по пути движения флюидов (заданием значений $k_s^{\text{вход}}$ и $k_s^{\text{выход}}$ на торцах водоносного горизонта). Все результаты расчетов даны для фиксированного времени развития процесса 500 000 лет.

Тепловая конвекция флюидов в зоне разлома. В упоминавшемся выше докладе авторов (Мальковский и др., 2019) с тем же названием, что и у настоящей статьи, было высказано предположение, что “при достижении критических значений параметров, отвечающих условиям возникновения тепловой конвекции, в зоне разлома развивается периодическая структура внутриразломной термоконвективной циркуляции флюидов”, которая может обуславливать нисходящую инфильтрацию флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома, “согласующуюся с представлением об инфильтрационном формировании австралийских месторождений несогласия района Аллигейтор-Риверс”

(с. 216). Процесс свободной тепловой конвекции инициируется в модели после достижения критического значения проницаемости в зоне разлома (Мальковский, Пэк, 2004) равного $k_f = 8 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. На фиг. 4 для сценария *только тепловая конвекция* приведен пример расчета флюидного тепломассопереноса в зоне вертикального разлома с проницаемостью $k_f = 1 \times 10^{-14} \text{ м}^2$, который был задан в модели в интервале от подошвы объединенного водоносного горизонта $Z = 5 \text{ км}$ до глубины $Z = 2 \text{ км}$ в фундаменте бассейна.

Структура потока согласуется с представлением о периодической внутриразломной термоконвективной циркуляции флюидов, но не с предположением о свободной тепловой конвекции флюидов в зоне рудоконтролирующего разлома как ведущем транспортном механизме формирования инфильтрационных месторождений несогласия.

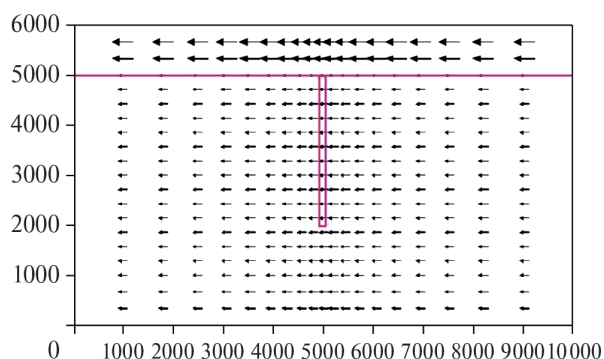
Векторы термоконвективной циркуляции флюидов на фиг. 4а приведены по профильному сечению YZ зоны разлома с пропорциональным отражением в их графическом представлении величины скорости течения флюидов. Можно видеть, что вдоль зоны разлома по оси Y происходит периодическая смена восходящего и нисходящего движения флюидов. Такая периодическая инверсия вдоль зоны разлома режимов эксфильтрации и инфильтрации флюидов должна была приводить к сопряженному разнонаправленному изменению температуры вдоль поверхности несогласия. На фиг. 4б приведены результаты расчета в горизонтальном сечении модели YX распределения температуры в подошве объединенного водоносного горизонта $Z = 5 \text{ км}$ в локальных полях термоконвективной эксфильтрации и инфильтрации

флюидов по зоне разлома на фиг. 4а. При значении температуры на верхней границе области моделирования $T_{\text{бкм}} = 200^\circ\text{C}$, геотермическом градиенте $G_T = 30^\circ\text{C}/\text{км}$ и вертикальной мощности объединенного водоносного горизонта $\Delta h_s = 1$ км фоновое значение геотермической температуры в подошве объединенного водоносного горизонта $T_{\text{скм}} = 230^\circ\text{C}$. По результатам расчета температуры, приведенным на фиг. 4б, в поле эксфильтрации флюидов происходит увеличение температуры до 280°C .

Это относительно значительное (на 50°C по сравнению с невозмущенным значением 230°C) увеличение температуры отражает эффект поступления тепла в восходящую ветвь конвекции из высокотемпературных частей разреза вплоть до нижней границы области моделирования с геотермической температурой 380°C . В поле инфильтрации минимальное значение температуры равно 220°C , т.е. происходит ее снижение по сравнению с невозмущенным значением на 10°C , отражающее эффект ограничения на поступление тепла в нисходящую ветвь конвекции из водоносного горизонта над поверхностью несогласия с начальной геотермической температурой на верхней границе области моделирования 200°C . Поскольку мощность зоны изменения пород фундамента бассейна составляет всего 50 м, расчетные значения температуры на фиг. 4б в подошве объединенного водоносного горизонта с вертикальной мощностью $\Delta h_s = 1$ км можно с основанием интерпретировать как показательные для вариаций температуры на поверхности несогласия.

При принятой постановке задачи моделирования периодическая структура свободной тепловой конвекции обуславливает чередование в зоне разлома по координате Y интервалов с восходящим и нисходящим движением флюидов (см. фиг. 4а). Результаты расчета для этих интервалов структуры циркуляции флюидов в ортогональных к оси Y вертикальных сечениях XZ показывают, что периодическая структура конвекции не ограничена зонами разломов, но при фокусировании восходящего и нисходящего движения флюидов в зоне разлома охватывает также и всю область моделирования (фиг. 5а и 5б).

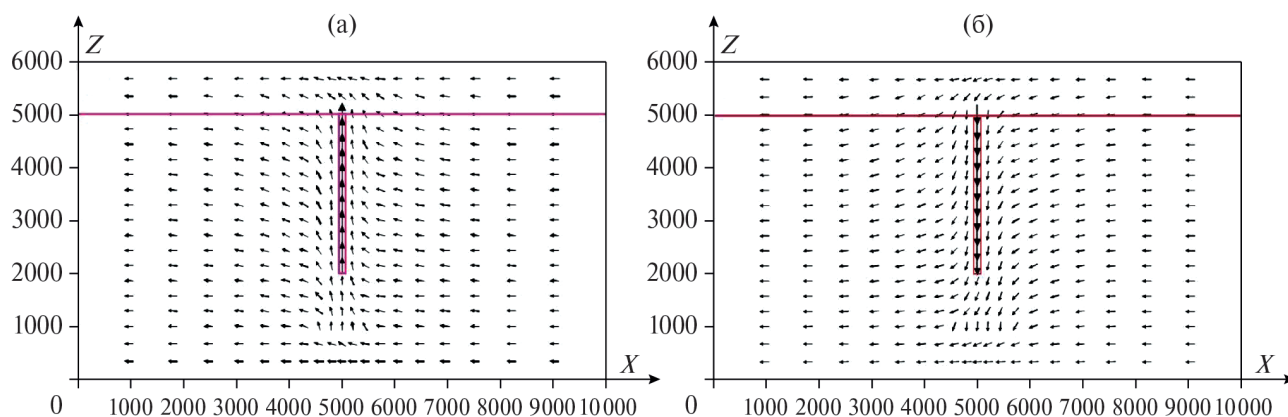
На фиг. 5а приведен пример расчета циркуляции флюидов в сечении модели XZ с восходящим движением флюидов в интервале 3500—5500 м (см. фиг. 4а) вдоль трассы $Y = 4500$ м, на фиг. 5б — с нисходящим движением флюидов в интервале 6000—8000 м (см. фиг. 4а) вдоль трассы $Y = 7000$ м. Сфокусированное по зоне разлома нисходящее движение флюидов на фиг. 5б наглядно



Фиг. 6. Структура вынужденноконвективного напорного течения флюидов при градиенте гидравлического напора $grad p = 2$ МПа/10 км. $k_b = 1 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $k_f = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $h_f = 3$ км.

иллюстрирует, что периодическая структура свободной тепловой конвекции допускает возможность нисходящего движения флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома, которое, однако, не согласуется, как предполагалось в (Мальковский и др., 2019), с “представлением об инфильтрационном формировании месторождений несогласия района Аллигейтор-Риверс” (с. 216). Определяющим условием рассогласования с возможностью такой генетической интерпретации является гидродинамическая сопряженность ветвей нисходящей и восходящей конвекции, отчетливо зафиксированная в нижней части структуры периодической конвекции на фиг. 4а процессом перетекания флюидов из нисходящей ветви конвекции в восходящую. Если исходить из предположения, что флюиды нисходящей ветви конвекции отлагали в зоне разлома рудную минерализацию, то по сопряженной восходящей ветви конвекции должны были разгружаться “отработанные” флюиды, которые могли отлагать парагенную, но безрудную минерализацию. В приложении к обстановкам формирования месторождений такое предположение означает, что по простиранию зоны рудоконтролирующего разлома должны были локализоваться (и при том одновременно) структурно сопряженные области с относительно низкотемпературной инфильтрационной рудной минерализацией и тесно ассоциирующей с ней более высокотемпературной эксфильтрационной безрудной минерализацией.

Такой сценарий не согласуется с концептуальным представлением об устойчиво нисходящей инфильтрации урантранспортирующих флюидов, как это предполагалось в (Derome et al., 2003; Skirrow et al., 2016). Это отрицательное заключение о периодической свободной тепловой конвекции



Фиг. 7. Структура циркуляции флюидов в режиме смешанной конвекции в вертикальных сечениях модели XZ с восходящим и нисходящим движением флюидов, как на фиг. 5, вдоль трассы $Y = 4500$ м (7а) и $Y = 7000$ м (7б) соответственно. $k_b = 1 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $k_f = 1 \times 10^{-14} \text{ м}^2$; $h_f = 3 \text{ км}$, $\text{grad } p = 2 \text{ МПа/10 км}$.

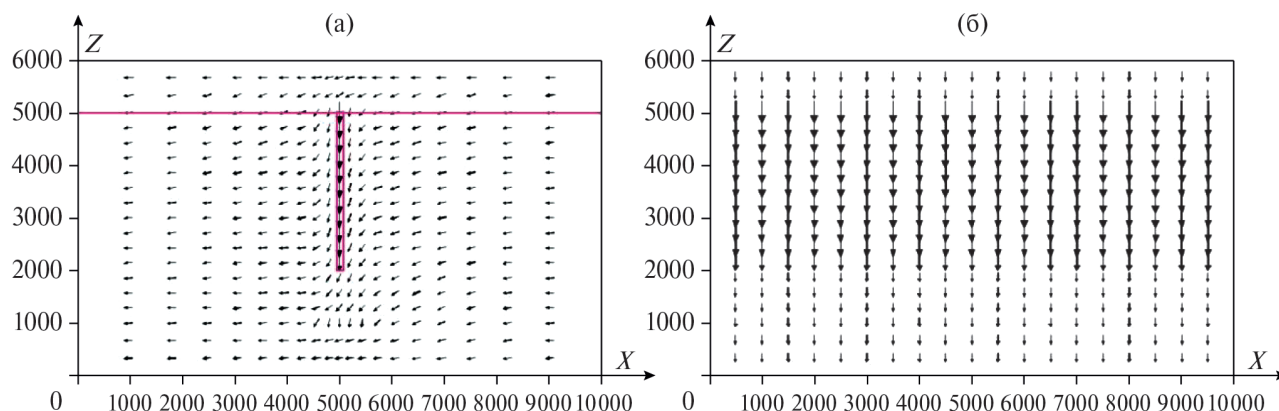
флюидов в зоне рудоконтролирующего разлома как возможном ведущем транспортном механизме формирования австралийских месторождений несогласия сохраняет свою силу также и в сценарии со смешанной конвекцией флюидов.

Вынужденноконвективное движение флюидов и режим смешанной конвекции. Для мобилизации урана из его рассредоточенных источников в урансодержащих породах фундамента бассейна Комболджи при постановке задачи моделирования был предположен процесс напорной миграции флюидов над и под поверхностью несогласия по объединенному водоносному горизонту в подошве формации Мамадаверре. Поскольку по результатам палеотопографической реконструкции (Hiatt et al., 2021) гидравлический напор создавал разность высотных отметок между областями питания водоносного горизонта и районами локализации месторождений, миграция флюидов происходила в вынужденноконвективном напорном режиме как в объединенном водоносном горизонте, так и в породах фундамента бассейна Комболджи. Для моделирования такого общего для всей области моделирования режима вынужденной напорной конвекции на боковых торцах модели задавались значения пьезометрического давления флюидов $p_{\text{вход}} > p_{\text{выход}}$, разность которых, отнесенная к длине $X_{\text{lim}} = 10 \text{ км}$ пути миграции флюидов по трассе “вход → выход” вдоль оси X , определяла значение линейного градиента гидравлического напора $\text{grad } p = (p_{\text{вход}} - p_{\text{выход}}) / X_{\text{lim}}$. По результатам проведенных расчетов до достижения порогового значения проницаемости для развития тепловой конвекции в зоне разлома, равного $k_f = 8 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, режим напорной конвекции обуславливает невозмущенное горизонтально ориентированное перетекание

флюидов между торцами области. Пример такого вынужденноконвективного напорного перетекания флюидов при субкритическом значении проницаемости зоны разлома $k_f = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ приведен на фиг. 6 для значения гидравлического напора $\text{grad } p = 2 \text{ МПа/10 км}$, который соответствует разности значений водяного столба высотных отметок топографического рельефа на торцах модели $2 \text{ МПа} = 200 \text{ м}$.

Режим смешанной конвекции. После развития в зоне разлома тепловой конвекции в области моделирования самоорганизуется режим смешанной конвекции с совмещением периодической структуры свободной тепловой конвекции флюидов в зоне разлома с трендом вынужденноконвективного латерального перетекания флюидов между торцами модели. На фиг. 7 приведены структуры циркуляции флюидов в режиме смешанной конвекции в вертикальных сечениях модели XZ вдоль оси Y , как на фиг. 5, в интервалах с восходящим 3500—5500 м и нисходящим 6000—8000 м движением флюидов вдоль трассы $Y = 4500$ м (фиг. 7а) и $Y = 7000$ м (фиг. 7б) соответственно.

В обоих приведенных на фиг. 7 результатах расчетов латеральный поток напорной миграции флюидов, продвигающийся от правого торца модели, частично объединяется с ветвями восходящей (см. фиг. 7а) и нисходящей (см. фиг. 7б) тепловой конвекции, формируя сосредоточенные потоки эксфильтрации и инфильтрации флюидов по зоне разлома. При этом структура циркуляции флюидов на фиг. 7б в еще большей мере, чем на фиг. 5б, допускает возможность ее интерпретации как механизма образования инфильтрационных месторождений несогласия, в том числе с принятым



Фиг. 8. Структура циркуляции флюидов в модели палеогидродинамических условий формирования инфильтрационных месторождений несогласия бассейна Комболджи. Пояснения в тексте. $k_b = 1 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s^{\text{выход}} = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $k_s^{\text{вход}} = 7 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_f = 1 \times 10^{-14} \text{ м}^2$; $h_f = 3 \text{ км}$; $\text{grad } p = 2 \text{ МПа/10 км}$.

при постановке задачи моделирования условием мобилизации урана из его рассредоточенных источников при напорной миграции флюидов в объединенном водоносном горизонте.

Однако, поскольку инфильтрация в зону разлома потенциально ураноносных флюидов из объединенного водоносного горизонта на фиг. 7б инициируется наряду с вынужденной напорной миграцией, как на фиг. 6, также периодической тепловой конвекцией в зоне разлома, как на фиг. 4, то по отношению к процессу смешанной конвекции сохраняет справедливость приведенное в предыдущем разделе статьи отрицательное заключение о ее несовместимости с палеогидродинамическим условием устойчиво нисходящего движения рудообразующих растворов при формировании инфильтрационных месторождений несогласия. Таким образом, результаты анализа сценария с режимом смешанной конвекции, также, как сценария с только тепловой конвекцией, не согласуются с представлением о транспортном механизме формирования австралийских месторождений несогласия.

Фациальная зональность проницаемости трассы региональной миграции диагенетических флюидов. В литостратиграфической колонке на фиг. 2 породы формации Мамадаверре в подошве субгруппы Комболджи представлены зональной серией речных аллювиальных отложений с галечно-валунными конгломератами в нижней части разреза, сменяющихся по восстанию последовательно крупнозернистыми, среднезернистыми и затем мелкозернистыми полимиктовыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Поскольку в аллювиальных фациях “вниз по течению в общем случае

размерность осадков уменьшается, а отсортированность возрастает” (Кузнецов, 2012, с. 26, 27), грубозернистые отложения бассейна Комболджи формировались в верховьях аллювиального комплекса, более тонкозернистые фракции отлагались вниз по течению речных систем. По палеотопографической реконструкции обстановок формирования пород субгруппы Комболджи горизонты с плохо отсортированными конгломератами и крупнозернистыми песчаниками формации Мамадаверре формировались в областях с горным рельефом на территории и вблизи современных границ бассейна Комболджи, а горизонты с хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками формировались в периферических равнинных и прибрежно-морских областях, удаленных от источника кластического материала (Hiatt et al., 2021).

Диагенез осадочных пород субгруппы Комболджи обусловил контрастное различие между обстановками формирования аллювиальных отложений речных систем бассейна Комболджи и условиями миграции в них диагенетических флюидов. Диагенетические преобразования, начало которых датируется периодом времени 1798 млн лет назад (Hiatt et al., 2007; Polito et al., 2011), завершились «после достижения в нижних горизонтах субгруппы Комболджи ко времени 1700 млн лет температуры около 200°C на глубине $> 5 \text{ км}$ » (Hiatt et al., 2021, р. 1077). Эти диагенетические преобразования “поддерживали определенную степень проницаемости (часто в виде микропроницаемости) при захоронении грубозернистых отложений речных фаций, создавая диагенетические водоносные горизонты, тогда как богатые кварцем мелкозернистые литофации испытали высокую степень цементации, превратив их из осадочных

водоносных горизонтов в диагенетические водопоры” (Hiatt et al., 2021, p. 1065). Такое сочетание зонального распределения первичных обстановок осадконакопления и позднейших диагенетических преобразований при формировании водоносных и водупорных горизонтов осадочного бассейна Комболджи предопределяло отличительную особенность латеральной фациальной зональности региональных условий миграции диагенетических флюидов, выражающуюся в уменьшении флюидопроводимости пород по пути движения подземного потока от водоносных до водупорных горизонтов.

Палеогидродинамические условия формирования инфильтрационных месторождений несогласия. По принятому при постановке задачи моделирования предположению об источниках урана, его мобилизация из урансодержащих метаморфических пород бассейна Комболджи происходила при напорной миграции диагенетических флюидов по объединенному водоносному горизонту в подошве формации Мамадаверре. Поэтому для расчета влияния латеральной фациальной зональности флюидопроводимости на условия миграции урантранспортирующих флюидов было принято условие уменьшения значения проницаемости пород вдоль этой предпочтительной трассы их регионального движения. В модельной постановке это условие задавалось последовательным уменьшением проницаемости в выходном торцевом сечении объединенного водоносного горизонта $k_s^{\text{выход}}$ при постоянном значении проницаемости во входном сечении $k_s^{\text{вход}}$, которое было принято равным значению проницаемости $k_s = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ при моделировании структуры циркуляции флюидов в режиме смешанной конвекции на фиг. 7.

По результатам проведенных расчетов при таком последовательном снижении значения проницаемости по трассе миграции флюидов в объединенном водоносном горизонте в области моделирования сначала сохранялась структура циркуляции флюидов как в режиме смешанной конвекции с периодической структурой восходящего (см. фиг. 7а) и нисходящего (см. фиг. 7б) движения флюидов по зоне разлома. Но затем, начиная с относительно незначительного уменьшения проницаемости в выходном сечении объединенного водоносного горизонта до $k_s^{\text{выход}} = 7 \times 10^{-16} \text{ м}^2$ (при сохранении неизменным значения $k_s^{\text{вход}} = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ во входном сечении), в модели происходит радикальное изменение структуры циркуляции флюидов (фиг. 8) со сменой периодической тепловой конвекции в зоне разлома на нисходящую инфильтрацию диагенетических урантранспортирующих флюидов из объединенного водоносного горизонта

по зоне рудоконтролирующего разлома в фундаменте бассейна.

Ориентация векторов течения флюидов на фиг. 8а иллюстрирует процесс поступления урантранспортирующих флюидов из объединенного водоносного горизонта в зону рудолокализирующего разлома в фундаменте бассейна, как на фиг. 5б и 7б. Однако в отличие от этих ранее приводившихся примеров с периодической конвекцией, формируется нисходящая инфильтрация флюидов по всей длине зоны разлома. Это отличие, в сравнении со структурой периодической конвекции на фиг. 4а, наглядно иллюстрирует однонаправленно нисходящая ориентация векторов течения урантранспортирующих флюидов на фиг. 8б по всей зоне ортогонального к оси X рудоконтролирующего разлома.

Тестовые расчеты позволили заключить, что такая структура флюидодинамики палеогидротермальной рудообразующей системы со сменой процесса латеральной миграции урантранспортирующих флюидов по флюидопроводящему горизонту в подошве кластических отложений субгруппы Комболджи гидродинамически сопряженным режимом их последующей нисходящей инфильтрации по зоне рудоконтролирующего разлома в фундаменте бассейна устойчиво сохраняется также и при геологически реалистических значениях снижения проницаемости пород по пути движения подземного потока от водоносных до водупорных горизонтов. Поэтому такая структура может интерпретироваться как палеогидродинамическое условие формирования инфильтрационных месторождений несогласия бассейна Комболджи.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основной задачей приведенных в статье моделирующих расчетов, как это сформулировано в ее названии, была реконструкция палеогидродинамического режима формирования месторождений несогласия австралийского подтипа, именно процесса устойчиво нисходящей инфильтрации урантранспортирующих флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома в фундаменте бассейна Комболджи. При поиске решения этой задачи авторами с использованием методологии минеральных систем были последовательно рассмотрены компьютерные модели миграции флюидов в сценариях *тепловая конвекция флюидов в зоне разлома* с периодической (см. фиг. 4) восходящей и нисходящей (см. фиг. 5) свободной тепловой конвекцией флюидов в зоне разлома, *вынужденноконвективная миграция флюидов* при субкритическом значении

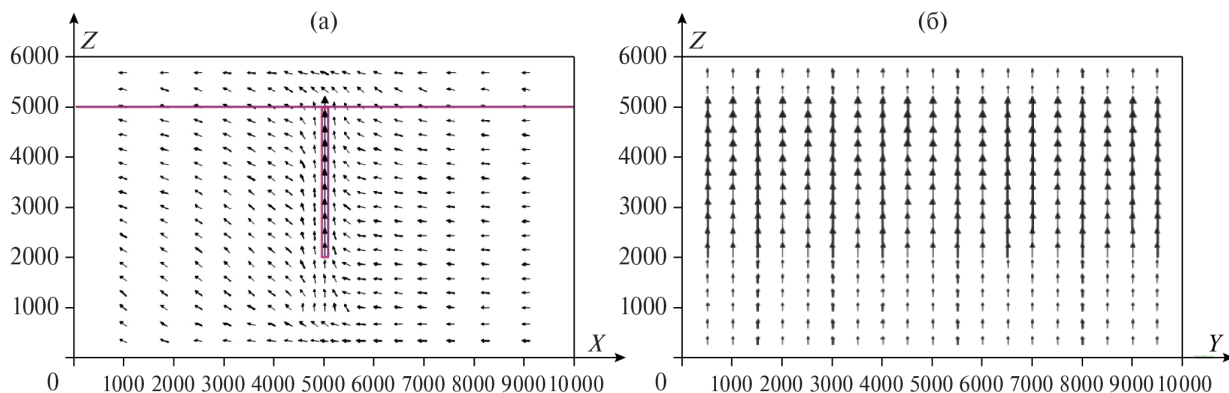
проницаемости и, соответственно, отсутствии свободной тепловой конвекции в зоне разлома (см. фиг. 6), *режим смешанной конвекции* с восходящим и нисходящим движением флюидов по зоне разлома (см. фиг. 7). Анализ результатов компьютерных расчетов структуры миграции флюидов в этих сценариях позволил прийти к заключению, что процесс периодической термоконвективной циркуляции флюидов в зоне разлома не согласуется, как это первоначально предполагалось в (Мальковский и др., 2019), “с представлением об инфильтрационном формировании австралийских месторождений несогласия района Аллигейтор-Риверс” (с. 216).

После рассмотрения всех компьютерных сценариев был предпринят анализ возможного влияния на палеогидродинамику рудообразующей системы фациальной зональности нижнего горизонта субгруппы Комболджи, который играл роль основной трассы региональной миграции урантранспортирующих флюидов. Кластические отложения этого горизонта формации Мамадаверре (см. фиг. 2) характеризует отчетливо выраженная вертикальная фациальная зональность с галечно-валунными конгломератами в нижней части разреза, которые формировались в областях с горным рельефом в верховьях аллювиальной системы речных долин бассейна Комболджи, с переходом по восстанию к крупнозернистым, среднезернистым и затем мелкозернистым полимиктовым кварц-полевошпатовым песчаникам, которые формировались в периферических равнинных областях, удаленных от источника кластического материала. Эта вертикальная фациальная зональность позволяла предполагать, что по пути регионального движения диагенетических флюидов происходила смена латеральных фациальных обстановок их миграции от грубозернистых отложений водоносных горизонтов до мелкозернистых отложений водоупорных горизонтов.

Основоположником современного понимания термина “фация” является швейцарский геолог А. Грессли, который впервые применил новую для того времени методику изучения разрезов осадочных отложений путем их сравнительного анализа не только в вертикальном направлении, но и прослеживанием слоёв в латеральном направлении по площади их распространения. Используя эту методику, Грессли “удалось распознать в горизонтальном протяжении каждого отложения различные, вполне определенные видоизменения, которые представляют постоянные особенности в его петрографическом составе” (Шатский, 1965, с. 229), которые он назвал *видами отложений* или

фациями. В отечественной геологической литературе термин «фация» стал впервые использоваться в работах Н.А. Головкинского, который ввел представление о миграции фаций, обусловленной вертикальными колебаниями земной поверхности, которые обуславливают “переход латеральной зональности осадков в вертикальную последовательность пород в разрезах при перемещении береговой линии путем постепенного наложения смежных фациальных зон” (Жидовинов, Староверов, 2008, с. 10). Позже, через 20 с лишним лет немецким ученым И. Вальтером были развиты представления о “законе корреляции фаций”, сходные с положениями о миграции фаций Н.А. Головкинского, которые утвердились в литературе как закон Вальтера, согласно которому вертикальный ряд фаций повторяет латеральный: “Только такие фации и фациальные обстановки могут залегать друг на друге в геологическом разрезе, которые ... некогда располагались рядом друг с другом” (Крашенинников, 1971, с. 253). Иными словами, “закон Вальтера показывает, что фации, залегающие согласно в вертикальном разрезе, формировались в латерально соседствующих обстановках и что фации, контактирующие по вертикали, должны быть продуктами расположенных географически рядом друг с другом обстановок” (Рединг, 1990, с. 14).

Смена в бассейне Комболджи латеральных фациальных обстановок флюидного массопереноса произошла в результате диагенетических преобразований, которые сохранили относительно повышенную флюидопроницаемость пород грубозернистых водоносных горизонтов, но обусловили уменьшение флюидопроницаемости мелкозернистых литофаций диагенетических водоупоров. Такое сочетание зонального распределения первичных обстановок осадконакопления и позднейших диагенетических преобразований, обуславливавших снижение флюидопроницаемости по пути региональной подземной миграции диагенетических флюидов, дало нам основание для проведения моделирующих экспериментов для определения влияния уменьшения флюидопроводимости пород на миграцию урантранспортирующих флюидов по объединенному водоносному горизонту в подошве осадочных отложений субгруппы Комболджи. По результатам проведенных расчетов (см. фиг. 8), такое уменьшение флюидопроводимости обуславливало нисходящую инфильтрацию диагенетических урантранспортирующих флюидов из объединенного водоносного горизонта по зоне рудоконтролирующего разлома с потенциальной возможностью формирования в фундаменте бассейна урановорудной минерализации. Поскольку такая



Фиг. 9. Структура фокусированной эксфильтрации флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома. Пояснения в тексте. $k_b = 1 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s^{\text{exod}} = 7 \times 10^{-16} \text{ м}^2$; $k_s^{\text{exod}} = 1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; $k_f = 1 \times 10^{-14} \text{ м}^2$; $h_f = 3 \text{ км}$; $\text{grad } p = 2 \text{ МПа/10 км}$.

структура флюидного массопереноса устойчиво сохранялась при геологически реалистических параметрах предполагаемых условий формирования инфильтрационных месторождений несогласия бассейна Комболджи, она интерпретировалась нами как гипотеза палеогидродинамической модели их происхождения.

По перечисленным выше определяющим параметрам минеральных систем — 1) источник урана, 2) структура флюидопроводимости и 3) движущие силы флюидного массопереноса — предлагаемая гипотеза конкретизирует приведенную в статье (Skirrow et al., 2016) “модель эволюции минеральной системы месторождений несогласия урановорудного района Аллигейтор-Риверс” (Skirrow et al., 2016, фиг. 20) и ее предполагаемую интерпретацию в заявочном докладе (Мальковский и др., 2019).

По вопросу об источнике урана в (Skirrow et al., 2016) предлагалась новая для месторождений несогласия гипотеза мобилизации урана из регионально прослеживающейся под поверхностью несогласия зоны диагенетического или гидротермального изменения урансодержащих пород фундамента бассейна мощностью около 50 м с интенсивностью выноса из нее около половины содержания урана. В (Мальковский и др., 2019) было высказано предположение, что гипотеза о мобилизации урана из зоны изменения урансодержащих пород фундамента бассейна Комболджи под поверхностью несогласия могла быть дополнена его мобилизацией из кластических фракций конгломератов и крупнозернистых песчаников переотложения пород фундамента при миграции диагенетических флюидов по водоносному горизонту над поверхностью несогласия. К этому можно добавить, что возможным источником урана могли быть также урансодержащие метаморфические породы

обширного палеотопографического поднятия Мира Хай (Myra High) на территории бассейна Комболджи (Hiatt et al., 2021, фиг. 11a), которые подвергались активной эрозии напорными потоками высокоэнергетических диагенетических флюидов водоносного горизонта формации Мамадаверре. На юго-западном склоне этого поднятия на палеотопографическом уступе поверхности несогласия высотой до 300 м предположительно сформировалось крупнейшее в урановорудном районе Аллигейтор-Риверс месторождение Джабилука (Polito et al., 2005).

Движущим механизмом флюидного массопереноса в (Skirrow et al., 2016) предполагался процесс свободной тепловой конвекции флюидов: “диагенетические рассолы проникали в богатые ураном архейские и другие породы фундамента на обширной территории, выщелачивая уран и затем транспортируя его по латеральной зоне изменения пород под поверхностью несогласия и далее вниз по сети разломов в региональной конвективной гидротермальной системе, движимой региональным магматизмом” (с. 494). Однако, поскольку движущими силами термоконвективных систем являются вертикальные градиенты плотности флюидов в поле силы тяжести, то предположение о региональной латеральной термоконвективной миграции диагенетических флюидов по площади, оцениваемой по результатам балансовых расчетов $>60 \text{ км}^2$ (с. 493), представлялось нам проблематичным. Поэтому в предлагаемой гипотезе палеогидродинамики рудообразующей системы было принято, что региональное выщелачивание урана из урансодержащих пород фундамента происходило по объединенному водоносному горизонту в подошве осадочных отложений субгруппы Комболджи при напорном движении диагенетических

флюидов, как это предполагалось в (Kyser, 2007). Движущей силой напорного потока была разность высотных отметок палеотопографического рельефа бассейна Комболджи, которая по результатам его реконструкции в (Hiatt et al., 2021, фиг. 11) “оценивалась в десятки—сотни метров” (с. 1066), при протяженности трассы подземной миграции диагенетических флюидов от водоносных до водоупорных горизонтов от 100 до 200 км.

В качестве основных структурных элементов флюидопроводимости при постановке задачи моделирования (см. фиг. 3) были приняты зона рудоконтролирующего разлома в фундаменте бассейна и объединенный водоносный горизонт в подошве осадочных отложений подгруппы Комболджи. Представление о локализации уранового оруденения при нисходящей инфильтрации уран-транспортирующих флюидов по зонам разломов в фундаменте бассейна является общепринятым для австралийских месторождений несогласия (Jaireth et al., 2015). В предлагаемой нами модели это общепринятое условие конкретизируется требованием превышения в зоне разлома критических значений проницаемости для инициации в нем процесса свободной тепловой конвекции флюидов. При этом, однако, было показано, что в сценариях с только тепловой и смешанной конвекцией в зоне разлома иницируется периодическая структура циркуляции флюидов, которая не согласуется с концепцией инфильтрационного механизма формирования австралийских месторождений несогласия.

Критическая оценка результатов расчета компьютерных моделей со сценариями периодической структуры свободной тепловой конвекции флюидов стала основанием для рассмотрения возможного влияния на палеогидродинамику рудообразующей системы фациальной зональности флюидопроводимости пород нижнего водоносного горизонта формации Мамадаверре субгруппы Комболджи (см. фиг. 2). Анализ условий региональной миграции диагенетических флюидов в масштабе бассейна Комболджи от водоносных до водоупорных горизонтов позволил обосновать представление об определяющей роли зонального снижения проницаемости пород в объединенном водоносном горизонте на условия миграции уран-транспортирующих флюидов. Реализующая это представление гипотеза палеогидродинамических условий формирования австралийских месторождений несогласия включает следующие основные положения:

1) напорный режим движения диагенетических флюидов, обусловленный разностью высотных отметок палеотопографического рельефа бассейна Комболджи;

2) мобилизация урана при напорном латеральном движении диагенетических флюидов по объединенному водоносному горизонту из регионально прослеживающейся зоны изменения урансодержащих пород фундамента бассейна под поверхностью несогласия и из кластических фракций конгломератов и крупнозернистых песчаников переотложения пород фундамента над поверхностью несогласия;

3) зональное распределение первичных обстановок осадконакопления и позднейших диагенетических преобразований, определившее формирование хорошо проницаемых водоносных горизонтов, сложенных конгломератами и крупнозернистыми песчаниками в верховьях речных долин бассейна Комболджи, и менее проницаемых водоупорных горизонтов, сложенных тонкозернистыми песчаниками в осадках равнинных рек на удалении от источника кластического материала;

4) снижение латеральной флюидопроницаемости по региональной трассе напорного движения диагенетических флюидов, задающее смену режима их латеральной миграции по объединенному водоносному горизонту в подошве осадочных отложений подгруппы Комболджи на нисходящую инфильтрацию по поперечной зоне рудоконтролирующего разлома в фундаменте бассейна;

5) структура циркуляции рудообразующих флюидов с устойчиво нисходящей инфильтрацией уран-транспортирующих флюидов из объединенного водоносного горизонта в подошве осадочных отложений бассейна Комболджи в зону поперечного рудолокализирующего разлома в фундаменте бассейна, согласующаяся с представлениями о транспортном механизме формирования австралийских месторождений несогласия.

Отличительной особенностью структуры флюидопроводимости в рудообразующей системе австралийских месторождений несогласия бассейна Комболджи было зональное снижение проницаемости по пути регионального движения диагенетических флюидов от водоносных до водоупорных горизонтов. При напорной миграции уран-транспортирующих флюидов по основному флюидопроводящему горизонту формации Мамадаверре (см. фиг. 2) это направленное снижение проницаемости играло роль определяющего палеогидродинамического условия для формирования руд месторождений по механизму нисходящей инфильтрации

исключительно в породах фундамента бассейна. Однако проведенные нами моделирующие эксперименты позволили заключить, что это условие является проявлением триггерного воздействия тренда зонального изменения проницаемости пород объединенного водоносного горизонта на структуру циркуляции флюидов. В зависимости от альтернативной направленности этого тренда, со снижением или увеличением зонального изменения проницаемости пород объединенного водоносного горизонта происходила смена режима периодической тепловой конвекции соответственно нисходящим или восходящим движениям флюидов по зоне разлома. Пример такой радикальной перестройки структуры циркуляции флюидов в модели на фиг. 8 со сменой режима периодической конвекции нисходящей инфильтрацией по зоне разлома был инициирован линейным градиентом изменения значения проницаемости пород $grad k_s = (k_s^{вход} - k_s^{выход}) / X_{lim}$ по трассе миграции флюидов с ее снижением от входного до выходного сечений объединенного водоносного горизонта $grad k_{s\downarrow} = (k_s^{вход} - k_s^{выход}) / X_{lim} = (1 \times 10^{-15} \text{ м}^2 - 7 \times 10^{-16}) \text{ м}^2 / 10^4 \text{ м} = 3 \times 10^{-20} \text{ м}^2/\text{м}$.

На фиг. 9 приведен пример перестройки структуры циркуляции флюидов при таком же по абсолютной величине, но противоположно направленном изменении значений проницаемости пород объединенного водоносного горизонта с ее увеличением от входного до выходного сечений $grad k_{s\uparrow} = (k_s^{вход} - k_s^{выход}) / X_{lim} = (7 \times 10^{-16} \text{ м}^2 - 1 \times 10^{-15}) \text{ м}^2 / 10^4 \text{ м} = -3 \times 10^{-20} \text{ м}^2/\text{м}$. При этом режим периодической конвекции трансформируется в устойчиво восходящий эксфильтрационный поток по зоне разлома.

Поскольку в канадских месторождениях несогласия формирование рудных тел происходило по механизмам как нисходящей инфильтрации, так и восходящей эксфильтрации по зонам рудоконтролирующих разломов (см. фиг. 1), представлялось очевидным задаться вопросом о возможном воздействии структур циркуляции флюидов, иллюстрируемых результатами моделирующих расчетов на фиг. 8 и 9, на формирование месторождений несогласия также и в канадском бассейне Атабаска.

Палеогидродинамика рудообразующих систем месторождений несогласия предполагает фильтрационный обмен флюидами между кластическим заполнением и метаморфическими породами фундамента осадочных бассейнов (Voiron et al., 2010). Основными каналами такого обмена в бассейне Атабаска были зоны крутопадающих разломов с субвертикальной миграцией флюидов (Jefferson et al., 2007). Однако в (Hiatt, Kyser, 2007)

по результатам систематического исследования литофаций осадочных пород группы Атабаска была разработана также гидростратиграфическая модель латеральной миграции флюидов в подошве кластического заполнения бассейна (Hiatt, Kyser, 2007, fig. 12; Kyser, Cuney, 2009, фиг. 8—14). Основным транспортным каналом латеральной миграции флюидов были хорошо проницаемые конгломераты и грубозернистые песчаники базальных литофаций MFa и MFb формации Маниту-Фолс (Manitou Falls Formation) над поверхностью несогласия (Hiatt, Kyser, 2007, фиг. 11). Они формировались при отложении высокоэнергетическими речными потоками кластического материала, “выносившегося из прилегающих палеовозвышенностей, окаймлявших восточную окраину бассейна” (Hiatt, Kyser, 2007, p. 13). При этом в изученных авторами профилях бассейна Атабаска в районах месторождений Мак-Артур Ривер и Сигар Лейк “вертикальное превышение рельефа составляло 85 м на интервале 15 км или 6 м/км по профилю Мак-Артур Ривер и 30 м на интервале 1500 м или 20 м/км по профилю Сигар Лейк” (с. 8).

Грубозернистый обломочный материал литофаций MFa и MFb нижних базальных горизонтов формации Маниту-Фолс сменяется вверх по стратиграфическому разрезу литофациями MFc и MFd «среднезернистых умеренно и хорошо отсортированных песчаников, которые интерпретируются как отложения удаленных разветвленных средне- и низкоэнергетических речных систем» (с. 7). При этом породы водоносных горизонтов формации Маниту-Фолс “подвергались широко-масштабному воздействию латеральных потоков диагенетических флюидов на расстояниях в сотни километров с проявлениями пикового диагенеза при погружении на глубину около 5 км... при температурах выше 200°C в течение как минимум 600 млн лет” (с. 4). Движущей силой латеральной миграции диагенетических флюидов “был, вероятно, тектонический наклон бассейна на восток» (с. 16).

Сравнение приведенных выборочных цитат для бассейна Атабаска из (Hiatt, Kyser, 2007) с предполагаемыми палеогидродинамическими условиями в бассейне Комболджи позволяет заключить, что обстановки формирования месторождений несогласия характеризовались наличием в подошве литостратиграфического разреза обоих бассейнов высокопроницаемого водоносного горизонта, по которому происходила палеотопографически обусловленная миграция диагенетических урантранспортирующих флюидов. Различие в представлениях об источнике урана

при этом принципиального значения не имеет, так как в качестве непосредственного источника урана месторождений в обоих бассейнах предполагались окислительные диагенетические флюиды их осадочного заполнения. Основным же отличием условий формирования месторождений несогласия в бассейне Атабаска (Канада) от предполагаемой палеогидродинамической модели формирования месторождений несогласия в бассейне Комболджи (Австралия) было отсутствие регионального тренда снижения проницаемости пород в основном флюидопроводящем горизонте бассейна Атабаска, который обуславливал бы формирование только инфильтрационных месторождений, как в бассейне Комболджи.

Однако в бассейне Атабаска на латеральную миграцию диагенетических урантранспортирующих флюидов оказывали влияние многочисленные локальные деформации рельефа поверхности несогласия, “которые являлись продуктом действия трех основных факторов: (i) образования зон хрупко-пластических разломов и изменения пород до отложения пород группы Атабаска, (ii) дифференциального выветривания и эрозии и (iii) хрупко-пластической реактивации зон ранее сформировавшихся графитсодержащих пластических сдвигов во время и после отложения пород группы Атабаска” (Li et al., 2015, с. 903). При этом характерными топографическими формами рельефа поверхности несогласия, особенно в юго-восточной части бассейна Атабаска, были «кварцитовые хребты» (quartzite ridges) (Card, 2012), породы которых с содержанием кварца от 80 до почти 100% традиционно интерпретировались как метаморфические ортокварциты осадочного происхождения (Annesley et al., 2005). Однако проведенные позднее Кардом (Card, 2014) детальные макроскопические, мезоскопические и микроскопические исследования по сопоставлению результатов геологического картирования и документации керн буровых скважин позволили заключить, что они “представляют собой не метаморфизованные кварцевые песчаники, но зоны окварцевания, возникшие в результате интенсивного взаимодействия флюид–порода” (с. 21), при метасоматическом замещении кварцем вмещающих гнейсов и пегматитов вдоль ранних разломов фундамента бассейна. При последующем аплифте породы фундамента подверглись дифференциальному выветриванию с образованием пониженных участков рельефа при избирательной эрозии метапелитовых гнейсов с сохранением окварцованных пород вдоль ранних разломов в виде линейных зон топографических поднятий.

Кварцитовые хребты, образовавшиеся на завершающих этапах Транс-Гудзонской орогении, “возможно, фактически играли двойную роль, будучи компетентными образованиями, они влияли на локализацию пост-Атабасских разломов и в то же время действовали как водоупоры, направляя потоки флюидов, связанные с минерализацией” (Li et al., 2015, с. 917). При этом в рудообразующей системе бассейна Атабаска могли реализовываться палеогидродинамические условия для инициации процессов образования как инфильтрационных, так и эксфильтрационных месторождений несогласия. Если кварцитовые выступы рельефа фундамента обладали пониженной проницаемостью по сравнению с относительно хорошо проницаемыми отложениями нижних горизонтов формации Маниту-Фоллс, то по трассе латеральной миграции диагенетических урантранспортирующих флюидов происходило направленное снижение проницаемости пород по мере приближения к кварцитовому водоупору, по трассе же дальнейшего движения потока после прохождения кварцитового водоупора происходило, наоборот, направленное повышение проницаемости. При этом, если на интервалах перед или после кварцового барьера латеральный поток ураноносных флюидов пересекал крутопадающую зону хорошо проницаемого разлома, то, согласно результатам моделирующих расчетов, приведенных на фиг. 8 и 9, вдоль зоны разлома должны были формироваться сопряженные с латеральным потоком ветви нисходящего (при тренде снижения проницаемости) или восходящего (при тренде увеличения проницаемости) движения флюидов. Такая потенциально рудопродуктивная структура циркуляции урантранспортирующих флюидов могла быть предполагаемым механизмом синхронного формирования в юго-восточной части бассейна Атабаска инфильтрационного месторождения Грифон и эксфильтрационного месторождения Феникс по различным сторонам от разделяющего их кварцового барьера.

В статье (Li et al., 2018), посвященной проблеме образования месторождений Грифон и Феникс, была предложена гипотеза их синхронного формирования в общем поле компрессионной деформации. При этом основной причиной различной инфильтрационной и эксфильтрационной локализации месторождений было различие в реологических свойствах вмещающих пород в фундаменте бассейна: “локальные вариации в геологии фундамента могут приводить одновременно как к инфильтрации, так и к эксфильтрации флюидов” (с. 290). Принимая это заключение,

концептуальная основа которого радикально отличается от проводимого нами анализа, мы со своей стороны предполагаем, что заявленная выше концепция палеогидродинамики рудообразующей системы с латеральной миграцией урантранспортирующих флюидов в подошве литостратиграфического разреза пород группы Атабаска, функционально сопряженной с процессами их субвертикальной нисходящей и восходящей миграции по зонам рудоконтролирующих разломов, может трактоваться как альтернативная версия формирования канадских месторождений бассейна Атабаска с различной локализацией по отношению к поверхности несогласия.

Месторождение Грифон локализовано на глубине от 580 до 850 м от дневной поверхности на расстоянии от 80 до 370 м от поверхности несогласия. Основная часть рудной минерализации представлена серией из четырех удлиненных линз, локализованных в “графит-пелитовых” и “пегматит-пелитовых” гнейсах вдоль зоны взброса с юго-восточным падением под углом 50° с вертикальным смещением поверхности несогласия около 60 м. Месторождение Феникс локализовано вдоль поверхности несогласия с породами фундамента на глубине около 400 м от дневной поверхности. Основной контролирующей структурой является взброс с юго-восточным падением под углом 55° с вертикальным смещением около 10 м. Рудная минерализация локализована в “графит-пелитовых” гнейсах с богатыми рудами, прилегающими к зоне разлома, который трассируется вдоль юго-восточного контакта кварцитового выступа рельефа фундамента на расстоянии около 60 м.

Приводимые ниже сведения о проницаемости пород вдоль трассы миграции диагенетических урантранспортирующих флюидов при формировании месторождений Грифон и Феникс были заимствованы из статьи (Li et al., 2018) и отчета компании Денисон Майнс (Denison Mines) по материалам разведки урановых месторождений в районе Уиллер Ривер (Reipas, 2016). Для сравнения с постановкой задачи моделирования по обеим сторонам от кварцитового выступа были выделены участки, включающие зоны разломов месторождений Грифон и Феникс, с протяженностью 10 км, как на фиг. 8 и 9. Эти участки включают последовательные интервалы по направлению движения латерального потока (Li et al., 2018, fig. 3a): 1) расстояние 9 км до разлома месторождения Грифон, 2) около 1 км от разлома месторождения Грифон до северо-западного контакта кварцитового выступа, 3) около 2 км по водоупорным породам

кварцитового выступа, 4) 60 м от юго-восточного контакта кварцитового выступа до разлома месторождения Феникс и 5) расстояние 9940 м вниз по течению от разлома месторождения Феникс. На интервалах (1) и (2) по трассе миграции происходило снижение проницаемости пород от хорошо проницаемых конгломератов и грубозернистых песчаников базальных горизонтов формации Маниту-Фолс (Hiatt, Kyser, 2007, фиг. 11) до низкопроницаемых пород кварцитового выступа. На интервале (3) происходило рассредоточенное перетекание флюидов по сечению кварцитового водоупора. На интервалах (4) и (5) происходило возвратное увеличение проницаемости пород по мере удаления от кварцитового выступа. В соответствии с этими трендами изменение проницаемости происходило, как на схемах циркуляции флюидов на фиг. 8 и 9, по зоне разлома месторождения Грифон — нисходящее, по разлому месторождения Феникс — восходящее движение флюидов.

Для проницаемости конгломератов и грубозернистых песчаников базальных горизонтов формации Маниту-Фолс было принято значение $k_{MF} = 1 \times 10^{-13} \text{ м}^2$, (Reipas, 2016, фиг. 16—1), для проницаемости пород кварцитового выступа $k_{qr} = 1 \times 10^{-17} \text{ м}^2$ (Li et al, 2018, табл. 1). При таких граничных значениях проницаемости линейный градиент изменения проницаемости пород вдоль основного транспортного канала латеральной миграции урантранспортирующих флюидов с протяженностью 10 км на интервалах (1) — (2) до северо-западного контакта кварцитового выступа при формировании месторождения Грифон равен $\text{grad } k_{\downarrow} = (1 \times 10^{-13} - 1 \times 10^{-17}) \text{ м}^2 / 10^4 \text{ м} = 9.999 \times 10^{-18} \text{ м}^2 / \text{м} \sim 1 \times 10^{-17} \text{ м}^2 / \text{м}$, при формировании вниз по течению от юго-восточного контакта кварцитового выступа месторождения Феникс $\text{grad } k_{\uparrow} = (1 \times 10^{-17} - 1 \times 10^{-13}) \text{ м}^2 / 10^4 \text{ м} = -9.999 \times 10^{-18} \text{ м}^2 / \text{м} \sim -1 \times 10^{-17} \text{ м}^2 / \text{м}$. Эти значения линейных градиентов изменения проницаемости пород по трассе латеральной миграции урантранспортирующих флюидов при формировании инфильтрационного месторождения Грифон и эксфильтрационного месторождения Феникс более чем в 300 раз превосходят значения линейных градиентов изменения проницаемости пород по объединенному водоносному горизонту в моделирующих экспериментах на фиг. 8 и 9. Поэтому приведенные результаты анализа воздействия низкопроницаемого кварцитового выступа на структуру циркуляции диагенетических урантранспортирующих флюидов в палеогидротермальной рудообразующей системе бассейна Атабаска согласуются с заявленным выше предположением

о возможном влиянии локальных топографических особенностей рельефа поверхности несогласия на формирование как инфильтрационных, так и эксфильтрационных месторождений несогласия. Обоснование такой интерпретации потребует, конечно, проведения проблемно ориентированных исследований. Однако авторы надеются, что основная идея предположения о концептуальной близости палеогидродинамических механизмов формирования австралийских и канадских месторождений несогласия заслуживает дальнейшего более детального рассмотрения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны двум неизвестным рецензентам и И.В. Викентьеву за замечания и предложения, высказанные в ходе работы над окончательной версией рукописи статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Живов В.Л., Бойцов А.В., Шумилин М.В. Уран: геология, добыча, экономика. М.: РИС «ВИМС», 2012. 304 с.
- Жидовинов Н.Я., Староверов В.Н. Фациальный анализ: Учебное пособие // Саратов: Издательский центр «Наука», 2008. 200 с.
- Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. Учеб. пособие. М., «Высшая школа», 1971. 368 с.
- Кузнецов В.Г. Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии: Учебник для вузов. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. 244 с.
- Мальковский В.И., Пэк А.А. Условия развития тепловой конвекции однофазного флюида в вертикальном открытом разломе // Известия РАН. Физика Земли. 2004. Т. 40. № 8. С. 70—78.
- Мальковский В.И., Пэк А.А., Скирров Р., Бастраков Е. О режимах миграции флюидов при формировании урановых месторождений несогласия в районе Аллигейтор-Риверс (Австралия) // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Матер. 20-й Междунар. конф. М.: 2019. С. 214—217.
- Пэк А.А., Мальковский В.И. Тепловая конвекция как возможный механизм формирования урановых месторождений типа несогласия в бассейне Атабаска (Канада) // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования: Матер. Всерос. конф. Москва 25—27 ноября. ИГЕМ РАН, 2015. С. 142—143.
- Пэк А.А., Мальковский В.И. Роль тепловой конвекции флюидов в формировании урановых месторождений типа несогласия: бассейн Атабаска (Канада) // Геология рудн. месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 201—219.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. О формировании уникально богатых руд урановых месторождений несогласия бассейна Атабаска (Канада): гипотеза многоэтапного телескопированного отложения руд // Геология рудн. месторождений. 2022. Том 64. № 1. С. 73—92.
- Тарханов А.В., Бугриева Е.П. Значимость и перспективы геолого-промышленных типов урановых месторождений. М.: ВИМС, 2017. 106 с.
- Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. I: Пер. с англ. под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Шатский Н.С. Фации и формации (Грессли и его учение о фациях). Избранные труды. Т. IV. М.: Наука, 1965. С. 219—232.
- Шумилин М.В. Урановые месторождения “несогласия”. Перспективы открытия в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 5. С. 70—75.
- Ahmad M., Hollis J.A. Chapter 5: Pine Creek Orogen: in Ahmad M. and Munson T.J. (compilers). ‘Geology and mineral resources of the Northern Territory’. Northern Territory Geological Survey, Special Publication 5. 2013. P. 5:1—5:133.
- Annesley I.R., Madore C., Portella P. Geology and tectonic evolution of the western margin of the Trans-Hudson Orogen: evidence from the eastern sub-Athabasca basement, Saskatchewan // Canadian J. Earth Science. 2005. 42. P. 573—597.
- Beaufort D., Patrier P., Laverret E., Bruneton P., Mondy J. Clay alteration associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator Rivers uranium field, Northern Territory, Australia // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 515—536.
- Binns R.A., McAndrew, Sun S.-S. Origin of uranium mineralization at Jabiluka // Uranium in the Pine Creek geosyncline. Vienna. IAEA, 1980. P. 543—562.
- Boiron M.-C., Cathelineau M., Richard A. Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity: lessons and analogies from Pb—Zn—F—Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits // Geofluids. 2010. V. 10. P. 270—292.
- Card C.D. The origins of anomalously graphitic rocks and quartzite ridges in the basement to the southeastern Athabasca Basin // Summary of Investigations 2012, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of the Economy, Misc. Rep. 2012—4.2, Paper A-6. 2012. 15 p.
- Card C. Altered pelitic gneisses and associated “Quartzite Ridges” Beneath the Southeastern

- Athabasca Basin: alteration facies and their relationship to uranium deposits along the Wollaston-Mudjatik Transition // Summary of Investigations 2013, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of the Economy, Misc. Rep. 2013—4.2, Paper A-4., 2014. 23 p.
- Cui T., Yang J. and Samson I.M. Tectonic deformation and fluid flow: implications for the formation of unconformity-related uranium deposits // *Econ. Geol.* 2012. V. 107. P. 147—163.
- Derome D., Cuney M., Cathelineau M., Fabre C., Dubessy J., Bruneton P., Hubert A. A detailed fluid inclusion study in silicified breccias from the Kombolgie sandstones (Northern Territory, Australia): Inferences for the genesis of middle-Proterozoic unconformity-type uranium deposits // *J. Geochem. Explor.* 2003. V. 80. P. 259—275.
- Derome D., Cathelineau M., Fabre C., Boiron M.C., Banks D., Lhomme T., Cuney M. Paleo-fluid composition determined from individual fluid inclusions by Raman and LIBS: Application to mid-proterozoic evaporitic Na-Ca brines (Alligator Rivers Uranium Field, northern territories Australia) // *Chem. Geol.* 2007. V. 237. P. 240—254.
- Fayek M., Kyser K. Characterization of multiple fluid events and rare-earth-element mobility associated with formation of unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan // *Can. Mineral.* 1997. V. 35. P. 627—658.
- Ferguson J., Ewers G.R., Donnelly T.H. Model for the development of economic uranium mineralization in the Alligator Rivers Uranium Field // *Uranium in the Pine Creek geosyncline*. Vienna. IAEA, 1980. P. 563—574.
- Gaboreau S., Beaufort D., Vieillard P., Patrier P. Aluminium phosphate-sulfate minerals associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator River uranium field, Northern Territories, Australia // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 83—827.
- Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples // IAEA TECDOC-1842. IAEA, Vienna. 2018. 417 p.
- Hiatt E.E., Kyser T.K., Fayek M., Polito P., Holk G.J., Riciputi L.R. Early quartz cements and evolution of paleohydraulic properties of basal sandstones in three Paleoproterozoic continental basins: Evidence from in situ $\delta^{18}\text{O}$ analysis of quartz cements // *Chem. Geol.* 2007. 238. P. 19—37.
- Hiatt E.E., Kyser T.K. Sequence stratigraphy, hydrostratigraphy, and mineralizing fluid flow in the Proterozoic Manitou Falls Formation, eastern Athabasca Basin, Saskatchewan // *EXTech IV: Geology and Uranium EXploration TEChnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*, (ed.) C.W. Jefferson and G. Delaney. Geological Survey of Canada, Bulletin 588. 2007. P. 489—506.
- Hiatt E.E., Kyser T.K., Polito P.A., Marlatt J., Pufahp P. The Paleoproterozoic Kombolgie subgroup (1.8 GA), McArthur Basin, Australia: sequence stratigraphy, basin evolution, and unconformity-related uranium deposits following the Great Oxidation Event // *Can. Mineral.* 2021. V. 59. P. 1049—1083.
- Hoeve J., Sibbald T.I.I. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada // *Econ. Geol.* 1978. V. 73. № 8. P. 1450—1473.
- Hoeve J., Sibbald T.I.I., Ramaekers P., Lewry J.F. Athabasca Basin unconformity-type uranium deposits: A special case of sandstone-type deposits? // *Uranium in the Pine Creek geosyncline*. Vienna. IAEA, 1980. P. 575—594.
- Jaireth S., Roach I.C., Bastrakov E., Liu S. Basin-related uranium mineral systems in Australia: A review of critical features // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 76. P. 360—394.
- Jefferson C.W., Thomas D.J., Gandhi S.S., Ramaekers P., Delaney G., Brisbin D., Cutts C., Quirt D., Portella P., Olson R.A. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta: Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5. 2007. P. 273—305.
- Kyser T.K. Fluids, basin analysis and mineral deposits. *Geofluids*. 2007. V. 7. P. 238—257.
- Kyser K., Cuney M. Unconformity-related uranium deposits. Cuney M., Kyser K. (Eds.). Recent and Not-so-recent Development in Uranium Deposits and Implications for Exploration // *Short Course Series*. Mineralogical Association of Canada, Quebec. 2009. P. 161—219.
- Li Z., Bethune K.M., Chi G., Bosman S.A., Card C.D. Topographic features of the sub-Athabasca Group unconformity surface in the southeastern Athabasca Basin and their relationship to uranium ore deposits // *Canadian Journal of Earth Science*. 2015. 52. P. 903—920.
- Li Z., Chi G., Bethune K.M., Eldursi K., Thomas D., Quirt D., Ledru P. Synchronous egress and ingress fluid flow related to compressional reactivation of basement faults: the Phoenix and Gryphon uranium deposits, southeastern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada // *Mineral. Deposita*. 2018. 53. P. 277—292.
- Malkovsky V.I., Pek A.A. Onset of fault-bounded free thermal convection in a fluid-saturated horizontal permeable porous layer // *Transport in Porous Media*. 2015. 110. P. 25—39.
- Needham R.S. Geology of the alligator uranium field, Northern Territory, Australia // *BMR Bulletin* 224. 1988. 96 p.
- Pek A.A., Malkovsky V.I. Linked thermal convection of the basement and basinal fluids in formation of the unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada // *Geofluids*. 2016. V. 16. Is. 5. P. 925—940.
- Polito P.A., Kyser T.K., Marlatt J., Alexabdre P., Bajwah Z., Drever G. Significance of alteration assemblages

- for the origin and evolution of the Proterozoic Nabarlek unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 111—139.
- Polito P.A., Kyser T.K., Thomas D., Marlatt J., Drevier G. Re-evaluation of the petrogenesis of the Proterozoic Jabiluka unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia // *Mineral. Deposita*. 2005. 40. P. 257—288.
- Polito P.A., Kyser T.K., Alexandre P., Hiatt E.E., Stanley C.R. Advances in understanding the Kombolgie Subgroup and unconformity-related uranium deposits in the Alligator Rivers Uranium Field and how to explore for them using lithogeochemical principles // *Australian J. Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*. 2011. 58:5. P. 453—474.
- Reipas K. Preliminary Economic Assessment for the Wheeler River Uranium Project, Saskatchewan, Canada // *National Instrument 43—101 Technical Report Prepared for Denison Mines Corporation*. 2016. 289 p.
- Skirrow R.G., Jaireth S., Huston D.L., Bastrakov E.N., Schofield A., van der Wielen S.E., Barnicoat A.C. Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework. *Geoscience Australia Record* 2009/20 // 2009. 44 p.
- Skirrow R.G., Mercadier J., Armstrong, R., Kuske, T., De-loule E. The Ranger uranium deposit, northern Australia: Timing constraints, regional and ore-related alteration, and genetic implications for unconformity-related mineralization // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 76. 463—503.
- Uranium in the Pine Creek geosyncline. Vienna. IAEA. 1980. 712 p.
- Unconformity-related Uranium Deposits. IAEA-TECDOC-1857. IAEA, Vienna. 2018. 295 p.

FLUID MIGRATION REGIMES DURING THE FORMATION OF THE UNCONFORMITY-RELATED URANIUM DEPOSITS OF THE ALLIGATOR RIVERS URANIUM FIELD, AUSTRALIA

A. A. Pek^{1, *}, V. I. Malkovsky¹, and V. A. Petrov¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: aapek@mail.ru*

In world U production, the unconformity-related deposits currently yield ~24%. The main unconformity-related deposits were found in the Athabasca U-bearing province in the southwestern part of the Canadian Shield and Alligator Rivers Uranium Field of the North Australian Shield. The deposits are localized close to the surfaces of structural-stratigraphic unconformity in the bottom of sedimentary basins: Athabasca in Canada and Kombolgie in Australia. According to a series of geological—structural parameters of formation, the Canadian and Australian unconformity-related deposits significantly differ allowing their classification as subtypes. In the Canadian deposits, the ore bodies occur both above and beneath the unconformity surface of the Athabasca basin, whereas the ores of the Australian deposits are localized exclusively beneath the unconformity surface in rocks of the basement of the Kombolgie basin. This paper is devoted to the reconstruction of paleohydrodynamic formation conditions of the Australian unconformity-related deposits. The computer models of fluid migration of following three scenarios were successively considered during the analysis of fluid mass transfer processes: (i) *thermal fluid convection in a fault zone* with periodic upward and downward free thermal fluid convection, (ii) *forced convective fluid migration* at subcritical permeability and therefore the absence of free thermal convection in the fault zone, and (iii) *mixed convection* with upward and downward fluid movement along the fault zone. We concluded that the processes of periodic thermal convective fluid circulation in the fault zone contradict the idea of infiltration mechanism of the formation of the Australian unconformity-related deposits in fault zones in the basement of the Kombolgie basin. We, therefore, considered possible influence of facies zoning of a combined aquifer in the basement of clastic sediments of the Kombolgie Supergroup on paleohydrodynamics of the ore-bearing system, which played the role of a main migration pass for U-transporting fluids. The analysis of zonal distribution of primary sedimentation environments and later diagenetic transformations of rocks of aquifers and aquitards of this basin allowed us to substantiate an idea on leading influence of zonal decrease in permeability of rocks of the combined aquifer on a circulation structure of U-transporting fluids with the change in their lateral migration in the basement of sedimentary deposits of the Kombolgie Supergroup on the downward infiltration along a transverse zone of the ore-controlling fault. This circulation of the structure of U-transporting fluids was accepted as a hypothesis of paleohydrodynamic formation conditions of Australian unconformity-related deposits exclusively in rocks of the basement of the Kombolgie basin. The additional computer calculations, however, showed that a trend of the directed change in the permeability of rocks along the lateral

movement pass of U-transporting fluids is a trigger condition, which can be responsible both for the upward and downward fluid movement along the ore-bearing fault zone depending on the direction of the trend. In the Kombolgie basin in Australia, the direction of this trend depended on the change of facies conditions on the regional migration pass of diagenetic fluids, whereas the local topographic features of the unconformity surface could affect the Athabasca basin in Canada. At an alternative trend of variation in permeability along the lateral migration of U-transporting fluids, the proposed transport mechanism of the formation of the Australian unconformity-related deposits could probably contribute also to the formation both of infiltration and exfiltration Canadian unconformity-related deposits, which are described by a paleohydrodynamic interfault geothermal convection model.

Keywords: unconformity-related uranium deposits, facies correlation law, Kombolgie basin, Athabasca basin

УДК 553.21

УСЛОВИЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ РУД ОЗЕРНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2024 г. Л. Б. Дамдинова^{a, *}, Б. Б. Дамдинов^a, И. В. Викентьев^{a, b}, В. Н. Реутский^c

^a Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, г. Улан-Удэ, 670047 Россия

^b Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^c Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*E-mail: ludamdinova@mail.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 11.07.2023 г.

Принята к публикации 21.07.2023 г.

Озерное свинцово-цинковое месторождение — крупнейшее по запасам цинка в России. Установлено, что первичные слоисто-полосчатые, массивные и брекчиевые сульфидные руды подвержены интенсивным пострудным деформациям и перекристаллизации, которые сопровождали динамический и контактовый метаморфизм. Преобразования выражаются в укрупнении размеров минеральных агрегатов и формировании карбонат-кварц-сульфидных жил и прожилков с разными соотношениями слагающих их минералов. Рудные минералы в жилах и прожилках представлены сфалеритом, галенитом и пиритом в разных соотношениях, в меньших количествах присутствуют халькопирит, пирротин, арсенопирит, марказит; изредка встречаются сульфиды и сульфосоли Ag. Жильные минералы — кварц, сидерит, марганцовистый сидерит (олигонит); также присутствуют Ва-содержащий мусковит (эллахерит) и хлорит. Установлено, что перекристаллизация руд происходила при повышенных РТ-параметрах — температуре до 535°C и давлении до 2 кбар, в присутствии относительно высоко концентрированной (соленость до 21.5 мас. % экв. NaCl) флюидной фазы. Преобразования руд в основном обусловлены процессами динамометаморфизма. Остается неопределенность как с возрастом оруденения Озерного месторождения, так и с временем развития метаморфических процессов. Это не позволяет увязать эти процессы с этапами геодинамической эволюции региона.

Ключевые слова: Озерное полиметаллическое месторождение, сульфидные руды, эпигенетические преобразования, динамометаморфизм, изотопный состав, флюидные включения

DOI: 10.31857/S0016777024020037, **EDN:** yrlxzc

ВВЕДЕНИЕ

Озерное свинцово-цинковое месторождение — крупнейшее по запасам цинка в России. Оно было открыто в 1963 г. в результате проверки комплексной геофизической аномалии (Тарасова и др., 1972). Месторождение расположено в Курбино-Еравнинском рудном районе Западного Забайкалья (Гордиенко, Нефедьев, 2015) и является крупнейшим объектом Озернинского рудного узла, в пределах которого известны также около 20 мелких и средних по запасам колчеданно-полиметаллических, золото-полиметаллических, железорудных, медно-баритовых и др. месторождений; в водотоках известны промышленные россыпи золота. Исследования месторождений Озернинского рудного

узла делятся более 60 лет, но до сих пор многие вопросы их происхождения остаются предметом дискуссий.

Озерное месторождение большинством исследователей относится к гидротермально-осадочному типу (Тарасова и др., 1972; Ковалев, Бусленко, 1992; Васильев, 1977 и др.) и характеризуется низкой степенью метаморфизма и относительно хорошей сохранностью первичных текстур сульфидных руд, что выражено в широком развитии их слоистых и брекчиевых разностей (Дистанов, Ковалев, 1975). В то же время отмечается частичная регенерация сульфидных руд в локальных участках динамического и контактового метаморфизма, а также кремнещелочного метасоматоза, однако обычно

считается, что объем связанных с такими процессами руд незначителен (Ковалев, Бусленко, 1992).

Наблюдения показывают, что руды достаточно часто несут признаки эпигенетических преобразований – динамометаморфизма, перекристаллизации; широко развиты карбонат-кварц-сульфидные жилы и прожилки, происхождение и *РТ*-параметры формирования которых остаются неизвестными. При этом следует отметить, что перекристаллизованные руды и кварц-сульфидные прожилки, в отличие от первичных руд, характеризуются крупнокристаллическим либо гнездовым строением, с крупными совместными выделениями сфалерита и галенита, которые становятся преобладающими минералами руд. То есть вторичные преобразования, как правило, приводят к улучшению качественных показателей руд, в том числе, и к природному обогащению полезными компонентами первичных мелко-тонкозернистых гидротермально-осадочных руд. Причем масштабы этих процессов, по-видимому, намного шире, чем представлялось ранее. Для реконструкции геологических процессов, вызывающих эпигенетические преобразования полиметаллических руд, и оценки их влияния на руды месторождения проведено изучение минерального состава наиболее богатых перекристаллизованных руд, карбонат-кварц-сульфидных жил и прожилков, а также выполнены термобарогехимические исследования флюидных включений в жильных минералах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Основная часть Озернинского рудного узла, в состав которого входит Озерное полиметаллическое месторождение, сложена стратифицированными палеозойскими образованиями, слагающими останец (провес кровли) площадью около 250 км² в поле развития позднепалеозойских гранитоидов Ангара-Витимского батолита. В палеотектоническом плане рудный узел входит в состав Удино-Витимской структурно-формационной зоны, реконструированной в качестве палеоостроводужной системы (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). Удино-Витимская зона является одним из краевых сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса в южном обрамлении Сибирского кратона. Район характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского (ϵ – S_1), раннегерцинского (S_2 – C_{1-2}) и позднегерцинского (PZ_3) структурных этажей (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016).

Рудовмещающая толща ранее традиционно относилась к кембрийской олдындинской свите

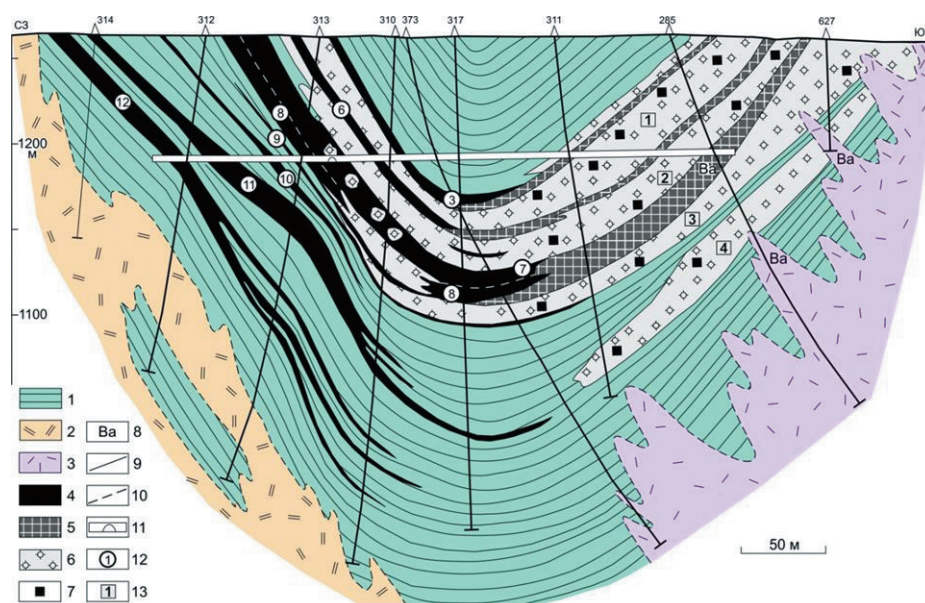
(Тарасова и др., 1972), в составе которой выделялось несколько подсвит. Нижняя подсвита, преимущественно вулканогенная, на Озерном месторождении представлена туфами и лавами риодацитов, переслаивающимися с известняками, туфами и углистыми мелкообломочными туффитами. Верхняя подсвита в рудном поле сложена туфами и лавами среднего и кислого составов, известковистыми и кремнистыми, нередко углистыми мелкообломочными туффитами, серыми слоистыми и массивными известняками, известняковыми брекчиями и гравелитами с туфогенно-карбонатным цементом.

Позднее из состава кембрийской олдындинской свиты были выделены карбонатно-терригенная озернинская (S_2 ?– D_3f), терригенно-туфогенная кыджимитская (D_3fm – C_1t) и туфогенно-карбонатно-терригенная ульзутуйская (C_1v-s) толщи, а также вулканогенные сурхейтинская (C_{2-3}) толща и тамирская свита (P_2) (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2023). Озернинская толща является основанием разреза средне-верхнепалеозойского комплекса и несогласно, с базальными конгломератами, залегает на нижнепалеозойских известняках и вулканитах олдындинской свиты.

Рудовмещающие отложения в рудном поле Озерного месторождения полого (15° – 20°) падают на юго-восток (Нефедьев, 2009) и слагают крыло крупной синформы, которое осложнено более мелкими складками, образующими цепь глубоких, кулисообразно расположенных брахисинклинальных складок северо-восточного простирания, в том числе Озерной. Складка асимметрична с более крутым (50° – 85°) северо-западным крылом и более пологим (35° – 50°) юго-восточным. Пачки, слагающие Озерную синклиналь, характеризуются быстрым изменением мощности и фациального состава осадков. Упомянутые признаки позволили сделать вывод о том, что описанные складки являются конседиментационными, а особенности отложений обусловлены неравномерным опусканием морского дна (Васильев, 1977).

Проявления интрузивного магматизма в рудном поле Озерного месторождения представлены силлообразными и секущими телами риолитов и дацитов, дайками андезитовых порфириров, сиенит-порфириров, долеритов и трахидолеритов. Гранитоиды, присутствующие в рудном поле месторождения, отнесены к позднепалеозойскому бичурскому комплексу.

Рудные тела были детально разведаны до глубины 350 м (фиг. 1). Мощность основной продуктивной толщи колеблется от 140 до 230 м. Ее разрез



Фиг. 1. Схематический геологический разрез Озерного месторождения (упрощенно по Ковалеву и др. (2005) с учетом данных Р.С. Тарасовой (1972). 1 – вмещающие вулканогенные и терригенно-карбонатные породы; 2, 3 – автомагматические брекчии дацитов и андезидацитов (2), риолитов и риодацитов (3); 4 – субпластовые тела сульфидных полиметаллических руд; 5 – перекристаллизованные сульфидные полиметаллические руды; 6 – сидериты; 7 – прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация; 8 – баритовая минерализация; 9, 10 – геологические границы установленные (9) и предполагаемые (10); 11 – штольня и квершлаг; 12, 13 – номера пластовых залежей полиметаллических руд (12) и сидеритов (13).

включает 12 рудных залежей, представляющих собой серию пластообразных рудных тел, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м. Внутреннее строение рудных тел неоднородно, с чередованием слоев колчеданно-полиметаллических руд, туфов, мелкообломочных туффитов и известняковых брекчий, в различной степени обогащенных сульфидами. По морфологии и внутреннему строению выделяют четыре типа рудных тел: 1) пластовые залежи, выдержанные по форме и распределению колчеданного оруденения; 2) лентовидные пластообразные залежи неоднородного внутреннего строения; 3) сложные по форме уплотненные залежи с неравномерным распределением колчеданного оруденения; 4) линзовидные залежи небольших размеров. Сульфидные тела залегают, в целом, согласно с вмещающими породами, границы их в основном резкие. Протяженность рудных тел 1300–2340 м, а мощность меняется от 1 до 30–50 м, возрастая от флангов к центральным частям. Следует отметить, что около одной третьей части объема рудных тел сложено перекристаллизованными рудами, пространственно ассоциирующими с пластовыми телами сидеритовых руд (см. фиг. 1), происхождение которых считается метасоматическим (Ковалев, Бусленко, 1992).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографические и минераграфические исследования проводились с использованием рудно-петрографических микроскопов марок Olympus BX-51 и Полар-3. Большинство аналитических исследований выполнены в ЦКП “Геоспектр”, ГИН СО РАН г. Улан-Удэ: химический состав минералов определялся Е.В. Ходыревой и С.В. Кананиным методом рентгеноспектрального микроанализа на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP с энерго-дисперсионным спектрометром INCA Energy 350; изотопный состав кислорода проанализирован В.Ф. Посоховым и В.Л. Посоховой на масс-спектрометре Finigan MAT 253, погрешность полученных значений составила не более 0.2–0.3‰. Исследование индивидуальных флюидных включений (ФВ) в кварце и карбонатах выполнялось методами термометрии, криометрии и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопии). Для определения температур общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда водных растворов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений температур от –196 до +600°C. Стандартная аппаратурная ошибка измерений составляет ± 0.1 в отрицательной и $\pm 5^\circ\text{C}$ в положительной области температур. Оценку содержания солей во включениях находили

по температуре плавления льда, используя двухкомпонентную водно-солевую систему ($\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$) через эквивалент NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). Преобладающая соль в водном растворе включений определялась по температуре эвтектики, характеризующей водно-солевую систему (Борисенко, 1977).

Состав газовой фазы индивидуальных ФВ определен на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 в РЦ “Геомодель”, аналитик В.Н. Бочаров (НП СПбГУ), при 50× увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см^{-1} . Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514.5 нм с мощностью 1–50 мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-этало-ну (520.7 см^{-1}). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек с количеством повторов от 2 до 15.

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен в “Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Первичные руды

Состав первичных руд изучается с начала геолого-разведочных работ, с 60-х годов прошлого века (Тарасова и др., 1972; Дистанов, Ковалев, 1975; Ковалев, Бусленко, 1992; Викентьев и др., 2023 и др.). Главные рудные минералы Pb-Zn рудных залежей – пирит, сфалерит и галенит, второстепенные – магнетит, халькопирит, марказит, блеклая руда и арсенопирит. К более редким относятся борнит, пирротин и самородное серебро. Среди нерудных минералов преобладают сидерит, кальцит, барит, кварц, доломит, анкерит, серицит и хлорит.

Первичные руды представлены массивными (фиг. 2а), полосчатыми и брекчиевыми разновидностями. К характерным признакам первичных руд месторождения относится широкое развитие полосчатых (слоистых и псевдослоистых) текстур (фиг. 2б), чему способствуют в целом невысокая нарушенность месторождения пострудными пликативными и дизъюнктивными нарушениями. Заметную роль в колчеданных залежах играют брекчиевидные руды (фиг. 2в, г), сложенные обломками известняков, сидеритов, яшмоидов, метасоматитов и сульфидных руд, в том числе слоистых с сульфидным (галенитовым, галенит-сфалеритовым и др.) и сульфидно-карбонатным цементом.

Брекчиевидные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды составляют около 36% от объема руд.

Перекристаллизованные руды

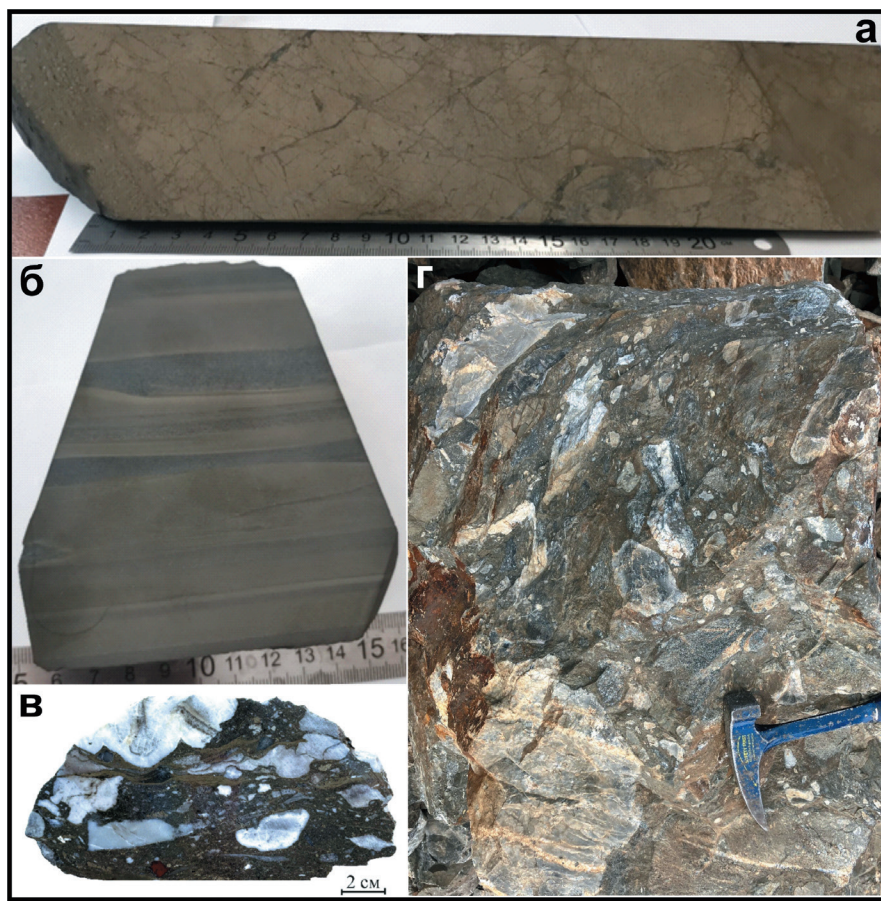
Несмотря на кажущуюся “недеформированность” руд, эпигенетические преобразования первичных слоисто-полосчатых и брекчиевидных руд проявлены достаточно широко. Среди признаков перекристаллизации руд наиболее распространены следующие: укрупнение выделений рудных минералов вплоть до образования сливных рудных агрегатов мономинеральных галенита или сфалерита (фиг. 3а, в), наличие деформационных текстур, указывающих на динамометаморфизм руд, развитие жильной и прожилковой минерализации.

Жилы (фиг. 4а) и прожилки развиваются по пластовым сульфидным рудам и могут иметь секущие взаимоотношения с первичными рудами, а также залегать субсогласно со слоистостью руд. Жилы характеризуются кварц-карбонат(сидерит)-сульфидным составом, с разными соотношениями перечисленных минералов (фиг. 4б–е), от карбонатно-кварцевых с гнездами сульфидов, до существенно-сульфидных, с небольшим количеством кварца и карбоната в интерстициях.

Обычно главный жильный минерал представлен кварцем, который имеет светлую окраску, от практически молочно-белой до светло-серой (фиг. 4б, в, г). Кварц образует либо сплошные скопления (фиг. 4б), либо встречается в виде округлых, овальных или изометричных зерен, пространство между которыми заполнено рудными минералами, карбонатами и др. (фиг. 4в, д).

Карбонаты в жилах и прожилках имеют ксеноморфный облик, заполняют интерстиции между другими минералами, участками находятся в тесном срастании с агрегатами хлорита (фиг. 5в). По химическому составу они представлены сидеритом и марганцовистым сидеритом (олигонитом) с содержанием Mn до 10.8 мас. % и Mg до 3.3 мас. %.

Слюда в рудах представлена мусковитом, который встречается в виде единичных зерен вытянутой таблитчатой формы размером до 300 мкм (фиг. 5а, б, г), либо в виде скоплений агрегатов таблитчатой формы с ярко-выраженной зональностью (фиг. 5в). Мусковит практически всегда содержит примесь ВаО (5.08–7.66 мас. %) и относится к бариевой разновидности – розовому мусковиту (эллахериту); содержания K_2O в нем несколько ниже теоретического состава мусковита, от 8.73 до 10.26 мас. % (за счет замещения барием), содержания MgO варьируют от 0.75 до 1.77 мас. %. Зональность мусковита обусловлена вариациями в распределении



Фиг. 2. Фотографии первичных руд. а — образец керна первичной массивной руды; б — слоисто-полосчатая руда; в — образец брекчиевой руды; г — глыба брекчиевых руд.

бария и железа. Так, более светлые полосы (фиг. 5в) содержат относительно повышенные концентрации BaO (≥ 7 мас.%) и FeO (6.2–7.3 мас.%), относительно темные участки зерен обеднены BaO (до 5.7 мас.%) и FeO (≤ 4.9 мас.%).

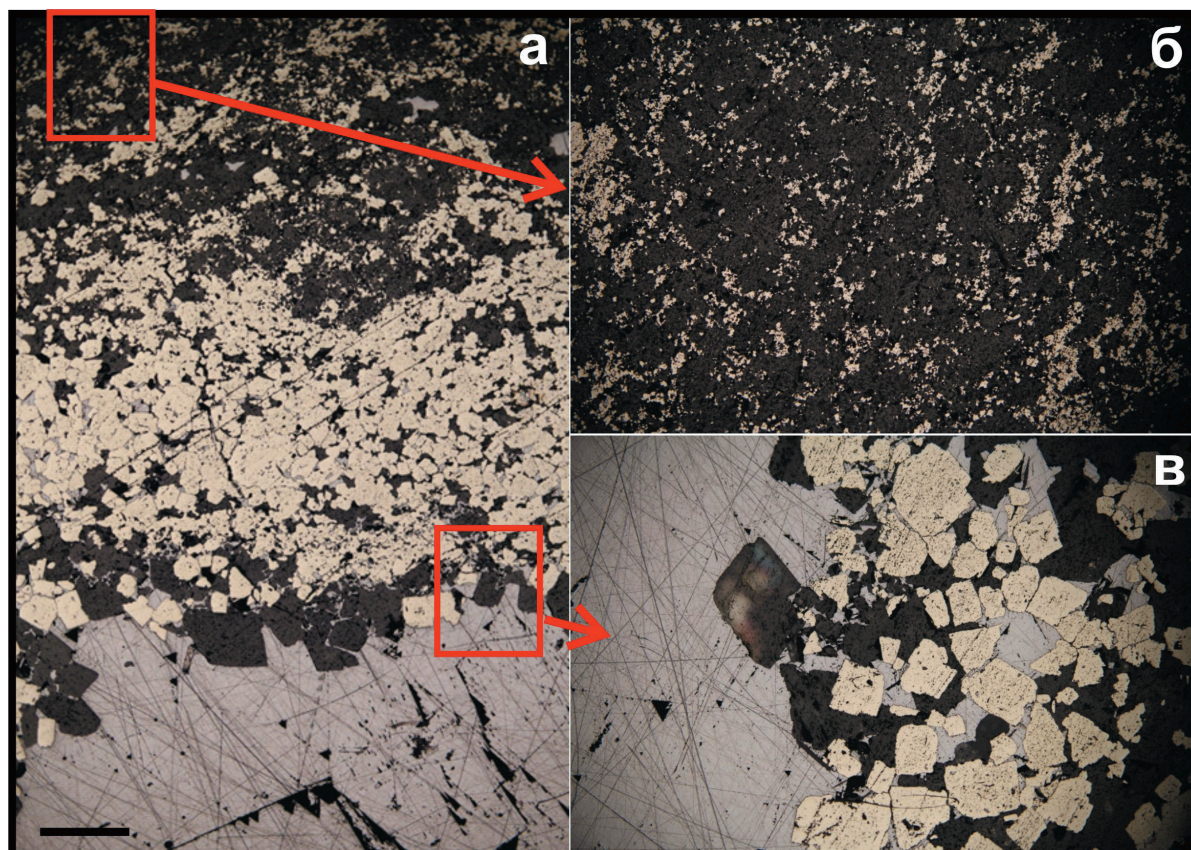
Хлорит образует агрегаты неправильной ксеноморфной формы, нередко в тесном сростании с сидеритом (фиг. 5в). Кроме этого, в сплошных рудах отмечаются единичные гипидиоморфные кристаллы фосфата РЗЭ — рабдофана вытянутой формы (фиг. 5г). Кристаллы частично корродированы пиритом.

Рудные минералы прожилков представлены сульфидами: сфалеритом, галенитом и пиритом в разных соотношениях (фиг. 3, 4, 5), в меньших количествах присутствуют халькопирит, пирротин, арсенопирит, марказит, сульфиды и сульфосоли Ag. Пирит участками образует сплошные, практически сливные агрегаты с более мелкими включениями галенита и сфалерита (фиг. 5г), иногда пирит присутствует в виде скоплений мелких кристаллов кубической формы (фиг. 5а). Галенит в основном образует ксеноморфные выделения (фиг.

5а, б) или включения в агрегатах пирита. Сфалерит встречается в виде выделений в агрегатах пирита или в виде мелких одиночных зерен. В некоторых участках отмечаются ксеноморфные полиминеральные агрегаты акантита Ag_2S и пиростильпнитита Ag_3SbS_3 (фиг. 5а, б) в сростании с галенитом и сфалеритом, заполняющие пространства между гипидиоморфными кристаллами пирита.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА

Изотопный состав серы в сульфидах из прожилков характеризуется относительным обогащением тяжелым изотопом, но значения $\delta^{34}S$ сильно варьируют в пределах 8.2–25‰ (табл. 1, фиг. 6), что свидетельствует о гетерогенном источнике серы. Расчет температур образования сульфидов по изотопному геотермометру (по парам галенит–сфалерит и пирит–галенит) показал интервал значений 430–450°C; по флюидным включениям (см. ниже) параметры близкие.



Фиг. 3. Микрофотографии руды Озерного месторождения. а — общий вид руд, где при перекристаллизации происходит укрупнение минеральных зерен и появляются участки сплошных галенитовых агрегатов; б — увеличенный фрагмент аншлифа (красный квадрат) с участком мелкозернистой руды, в — увеличенный фрагмент участка аншлифа, где наблюдается переход к сливным галенитовым рудам. Длина линейки — 0.2 мм.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в кварце составляют 16.9–17.9‰ (табл. 2). Расчет изотопного состава равновесного флюида для температуры 450°C показал значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}} = 13.6\text{--}14.6\text{‰}$, что соответствует значениям, характерным для метаморфических вод (фиг. 7).

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

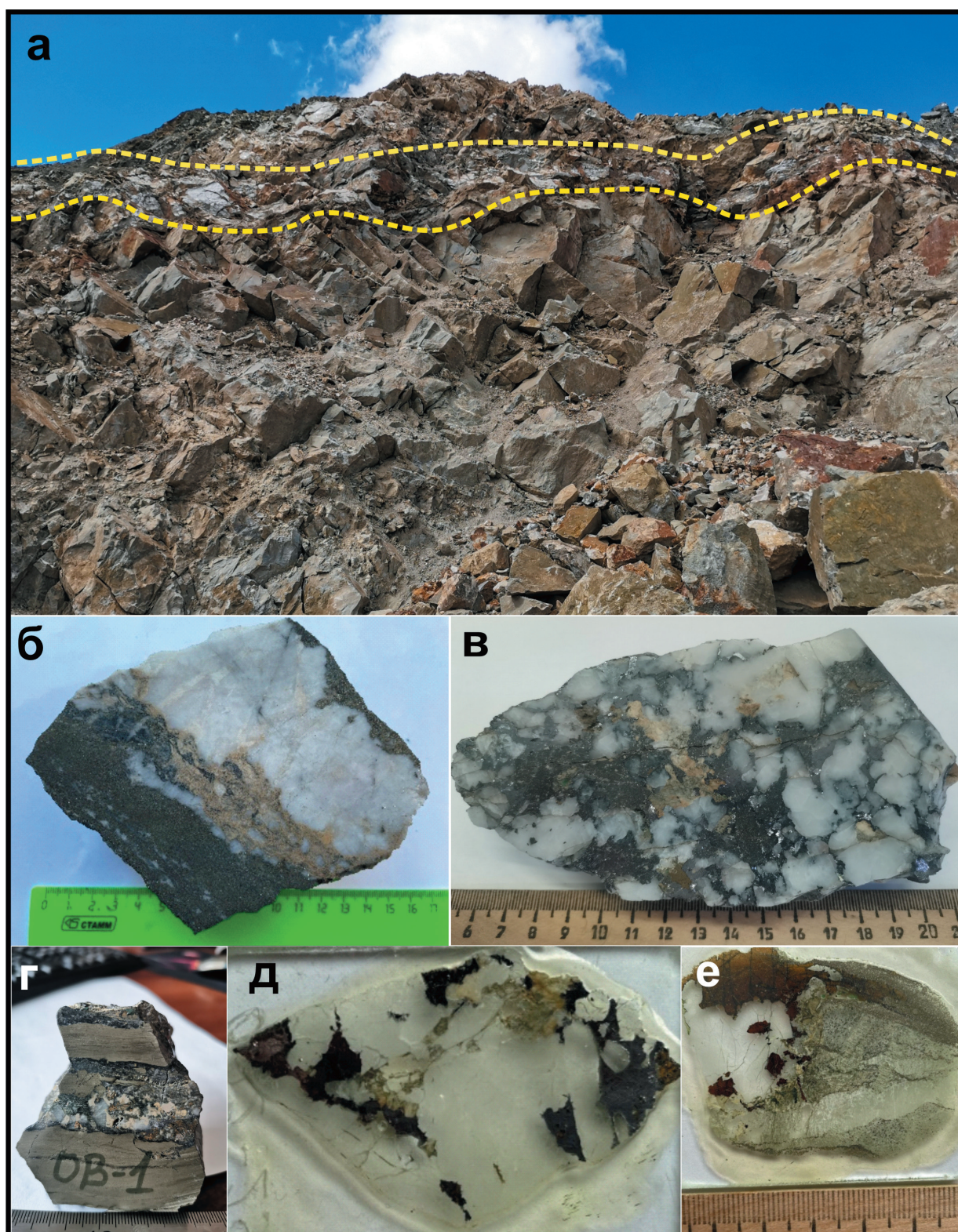
Для выяснения условий перекристаллизации руд были проведены исследования флюидных включений (ФВ) в кварце и сидерите из вышеописанных сидерит-кварц-сульфидных жил и прожилков. Были изучены первичные ФВ, отобранные согласно известным критериям первичности (Реддер, 1987). Все изученные включения имеют двухфазовый состав (газ > жидкость) и размеры в интервале от первых до 10 мкм, в единичных случаях до ~20 мкм.

Большая часть изученных включений находится в зернах кварца (фиг. 8а–в, г, е). Такие ФВ часто имеют округлую или изометричную форму и относительно крупную газовую фазу. Большая

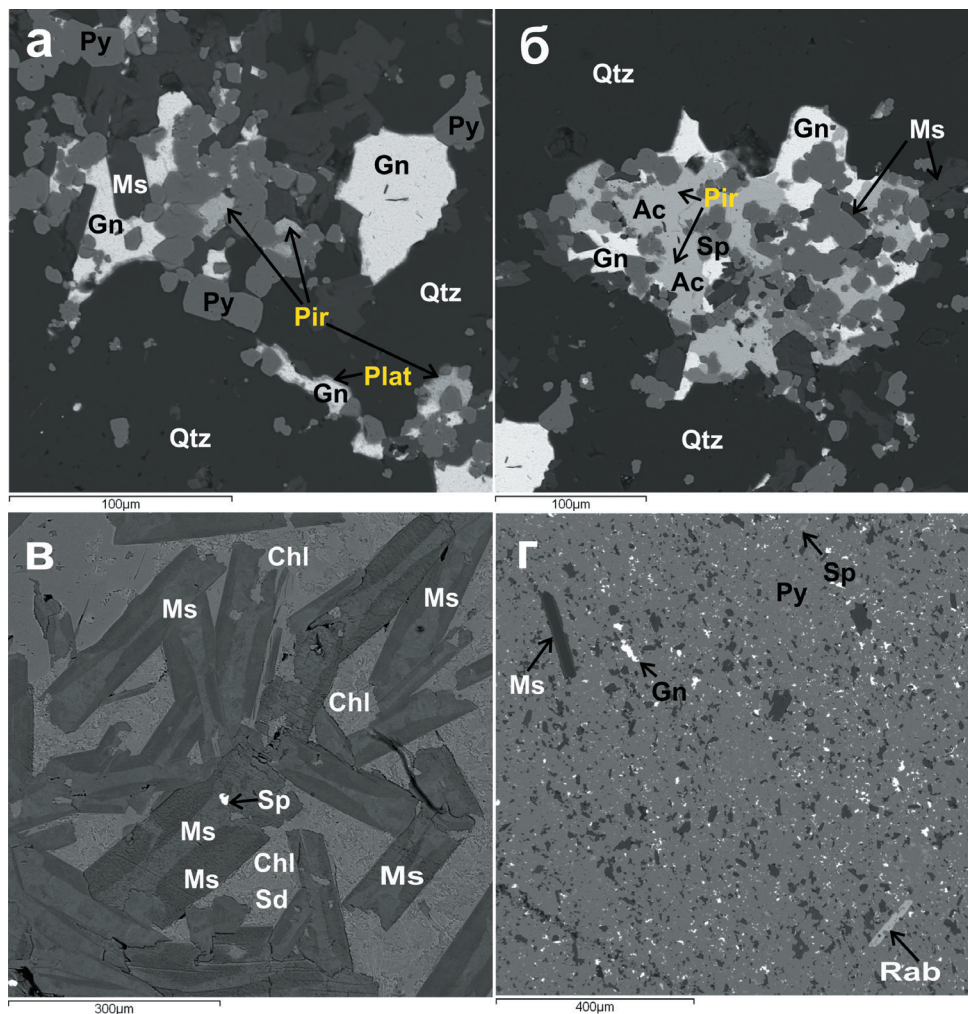
часть таких включений гомогенизируется в жидкую фазу (фиг. 8а, б) при температурах гомогенизации в интервале от 420 до 200°C, единичные включения при температуре 505°C (фиг. 9). Кроме этого, в некоторых зернах кварца отмечаются более редкие включения овальной или изометричной формы (фиг. 8в, г), которые гомогенизируются в газовую фазу при относительно более высоких температурах от 535–390°C и одно ФВ — при 300°C (см. фиг. 9).

Температуры плавления льда во включениях в кварце менялись от –18.7 до –5 °C, соответственно солёность растворов варьировала в диапазоне от 21.5 до 7.9 мас. % экв. NaCl. Температуры эвтектики соответствуют двум диапазонам –21.2...–23.4 и –38...–55°C. Такие значения наиболее соответствуют солевым системам NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, MgCl₂–KCl–H₂O и CaCl₂–NaCl–H₂O.

В некоторых зернах кварца в пределах одной зоны роста отмечаются группы мелких ($\leq 2\text{--}5$ мкм) сингенетических существенно-газовых (С-Г) и существенно-водных (С-В) флюидных включений (фиг. 8е). Наличие таких ФВ является свидетельством периодов



Фиг. 4. Жилы и прожилки с полиметаллической сульфидной минерализацией в рудных телах Озерного месторождения. а – кварц-сульфидная жила мощностью до 2 м (обозначена пунктиром) в западной стенке Восточного карьера; б, в, г – образцы кварц-карбонат-сульфидных прожилков; д, е – полированные пластины из кварц-карбонат-сульфидных прожилков.



Фиг. 5. Микрофотографии руд в обратно-рассеянных электронах. а, б — взаимоотношения минералов в кварц-сульфидных жилах; в — сечения таблитчатых кристаллов зонального мусковита, которые в интерстициях цементируются агрегатами хлорита и сидерита; г — участок массивной существенно пиритовой руды, с мелкими включениями галенита, сфалерита и редкими вытянутыми зернами мусковита и рабдофана. Сокращения названий минералов: Qtz — кварц, Ms — мусковит, Chl — хлорит, Sd — сидерит, Py — пирит, Gn — галенит, Sp — сфалерит, Ac — акантит, Pir — пиростильпнит, Rab — рабдофан, Plat — платнерит.

гетерогенизации (вскипания) рудообразующих растворов. Это позволяет считать, что измеренные температуры гомогенизации были близки к истинным значениям температур минералообразования, что подтверждается данными по изотопной термометрии. Так, расчет температур изотопного равновесия в парах пирит—галенит, галенит—сфалерит показал значения температур 430—450°C, что попадает в интервал измеренных температур гомогенизации ФВ.

В зернах сидерита встречаются относительно редкие первичные флюидные включения, которые также имеют небольшие размеры от первых микрон до ~10 микрон (фиг. 8д). Диапазон температур гомогенизации этих включений несколько

ниже по сравнению с включениями из кварца, он варьирует от 320 до 219°C (фиг. 9). Температуры плавления льда заметно ниже и меняются в интервале от –3.5 до –6°C, что соответствует общей солености растворов – 5.7–9.2 мас. % экв. NaCl. Температуры эвтектики в этих включениях определить не удалось.

Газовый состав включений, определенный методом рамановской спектроскопии, показал наличие CO₂ в некоторых включениях. Кроме CO₂ идентифицирован CH₄.

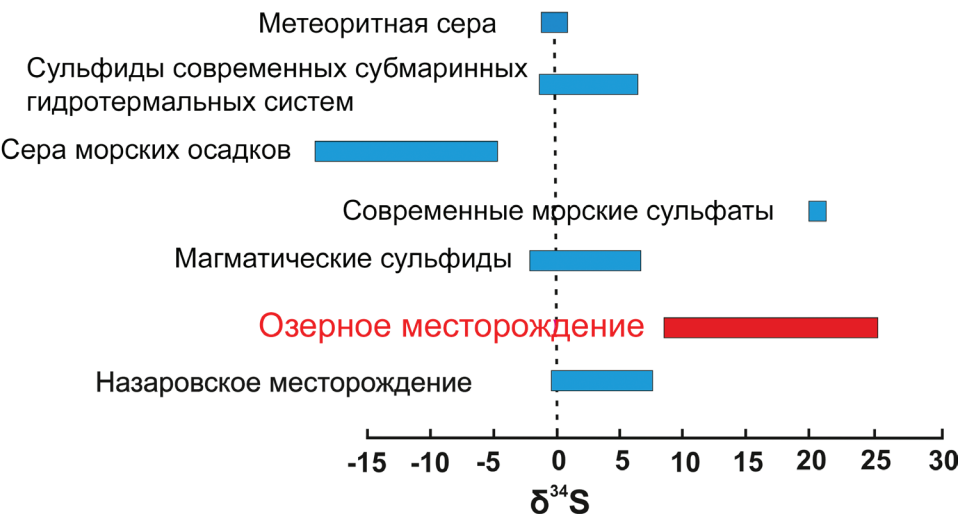
Расчет давлений минералообразования по фенгитовому геобарометру, по данным разных авторов (табл. 3) и по программе NOKIEFLINCS_H₂O-NaCl,

Таблица 1. Изотопный состав сульфидной серы в перекристаллизованных рудах Озерного месторождения

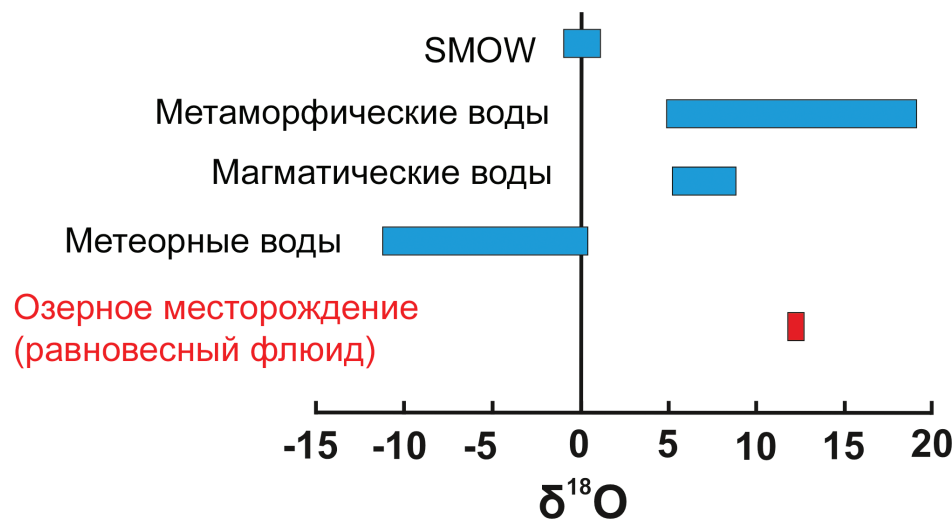
№ п/п	№ обр.	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$ флюида
1	Oz-B2	галенит	21.2	450	9.6
2	O22-104	сфалерит	21.2		
3	O22-118	халькопирит	10.5		
4	O22-118-1	пирит	10.4		
5	O22-126	халькопирит	15.4		
6	O22-18	халькопирит	10.0		
7	O22-25	пирит	10.4		
8	O22-25-1	галенит	8.4		
9	O22-27	сфалерит	9.3		
10	O22-3	сфалерит	22.5		
11	OB-3	сфалерит	8.2	430	14.2
12	OB-4	галенит	15.8		
13	OB-4A-1	галенит	12.9		
14	OB-4A-2	сфалерит	14.4		

Таблица 2. Изотопный состав кислорода

№ обр.	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ кварца	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида
O22-3	Кварц	17.9	14.6
O22-18	Кварц	17.2	13.9
O22-25	Кварц	17.3	14.0
O22-27	Кварц	16.9	13.6
O22-104	Кварц	17.9	14.6



Фиг. 6. Изотопный состав серы в сульфидах из кварц-сульфидных прожилков. Здесь и далее – значения для природных резервуаров даны по (Hoefs, 2009).



Фиг. 7. Изотопный состав кислорода в равновесном флюиде.

показал согласующиеся значения в интервале 875–2054 бар.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Первичные руды Озерного месторождения представлены субпластовыми залежами массивных, слоисто-полосчатых и брекчиевых сульфидных руд, количественно преобладающим минералом которых является пирит. Одной из технологических проблем, связанных с качеством сырья Озерного месторождения, стала плохая обогатимость первичных руд вследствие их тонкозернистого строения и субмикронной размерности выделений главных промышленных минералов – галенита и сфалерита. Обилие пирита (не извлекается из руд и остается в хвостах) также накладывает ограничения для утилизации отходов горного производства. В то же время, самыми богатыми по содержанию главных полезных компонентов (Pb и Zn) и относительно легкообогащаемыми являются перекристаллизованные руды, поскольку они характеризуются крупнокристаллическим строением и высокими содержаниями сфалерита и галенита. На долю перекристаллизованных руд приходится около трети от всего объема руд (фиг. 1). Следовательно, можно

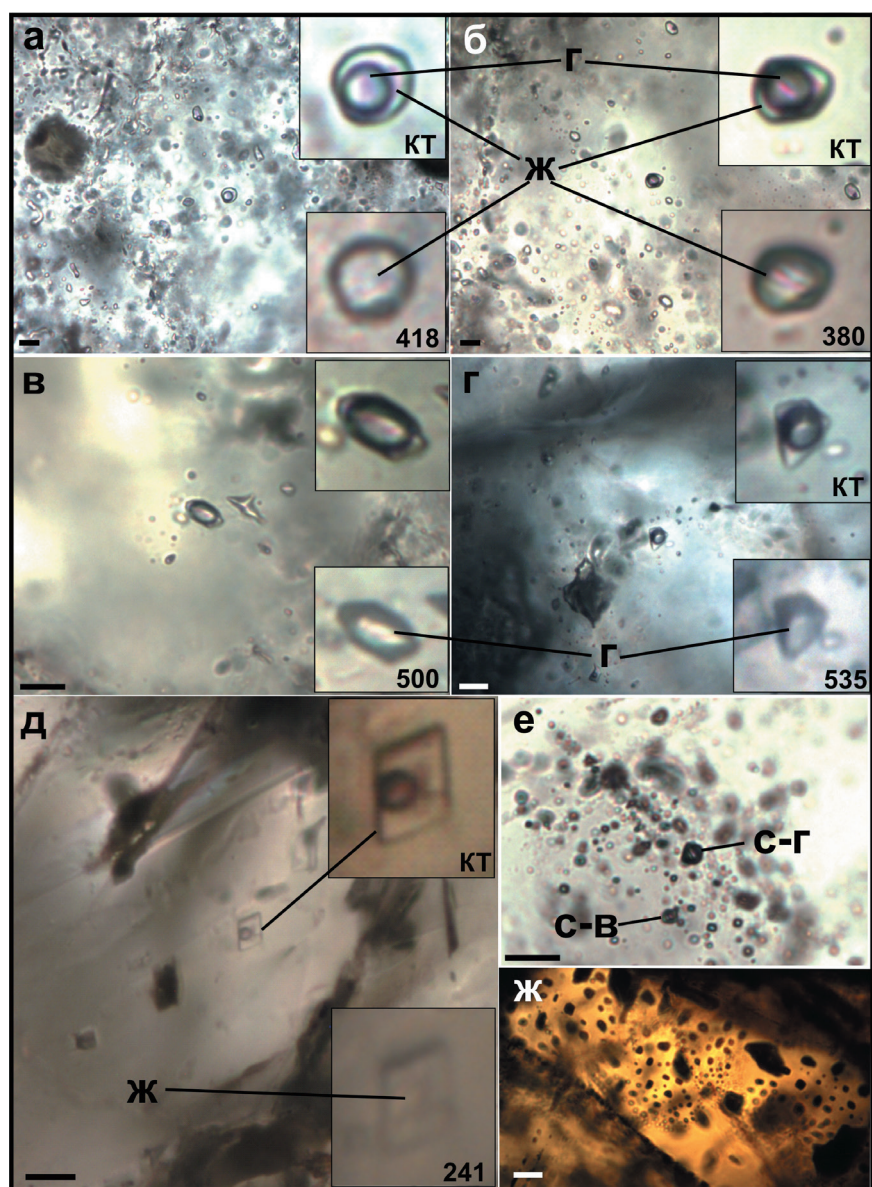
предполагать, что эпигенетические процессы развиты намного шире, чем ранее предполагалось.

Изотопный состав кислорода, отвечающий формированию кварца из метаморфических вод, доказывает метаморфогенное происхождение кварц-сульфидных жил и прожилков. Наряду с текстурными признаками – будинированием, рассланцеванием первичных руд – появление метаморфогенного кварца дополнительно подтверждает преобразование первичных руд в результате метаморфических процессов.

Широкие вариации измеренных значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (от 8 до 25‰) свидетельствуют о гетерогенном источнике их серы. Изотопный состав серы в перекристаллизованных рудах в целом соответствует составу первичных руд Озерного месторождения. Относительно утяжеленные значения изотопного состава отвечают сере, восстановленной из сульфатов (Ковалев и др., 1998). Скорее всего, главным источником серы при формировании сульфидных руд явилась сера, восстановленная из сульфатов, в которой в качестве примеси добавлялась магматическая (ювенильная) сера. Следует отметить, что сульфатные минералы (барит) широко распространены в рудном поле Озерного месторождения и, по-видимому, присутствовали

Таблица 3. Расчетные давления по геобарометрам

№ п/п	Геобарометр	T, °C	P, bar	Ссылка
1	Фенгитовый (по составу мусковита)	430	937–2054	Massone, Schreyer, 1987
2	Фенгитовый (по составу мусковита)	430	1608–1985	Caddick, Thompson, 2008
3	Программа NOKIEFLINCS_H ₂ O-NaCl (по ФВ)	450	875–1914	Steele-MacInnis et al., 2012

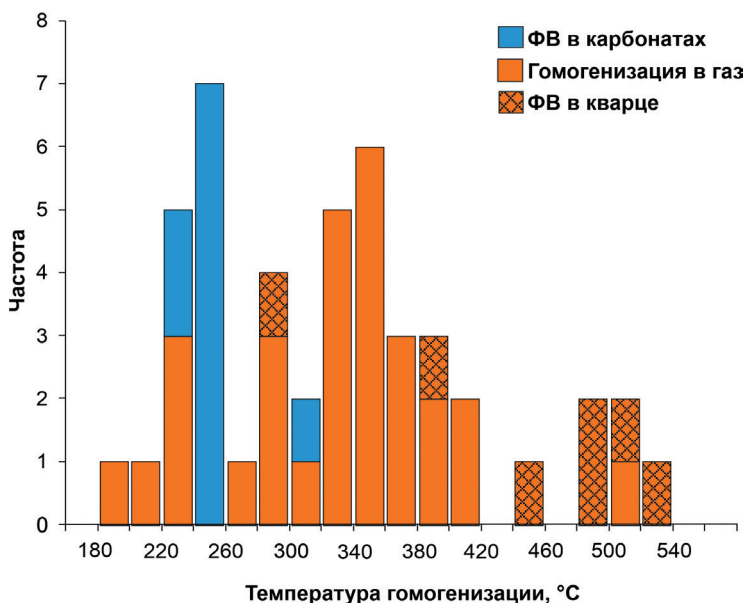


Фиг. 8. Фотографии первичных двухфазовых флюидных включений. а, б — одиночные флюидные включения округлой изометричной формы в кварце, общий вид и увеличенные фото ФВ при комнатной температуре (КТ) и при температуре гомогенизации в жидкость (T_g указана цифрами); в, г — флюидные включения в кварце, гомогенизирующиеся в газ; д — первичное флюидное включение в сидерите; е — группа относительно мелких сингенетических существенно-водных (С-В) и существенно-газовых (С-Г) ФВ; ж — многочисленные газовые включения в зерне сфалерита. Длина линейки — 10 мкм.

и в составе рудовмещающих осадочных толщ. Идентичность изотопных составов серы в первичных и перекристаллизованных рудах свидетельствует о том, что значимого изотопного фракционирования серы при метаморфизме не происходило.

По результатам изучения перекристаллизованных руд, в истории эволюции температурных условий отложения их кварца условно можно выделить 2 этапа (фиг. 9): более ранний высокотемпературный (~535–480°C) и поздний среднетемпературный (~400–200°C) — регрессивный. Карбонаты,

в частности сидерит, отлагались на более поздних стадиях при понижении температур до 320–219 °C. Совместно с карбонатом развивался хлорит, что можно рассматривать как диафорез. Общая концентрация солей рудообразующих растворов в процессе отложения с понижением температур менялась от относительно высокосолёных (21.5 до 7.9 мас. % экв. NaCl) до растворов с низкой солёностью около 5.7 мас. % экв. NaCl. Основные солевые компоненты, по данным криометрии, представлены хлоридами Na, K, Mg и Ca.



Фиг. 9. Интервалы температур гомогенизации флюидных включений из кварца и сидерита.

Таким образом, наши исследования показывают, что перекристаллизация руд происходила в достаточно высокотемпературных условиях, в присутствии относительно высококонцентрированной (соленость до 21.5 мас. % экв. NaCl) флюидной фазы. Температура процессов достигала 535°C, а давление — 2 кбар, что соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Экспериментальные данные показывают, что такие условия благоприятны для миграции и переотложения главных рудообразующих компонентов — Zn, Pb — совместно с силикатным веществом, прежде всего кварцем (Дамдинов и др., 2022). При этом возможна ремобилизация рудного вещества из вмещающих пород и дополнительное обогащение перекристаллизованных руд (Викентьев, 1987, 2004; Викентьев и др., 1988). Высококонцентрированные рассолы переносят рудное вещество и в низкотемпературных условиях, как показывают результаты исследования эпигенетических Pb–Zn месторождений типа Долины Миссисипи (MVT) (Leach et al., 2005).

Причины развития метаморфических процессов и возраст соответствующих событий в Озернинском рудном узле достоверно не установлены, вероятнее всего, они были обусловлены тектоническими процессами в ходе эволюции Удино-Витимской структурно-формационной зоны. Известно, что глобальный этап тектоно-магматической активизации структур южного обрамления Сибирской платформы был связан с коллизионными процессами и формированием Монголо-Охотского

складчатого пояса, сопровождавшимися становлением гигантского Ангаро-Витимского батолита, на герцинском этапе развития Удино-Витимской зоны, в период 320–280 млн лет (Цыганков и др., 2010; Руженцев и др., 2012). Ареально-узловое развитие оруденения в Удино-Витимской зоне, с уникальной по богатству и разнообразию рудной минерализацией в Озернинском узле, не исключает в качестве гипотезы возможности участия для этого времени крупного подкорового источника металлов, как это, например, недавно показано для Рудного Алтая (Чернышев и др., 2023).

Вероятно, в этот период 300 ± 20 млн лет происходило сильнейшее преобразование первичных колчеданных руд, хотя не исключено, что эти процессы начались на более ранних тектоно-метаморфических этапах. Поскольку данные по возрасту руд Озерного месторождения остаются дискуссионными (см. дискуссию в работе Викентьев и др., 2023), то увязать процессы эпигенетических преобразований с определенными этапами геодинамического развития региона пока не представляется возможным.

ВЫВОДЫ

1. Перекристаллизация первичных руд Озерного Pb–Zn месторождения выражается в укрупнении размеров минеральных агрегатов и формировании карбонат-кварц-сульфидных жил и прожилков с разными соотношениями указанных минералов.

2. Рудные минералы жил и прожилков представлены сульфидами: сфалеритом, галенитом и пиритом в разных соотношениях, в меньших количествах присутствуют халькопирит, пирротин, арсенопирит, марказит, сульфиды и сульфосоли Ag. Жильные минералы — кварц, сидерит, марганцовистый сидерит (олигонит); также присутствуют Ва-содержащий мусковит (эллахерит) и хлорит.

3. Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что процессы перекристаллизации руд происходили при повышенных *PT*-параметрах, температуре до 535°C и давлении до 2 кбар, в присутствии относительно высококонцентрированной (соленость до 21.5 мас. % экв. NaCl) флюидной фазы, в составе газовой фазы установлены CO₂ и CH₄. Высокотемпературные условия подтверждаются данными изотопной термометрии. На поздней стадии руды подвергались диафорезу.

4. Преобразования руд обусловлены процессами динамометаморфизма, но неопределенность с возрастом оруденения Озерного месторождения не позволяет оценить время развития метаморфических процессов и увязать их с этапами геодинамической эволюции региона. Это требует дальнейших исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного Фонда № 22–17–00106.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
- Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. № 1. 1987. С. 66–76.
- Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю., Дорофеева В.А. Тектонический и флюидный режим метаморфогенного перераспределения рудного вещества Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Докл. АН СССР 1988. Т. 299. № 1. С. 172–175.
- Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
- Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирина А.В., Дамдинова Л.Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип — пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений, 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236.
- Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Ветлужских Т.А. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124.
- Дамдинов Б.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Дамдинова Л.Б., Котельникова З.А., Ахмеджанова Г.М., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальные исследования транспорта компонентов сульфидных руд в присутствии флюидной фазы при повышенных *PT*-параметрах // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 209–216.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 172 с..
- Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1992. 214 с.
- Ковалев К.Р., Дистанов Э.Г., Перцева А.П. Вариации изотопного состава серы сульфидов при вулканогенно-осадочном рудообразовании и метаморфизме руд Озернинского рудного узла в Западном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 336–353.
- Ковалев К.Р., Рипп Г.С., Дистанов Э.Г., Баулина М.В. Железисто-магнезиальные карбонаты и вариации изотопов углерода и кислорода на гидротермально-осадочном колчеданно-полиметаллическом месторождении Озерное (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 383–397.
- Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- Нефедьев М.А. Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 184 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Природа включений и методы их исследования. Т. 1. М.: Мир, 1987. 558 с.
- Руженцев, С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

- Тарасова Р.С., Ближнюк М.В., Бабкин И.Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. Вып. 143.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Дергачев А.Л., Раткин В.В. Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC–ICP–MS изучения изотопного состава свинца // Геохимия. 2023. № 2. С. 545–569. 10.31857/S001675252306002X
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Ed. by Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena. 1994. P. 117–130.
- Caddick M.J., Thompson A.B. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 156. P. 177–195.
- Hoefs J. Stable isotope geochemistry. 6th edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009. 285 p.
- Leach D.L., Sangster D.F., Kelley K.D., Large R.R., Garven Grant, Allen C.R., Gutzmer Jens, Walters Steve. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective: Society of Economic Geologists. Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume, 1905–2005. 2005. p. 561–607.
- Massonne H.J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 96. P. 212–224.
- Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J. HokieFlincs_H₂O–NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl // Computers and Geosciences. 2012. V. 49. P. 334–337.

CONDITIONS OF RECRYSTALLIZATION OF ORES OF THE OZERNOE POLYMETALLIC DEPOSIT (WESTERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA)

L. B. Damdinova^{1, *}, B. B. Damdinov¹, I. V. Vikentyev^{1, 2}, and V. N. Reutsky³

¹Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, 670047 Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

³Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia

*e-mail: ludamdinova@mail.ru

The Ozerne lead–zinc deposit is the largest in Russia in terms of zinc reserves. It has been established that primary layered–banded, massive and brecciated sulfide ores were subject to intensive post-ore deformation and recrystallization, which accompanied dynamic and contact metamorphism. The transformations are expressed in the increase in the size of mineral aggregates and formation of carbonate–quartz–sulfide veins and veinlets with different ratios of constituent minerals. Ore minerals in veins and veinlets are represented by sphalerite, galena, and pyrite in different proportions; chalcopyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, and marcasite occur in smaller quantities; and Ag sulfides and sulfosols are rare. The vein minerals are quartz, siderite, and manganese siderite (oligonite); Ba-bearing muscovite (ellacherite) and chlorite are also present. It was established that recrystallization of ores occurred at elevated *PT*-parameters—up to 535°C and up to 2 kbar—in the presence of relatively highly concentrated fluid phase (salinity up to 21.5 wt. % eq. NaCl). Ore transformations are mainly caused by processes of dynamometamorphism. There is still uncertainty both with the age of ore mineralization of the Ozerne deposit and with the development time of metamorphic processes. This does not allow linking these processes with the stages of geodynamic evolution in the region.

Keywords: Ozerne polymetallic deposit, sulfide ores, epigenetic transformations, dynamometamorphism, isotopic composition, fluid inclusions

УДК 553.461:553.21/.24

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ХРОМОВЫХ РУД ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2024 г. П. Б. Ширяев^{а, *}, Н. В. Вахрушева^а

^аИнститут геологии и геохимии УрО РАН,
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

*E-mail: pavel.shiryayev@gmail.com

Поступила в редакцию 16.05.2022 г.

После доработки 16.08.2023 г.

Принята к печати 23.08.2023 г.

В работе освещены результаты изучения окислительно-восстановительного состояния хромовых руд основных промышленно значимых типов, развитых в ультрамафитах райизско-войкарского комплекса Полярного Урала. Исследованы хромититы, залегающие в различных геологических обстановках – в разной степени метаморфизованных породах дунит-гарцбургитового комплекса и крупных дунитовых телах. Впервые на представительной выборке анализов (более 150 образцов) произведена оценка фугитивности кислорода и температуры оливин-шпинелевого равновесия в хромовых рудах массивов Рай-Из и Войкаро-Сынынский.

На каждом из изученных объектов железистости минералов линейно возрастают от хромититов к вмещающим их ультрамафитам. Температура оливин-шпинелевого равновесия в хромититах изменяется в пределах 550–800°C. Фугитивность кислорода в глиноземистых хромититах составляет в среднем FMQ +0.5–1.5 лог. ед., в среднехромистых – FMQ +1.5–2.5 лог. ед., в высокохромистых – превышает +2.5 лог. ед. относительно буфера FMQ. Фугитивность кислорода в густовкрапленных хромититах на 0.5–1 лог. ед. выше, чем в убоговкрапленных и редковкрапленных. Значения T – fO_2 параметров отвечают коровым условиям и близки установленным в метаультрамафитах исследованных массивов.

Полученные данные могут свидетельствовать о том, что концентрирование рудного компонента и образование хромоворудных залежей происходит не только в мантийных или нижнекоровых условиях, характеризующихся значениями fO_2 , близкими к буферу FMQ, но и в результате корового метаморфизма ультрамафитов, идущего в окислительной обстановке.

Ключевые слова: хромовые руды, Полярный Урал, ультрамафиты, окислительно-восстановительное состояние, оливин-шпинелевое равновесие, рудообразование, метаморфизм

DOI: 10.31857/S0016777024020049, **EDN:** yqlomw

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса хромовых руд в ультраосновных породах офиолитовой ассоциации остается дискуссионной. За минувшее столетие взгляды на петрогенезис хромитоносных альпинотипных ультрамафитов значимо изменились. До 1970-х гг. большая часть исследователей связывала их образование с процессами кристаллизации и дифференциации основной или ультраосновной магмы. Возникновение в 1970-х гг. парадигмы тектоники литосферных плит привело к изменению этой модели. Ультрамафиты дунит-гарцбургитовой ассоциации стали рассматриваться как продукты частичного плавления мантии в центрах спрединга под срединно-океаническими хребтами (Книппер, 1975; Добрецов, Молдаванцев и др., 1977; Колман, 1979; Савельева, 1987; и др.). В современных

работах установлено, что диапазон геотектонических обстановок, в которых происходит формирование офиолитов, существенно шире (Савельева, Перцев, 1995; Dilek, Furnes, 2011; и др.). Ультрамафиты офиолитовой ассоциации являются мантийными тектонитами, перемещенными из верхней мантии в земную кору в твердо-пластичном состоянии. Тем не менее, образование подиформных хромититов по-прежнему связывается с кристаллизацией расплавов, но, по современным данным, локализованных в пределах изолированных каналов внутри гипербазитовых тел. Эти расплавы образуются как в результате частичного плавления мантии в центрах спрединга, так и в результате плавления слэба. Смешение расплавов различного состава или взаимодействие расплава с вмещающими ультрамафитами может приводить к его

пересыщению хромом, и впоследствии — к кристаллизации из него рудообразующего минерала (Zhou, 1994; Arai, Abe, 1995; Батанова, Савельева, 2009; и др.). Источником хрома, необходимого для кристаллизации хромшпинелида (особенно в масштабах промышленного оруденения), является пороодообразующий энстатит мантийных перидотитов, для которого характерно повышенное содержание данного элемента (Савельева и др., 2013; Payot et al., 2013; Arai, Miura, 2016).

В то же время основных расплавов или вулканитов с повышенным содержанием хрома, то есть потенциальных первичных для хромититов магм, не обнаружено. Вулканиты основного состава, встречающиеся в надсубдукционных обстановках, содержат менее 0.1 мас. % оксида хрома при среднем содержании элемента в этих породах 0.02 мас. % (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>; Николаев и др., 2016). В экспериментах Н. Боуэна было установлено, что при взаимодействии с хромшпинелидом базальтовый расплав обогащается алюминием, а не хромом (Боуэн, 1934), что ставит под сомнение саму возможность образования гибридной рудогенерирующей магмы. В экспериментальном исследовании П. Рёдера и И. Рэйнольдса изучена растворимость хрома в базальтовых расплавах, искусственно пересыщенных хромшпинелидом — главным концентратом хрома в перидотитах. Полученные результаты показывают, что в P - T - fO_2 условиях, характерных для геологических обстановок, в которых происходит образование и эволюция земных базальтов, растворимость хрома невелика, и его содержание в стекле остается близким к кларковому для мафитов. Повышение растворимости Cr отмечается в восстановительной обстановке при fO_2 ниже буфера FMQ (Roeder, Reynolds, 1991). Против магматической кристаллизации рудообразующих хромшпинелидов свидетельствует и отсутствие в них расплавных включений. В хромитах часто встречаются многофазные кристаллические включения, состоящие из оливина, минералов группы амфибола, слюд, хлоритов (Melcher et al., 1997; Li et al., 2005; Borisova et al., 2012; Пушкарев и др., 2015; и др.) и их ассоциаций. Эти включения имеют форму отрицательных кристаллов, или же минералы, входящие в их состав, являются идиоморфными по отношению к вмещающему хромшпинелиду. Первичное происхождение включений природных магматических расплавов в рудообразующих шпинелидах, подобных описанным в исследованиях базит-ультрабазитовых комплексов Южного Урала, вмещающих Fe—Cu—(Co—Ni) оруденение (Tesalina et al., 2003), является спорным. В работах,

посвященных исследованию включений, рассматриваемых в качестве расплавных, производится прогрев образца при температуре около 1250°C, вследствие чего происходит плавление кристаллических фаз (Schiano et al., 1997; Симонов и др., 2008 и др.).

Вопросы хромитообразования в большинстве научных работ обсуждаются в контексте петрогенезиса ультрамафитов. В публикациях, посвященных исследованию хромититов, выявляются факты, свидетельствующие об их длительной твердофазной минеральной и структурной эволюции — парагенетическая связь хромшпинелида с водосодержащими метаморфическими и гидротермальными минералами, следы его твердо-пластического течения и динамической рекристаллизации, синдеформационная, несимметричная химическая зональность в минерале (Строение ..., 1990; Arai, Akizawa, 2014; Пушкарев и др., 2015; Satsukawa et al., 2015; и др.).

В работах А.Б. Макеева хромититы ультрамафитовых массивов Полярного Урала рассматриваются как продукты “большеобъемного регионального метасоматоза” (Макеев, Брянчанинова, 1999; 2014; и др.). Источником рудного вещества, по мнению авторов, служит пороодообразующий энстатит ранней генерации. При подъеме мантийного диапира в изменяющихся PT -условиях минерал становится неустойчивым и перекристаллизовывается с образованием энстатита, диопсида и хромшпинелида. Рудное вещество выносится флюидом в ослабленные зоны, где формируются тела хромититов (Макеев, Брянчанинова, 1999; 2014).

Полученные результаты и интерпретации обуславливают необходимость более детального исследования хромититов, в частности их окислительно-восстановительного состояния.

Используя геотермометр и оксигарометр собственной калибровки, К. Больхауз с соавторами показали, что фугитивность кислорода (fO_2) в породах верхней мантии изменяется относительно буфера FMQ от –3 до 1 лог. ед. (Ballhaus et al., 1991). Для базальтов, являющихся мобилизатором при частичном плавлении верхнемантийного вещества, характерны более высокие fO_2 (от FMQ –1 в базальтах COX до FMQ +2 в таковых океанических островов, и FMQ +3 в островодужных базальтах).

По данным С. Даре с соавторами (Dare et al., 2009), гарцбургиты из супрасубдукционных зон варьируют по фугитивности кислорода в пределах от +0.5 до +1.75 ед. выше буфера FMQ, а гарцбургиты срединно-океанических хребтов от –2.5 до +0.5 ед. Авторы связывают эту особенность с тем, что в надсубдукционных условиях перидотиты

взаимодействуют с расплавами, содержащими окисленный флюид, следами просачивания которых являются жилы дунитов.

Исследования параметров образования наиболее типичных разновидностей ультрамафитов и метаультрамафитов массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский выполнены в работе И.С. Чашухина с соавторами (Чашухин и др., 2007). В породах дунит-гарцбургитового комплекса Войкаро-Сыньинского массива установлены температуры оливин-шпинелевого равновесия в среднем 700–800°C и фугитивность кислорода 0.5–2 лог. ед. выше буфера FMQ. В метаультрамафитах массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский температура оливин-шпинелевого равновесия составляет 570–780°C, фугитивность кислорода FMQ +2.5 – +5.3 лог. ед. (Чашухин и др., 2007). Эти значения fO_2 в породах дунит-гарцбургитового комплекса интерпретируются отдельными авторами (Белоусов и др., 2009; Шмелев, 2011; и др.) как признак взаимодействия перидотитов с расплавами над зоной субдукции.

В настоящее время работ, посвященных исследованию окислительно-восстановительного состояния хромовых руд, в мировой литературе крайне мало. В хромититах Бушвельдского массива проведено измерение фугитивности кислорода методом электрохимической ячейки. Установлено, что акцессорные хромовые шпинели более восстановлены по сравнению с рудообразующими; повышение фугитивности кислорода на 0.5–1.0 лог. ед. сопровождается процессом концентрации шпинелида в слои массивных хромовых руд. Фугитивность кислорода в хромититах отвечает значению FMQ +1–1.5 ед. при температуре 1160–1200°C (Snethlage, Von Gruenewaldt, 1977).

Как в глиноземистых, так и в высокохромистых хромовых рудах Кемпирсайского массива определены значения фугитивности кислорода от FMQ –1 до +1.4 лог. ед. при температуре оливин-шпинелевого равновесия 1000–1100°C (Чашухин и др., 2007). Авторы отмечают, что в крупных рудных телах наблюдается увеличение fO_2 с глубиной, что, по их мнению, свидетельствует о переносе рудных компонентов при хромитообразовании восстановленным флюидом. В работе Ф. Мельчера с соавторами получены данные о более окислительных условиях образования высокохромистых хромититов этого массива – FMQ +2 при температуре 1000–1200°C (Melcher et al., 1997). В другом исследовании хромититов Кемпирсайского массива (Hu et al., 2022) установлены значения fO_2 во вкрапленных разновидностях – FMQ +1.6, в сплошных – FMQ +1.4. В сплошных рудах для расчетов использован

состав оливина из околорудных дунитов. Вариация параметров, установленных авторами исследований, может являться следствием гетерогенности месторождений хромититов Кемпирская.

Выводы, сделанные в статье, посвященной вопросу генезиса хромовых руд массива Рай-Из (Xiong et al., 2020), также основаны на исследовании окислительно-восстановительного состояния хромовых руд и ультрамафитов. Авторами изучена небольшая и неоднородная выборка образцов (дунит, гарцбургит и хромитит). Обсуждающийся в статье гарцбургит представлен неметаморфизованной разновидностью, на что указывает химический состав породообразующих минералов. Такие гарцбургиты не встречаются в разрезах, вмещающих хромитовые месторождения и крупные рудопроявления массива, а образуют небольшие реликтовые блоки среди метаультрамафитов на юго-востоке и северо-западе Рай-Иза (Строение ..., 1990; Вахрушева и др., 2017). В гарцбургитах установлена крайне низкая фугитивность кислорода $dlog fO_2$ (FMQ) = –2.8...–0.8 ед., а в хромититах и дунитах – fO_2 (FMQ +1.2 – +2.4), что согласуется с нашими результатами (Вахрушева и др., 2017). Сопоставление хромититов и дунитов, залегающих в областях развития метаультрамафитов, с неметаморфизованными гарцбургитами привело авторов к выводу о том, что дуниты и хромититы образовались в результате взаимодействия гарцбургитов с флюидом в надсубдукционной обстановке (Xiong et al., 2020).

Как видно из приведенного выше краткого обзора, опубликованные данные об окислительно-восстановительном состоянии хромититов и рудовмещающих ультрамафитов немногочисленны и вызывают множество вопросов. Фугитивность кислорода значимо варьирует как в ультрамафитах, так и в хромовых рудах. Комплексное изучение закономерностей изменения окислительно-восстановительного состояния хромовых руд и рудовмещающих ультрамафитов на примере Полярно-уральских хромитоносных массивов и составляет цель нашего исследования. В отличие от рассмотренных выше работ мы целенаправленно изучили оливин-шпинелевое равновесие и фугитивность кислорода в рудах различных минеральных типов – высоко- и среднехромистого, а также глиноземистого. Для высокохромистых и глиноземистых руд, в которых наблюдалась широкая вариация содержания рудообразующего хромшпинелида, изучалось влияние фугитивности кислорода на густоту вкрапленности хромовой руды. Подобные исследования выполнены для хромовых руд Полярного Урала впервые.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав хромовых шпинелей и оливинов определен при помощи микрозондового анализа в лаборатории ГЕОХИ РАН (установка Cameca CAMEBAX—Microbeam, аналитик Н.Н. Коннова). Отдельные химические анализы выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (установка Cameca SX-100, аналитики В.А. Булатов, А.В. Михеева, И.А. Готтман). Рентгеноструктурный анализ выполнен в ИМин УрО РАН на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000 (аналитик П.В. Хворов). ЯГР-спектры получены на спектрометре CM2201 (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитики Н.К. Никандрова, А.Б. Миронов).

Для расчетов температуры и фугитивности кислорода были использованы геотермометр и оксибарометр, разработанные К. Больхаузом, Р. Берри и Д. Гринном (Ballhaus et al., 1991) на основе уравнений Г. О’Нейла и В. Уолла (O’Neill, Wall, 1987). Термометр и оксибарометр применимы для исследования как пироксенсодержащих, так и беспироксеновых пород. Для его калибровки использовались хромшпинелиды с хромистостью 20–95%, что позволяет изучать как глиноземистые, так и высокохромистые хромовые руды. Точность геотермометра, по данным (O’Neill, Wall, 1987), составляет $\pm 100^\circ\text{C}$, оксибарометр дает ошибку в определении фугитивности кислорода ± 0.4 лог. ед. относительно буфера FMQ (Ballhaus et al., 1991).

Важной особенностью, которая обсуждается авторами оксибарометра, является то, что уравнение не учитывает межпозиционного распределения катионов в структуре шпинели. Это, с одной стороны, упрощает его использование, а с другой потенциально ограничивает применимость при температуре ниже 800°C , где может происходить низкотемпературное разупорядочение структуры минерала. Авторы указывают на то, что полученные ими калибровочные кривые прослеживаются и в область низких температур, где они параллельны кривым, установленным при помощи более сложных термодинамических калибровок, учитывающих степень упорядочения шпинелида. Это позволяет авторам настоящей работы предполагать, что полученная Больхаузом и соавторами модель может использоваться в области низких температур. Практика использования фугометра в многочисленных исследованиях природных систем показала, что в перидотитах температуры оливин-шпинелевого равновесия, как правило, ниже 800°C (Parkinson, Arculus, 1999; Чашухин и др., 2007; Dare et al., 2009; и др.). Вудланд с соавторами установили, что при остывании породы

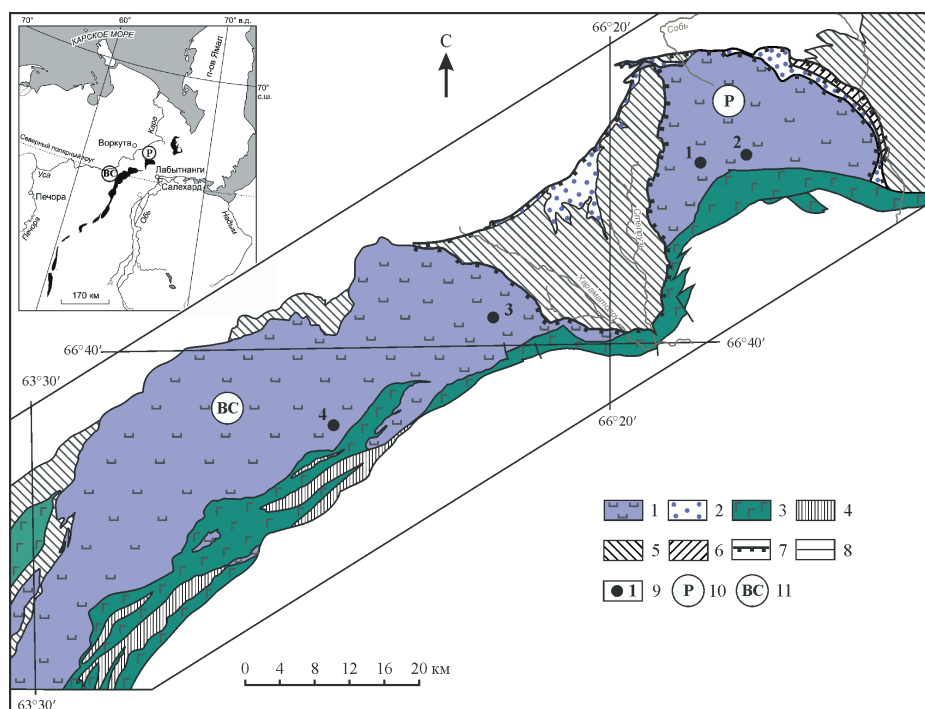
значение $f\text{O}_2$ изменяется вдоль линии, параллельной буферу FMQ, это означает, что значения $f\text{O}_2$ не подвержены влиянию изменения температуры при остывании (Woodland et al., 2006). Кристаллохимические исследования низкотемпературного разупорядочения шпинелидов показывают, что при этом процессе происходит взаимное перераспределение как R^{3+} в тетраэдрическую позицию, так и R^{2+} в октаэдрическую. В настоящей работе выполнено мессбауэровское определение соотношения разнозарядных катионов Fe. Установлено, что состав минерала соответствует стехиометрии. Отсюда следует, что в исследованных рудообразующих высокохромистых магнезиальных шпинелидах при установленных температурах структурного разупорядочения не проявляется, а использование оксибарометра является корректным.

Давление при расчетах было принято равным 1 ГПа, по аналогии с другими работами, посвященными окситеромбарометрии ультраосновных пород и хромититов (Parkinson, Pearce, 1998; Dare et al., 2009, Чашухин и др., 2007 и др.). Увеличение значения давления, подставляемого в формулу на 1 ГПа, приводит к пропорциональному уменьшению вычисленной $f\text{O}_2$ на 0.4 лог. ед. (что равно максимальной погрешности оксибарометра) и температуры оливин-шпинелевого равновесия на $12\text{--}18^\circ\text{C}$ (в 5–8 раз ниже погрешности геотермометра). Влияние температуры на расчетные значения фугитивности кислорода минимально. Увеличение температуры на 100°C приводит к возрастанию расчетной фугитивности кислорода на 0.1 лог. ед.

Принимая во внимание вышесказанное, авторы считают необходимым отметить, что полученные в нашей, а также других цитируемых выше работах, где изученные породы претерпевали метаморфизм при температуре менее 800°C , значения температуры и фугитивности кислорода не могут объективно рассматриваться в качестве абсолютных. Однако они могут быть использованы для целей сравнения между разными типами хромититов и разными объектами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

В настоящей работе представлены результаты изучения хромовых руд основных промышленно значимых типов, локализованных в породах райизско-войкарского офиолитового комплекса (фиг. 1), где расположено действующее месторождение Центральное, являющееся одним из крупнейших российских источников стратегического



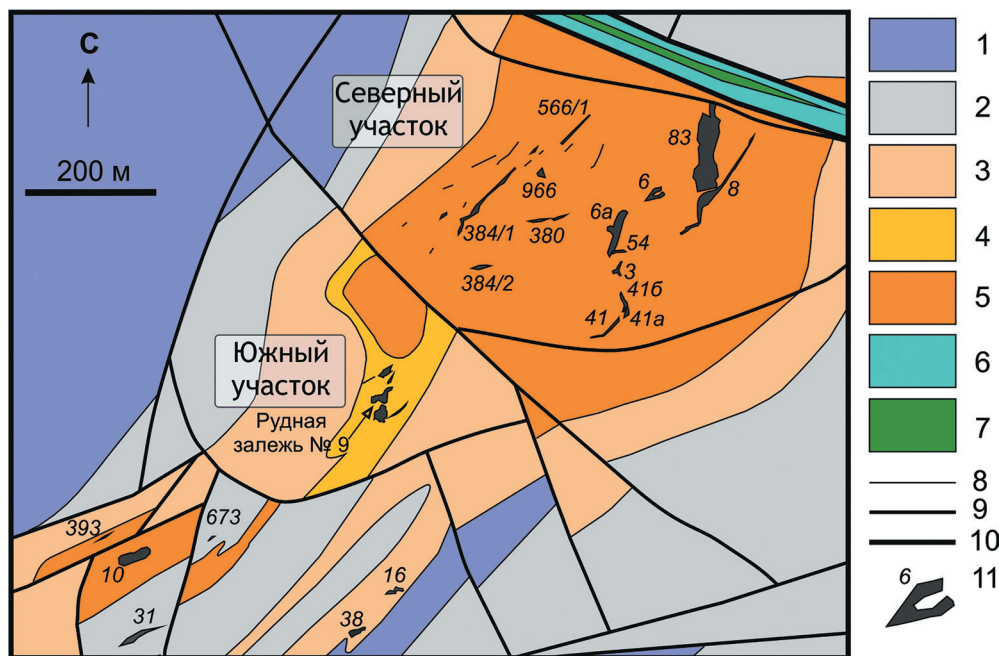
Фиг. 1. Схема расположения ультрамафитовых массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский (по Зылёва и др., 2014, Савельева и др., 2015; Вахрушева и др., 2017). Условные обозначения: 1 – ультрамафиты райизско-войкарского комплекса; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – кэршорский дунит-верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 4 – комплекс диабазовых даек; 5 – метаморфические комплексы; 6 – осадочные комплексы; 7 – региональные сдвиги-надвиги и сдвиги-взбросы; 8 – границы разновозрастных образований; 9 – изученные хромоворудные объекты: 1 – месторождение Центральное, 2 – рудопроявление Енгайское-1, 3 – рудопроявление Аркашорское, 4 – Ямботывисские рудопроявления; 10, 11 – ультрамафитовые массивы: 10 – Рай-Из, 11 – Войкаро-Сыньинский.

хромоворудного минерального сырья (Бортников и др., 2015). Типы хромовых руд выделены по структурно-текстурным особенностям и химическому составу рудообразующего хромшпинелида, а также геологическому положению оруденения.

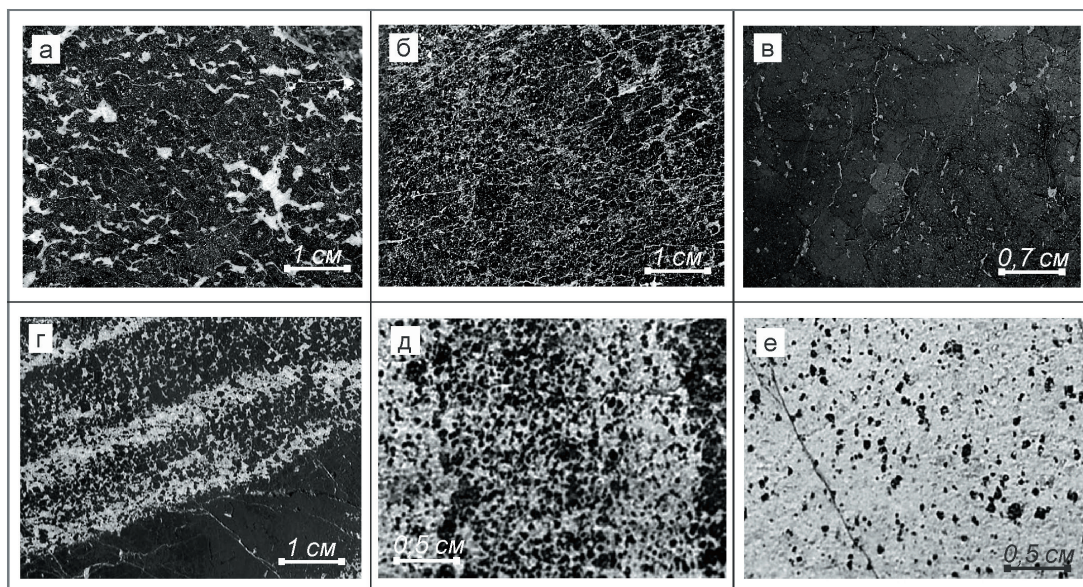
В ходе многолетних исследований авторами настоящей работы были разносторонне изучены хромититы большинства проявлений и месторождений массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Высокохромистые руды, близкие по составу рудообразующего шпинелида и структурно-текстурным особенностям к рудам месторождения Центральное, развиты на месторождениях Западное и № 214, рудопроявлениях Юго-Западное-1 и –4 массива Рай-Из. Аналогичное высокохромистое оруденение установлено на рудопроявлениях Войкаро-Сыньинского массива: в северо-западной части Косшорского рудного поля, на рудопроявлении Пайты (рудное тело № 33), на Западно-Лаптапайском проявлении и других. Проявления руд этого типа залегают среди высокопараметрических метаультрамафитов (Вахрушева и др., 2017). В настоящей работе особенности вещественного состава и условий образования высокохромистых хромититов проиллюстрированы

на примере месторождения Центральное массива Рай-Из. Хромититы месторождения Центральное относятся по составу рудообразующего хромшпинелида, по классификации ГКЗ, к хромитовому (высокохромистому) природному или минеральному типу руд (Методические ..., 2007). Шпинелиды хромовых руд содержат в среднем Cr_2O_3 – 58–63 мас. %, Al_2O_3 – 8–12 мас. %, MgO – 12–15 мас. % (химические составы шпинелидов приведены в ESM_1 (Электронное приложение)). Руды Северного участка месторождения (фиг. 2) залегают в гигантозернистых дунитах с размером зерна оливина до 15 см. Хромититы Южного участка локализованы в породах дунит-гарцбургитового комплекса с дунитовой составляющей от 10–30 до 70%. Гарцбургиты полностью перекристаллизованы с образованием метаультрамафитов – оливин-энстатитовых и амфибол-оливин-энстатитовых пород. Структура руд вкрапленная; преобладают средне- и густовкрапленные разновидности (фиг. 3а–в).

Среднехромистые руды исследованы нами детально на Рай-Изе для рудопроявлений Енгайское-1–2 и –4. Юго-западное-2 и –3 и других (Вахрушева и др., 2017). На Войкаро-Сыньинском массиве руды этого типа известны и были изучены



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Центральное (по материалам (Перевозчиков и др., 2005; Ширяев, Вахрушева, 2017)). Условные обозначения: 1 – 4 породы дунит-гарцбургитового комплекса с различным содержанием дунитовой составляющей (1 – <10%; 2–10–30%; 3–30–50%; 4–50–70%); 5 – дуниты; 6 – серпентиниты; 7 – диабазы; 8 – геологические границы; 9, 10 – тектонические нарушения 1-го и 2-го ранга соответственно; 11 – тела хромовых руд и их номера.



Фиг. 3. Типы хромовых руд массива Рай-Из: месторождение Центральное (а, б, в) и рудопроявление Енгайское-1 (г, д, е). Фото полированных срезов. а – густовкрапленная, крупнозернистая; б – густовкрапленная, мелкозернистая; в – сплошная, крупнозернистая; г – полосчатая, средне-густовкрапленная, среднезернистая; д – вкрапленно-полосчатая, средневкрапленная, мелкозернистая; е – убовоккрапленная мелкозернистая.

нами на Аркашорском, Лекхойлинском западном, Левопайерском, Хойлинском, Лаптапайском-3 и -4 и других проявлениях. На обоих массивах такие руды образуют зоны шлирово-вкрапленного, вкрапленно-полосчатого оруденения в дунитовых телах и породах дунит-гарцбургитового комплекса. Среднехромистые хромовые руды в настоящей работе

рассмотрены на примере хромититов рудопроявлений Енгайское-1 массива Рай-Из и Аркашорское Войкаро-Сыньинского массива. Содержание Cr_2O_3 в рудообразующих шпинелидах рудопроявлений составляет 52–56 мас. %, Al_2O_3 – 10–15 мас. %, MgO – 8–16 мас. %. Оруденение рудопроявления Енгайское развито в теле пегматоидных дунитов,

которое залегает среди амфибол-оливиновых и амфибол-оливин-антигоритовых пород. Хромовые руды вкрапленно-полосчатые, убого-редковкрапленные, мелко-среднезернистые. Средне- и густовкрапленные хромититы встречаются в виде полос, шлиров, раздувов в пачках бедных вкрапленных руд (фиг. 3г–е).

Хромититы Аркашорского рудопроявления залегают в породах дунит-гарцбургитового комплекса с содержанием дунитов около 20%. Гарцбургиты преобразованы в амфибол-оливин-антигоритовые породы. Руды представлены в основном средне- и густовкрапленными разностями (фиг. 4г–е) с отдельными линзовидными участками и шлирами, сложенными крупнозернистым густовкрапленным хромититом.

Глиноземистые руды на массиве Рай-Из представлены локально — на проявлении Верхнесобское-1. В ультрамафитах Войкаро-Сынинского массива глиноземистые руды распространены гораздо шире и выделяются на Бурхойлинском, Лагортинском, Кершорском, Погурейском и других рудопроявлениях. Оруденение такого типа залегает среди слабометаморфизованных гарцбургитов и пород дунит-гарцбургитового комплекса.

Исследованные в работе хромовые руды рудопроявлений Ямботывисской площади относятся к глиноземистому минеральному типу. Содержание Cr_2O_3 в рудообразующих шпинелидах составляет 40–42 мас.%, Al_2O_3 — 24–30 мас.%, MgO — 14–17 мас.%. Руды залегают как в породах дунит-гарцбургитового комплекса, так и в телах дунитов; в то же время химический состав шпинелидов варьирует в весьма узком диапазоне. Руды представлены, главным образом, средне- и густовкрапленными до сплошных, среднезернистыми разностями (фиг. 4а–в). В телах дунитов руды вкрапленно-полосчатые, убого-редковкрапленные (фиг. 4а–в); в породах дунит-гарцбургитового комплекса оруденение более компактное, с преобладанием массивных текстур. В южной части площади известно рудопроявление Морковкинское, представленное нодулярными хромититами.

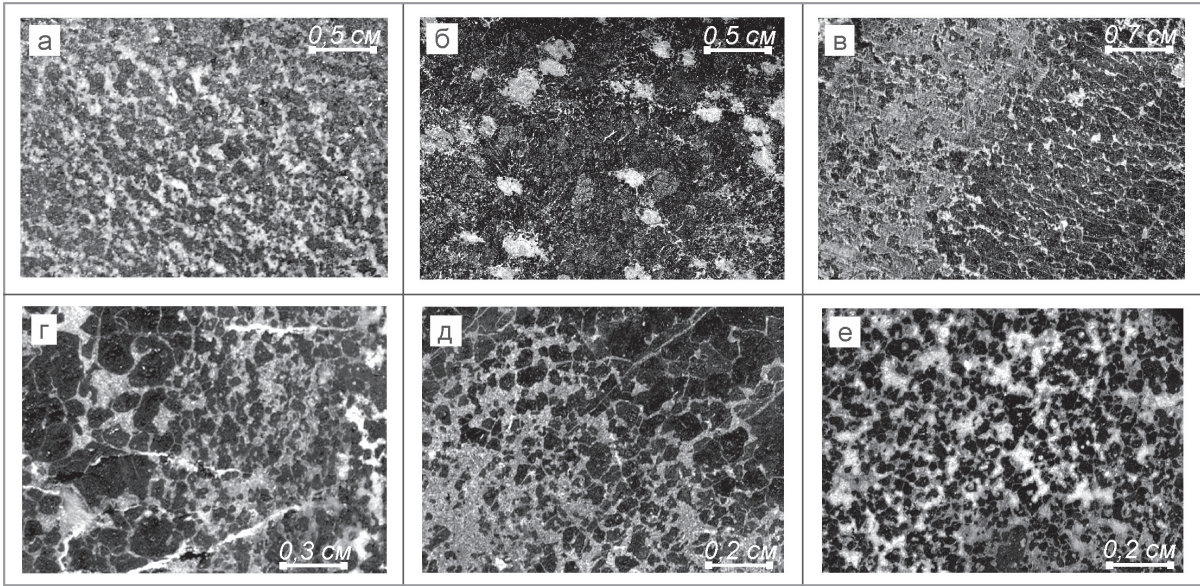
Исследованные типы хромовых руд и геологические обстановки их локализации являются типичными для промышленных хромоворудных объектов райизско-войкарского комплекса, что подтверждает сопоставление состава исследованных шпинелидов с данными из специализированной монографии, составленной сотрудниками ВИМСа (Никольская и др., 2021).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение хромшпинелидов методом ЯГР-спектроскопии

Для обоснования возможности использования геотермометра и оксигармометра Болхауза-Берри-Грина (Ballhaus et al., 1991) было исследовано межпозиционное распределение разнозарядных катионов железа в рудообразующих хромшпинелидах методом ЯГР-спектроскопии. Низкотемпературное разупорядочение структуры шпинелида сопровождается распределением трехвалентных катионов, в том числе Fe^{3+} , в тетраэдрическую позицию. Следовательно, нормальная структура минерала со стехиометрическим соотношением катионов свидетельствует о том, что минерал не испытывал низкотемпературного разупорядочения. Исследованы 54 монофракции рудообразующих хромшпинелидов Войкаро-Сынинского и Рай-Изского массивов, характеризующие рассмотренные в статье типы руд. Для разложения спектров использована трехдублетная модель: два дублета приписывались Fe^{2+} в тетраэдрической позиции с различной конфигурацией катионов во второй координационной сфере и один — Fe^{3+} в октаэдрической. Модель характеризует распределение катионов железа по позициям структуры минерала, свойственное для нормальных, необращенных шпинелидов. Спектры изученных шпинелидов аппроксимированы при помощи описанной выше трехдублетной модели. Отклонений параметров дублетов (возрастания полуширины спектральных линий) не установлено, что свидетельствует о том, что исследованные шпинелиды имеют необращенную структуру (Osborne et al., 1981).

Результаты определения $\text{Fe}^{3+} \times 100 / \text{Fe}_{\text{сумм}}$ (далее по тексту — $\text{Fe}\#$) в рудообразующих хромшпинелидах массивов Рай-Из и Войкаро-Сынинский по данным ЯГР-спектроскопии и на основе пересчета состава минерала на стехиометрическую формулу приведены на фиг. 5. Как видно на диаграммах, разница значений $\text{Fe}\#$, установленных различными методами, изменяется в среднем в пределах ± 4 –5%, находясь вблизи линии равных значений, тогда как составы отдельных проб значительно отклоняются от нее. В таких пробах, по результатам детального исследования вещественного состава, устанавливается либо присутствие нескольких фаз хромшпинелида, либо химическая зональность зерен минерала. Многофазность шпинелида определена как рентенофазовым методом, по уширению дифракционных линий, так и оптически с последующим измерением состава фаз микронзондовым анализом. Прямая связь



Фиг. 4. Типы хромовых руд Войкаро-Сыньинского массива: рудопроявление Ямботывисское (а, б, в) и Аркашорское (г, д, е). Фото полированных срезов. а – средневкрапленная, среднезернистая; б – порфировидная, густовкрапленная мелкозернистая; в – полосчатая, шлирово-вкрапленная, среднезернистая; г – средневкрапленная, неравномерно-зернистая мелко-среднезернистая; д – шлирово-вкрапленная, неравномернозернистая мелко-среднезернистая; е – средневкрапленная, мелкозернистая.

зональности шпинелида и многофазности хромитов с разницей между измеренным и рассчитанным значением Fe# показана в табл. 1.

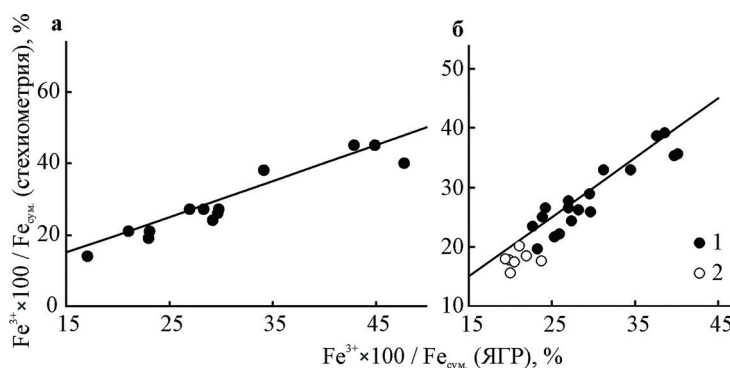
Основываясь на полученных результатах, можно сделать вывод, что изученные рудообразующие шпинелиды основных рудных тел массива Рай-Из и северной части Войкаро-Сыньинского массива имеют нормальную, необращенную структуру, а распределение катионов по ее позициям соответствует кристаллохимической формуле.

Отклонения в распределении катионов железа, установленные при исследовании минерала методом ЯГР-спектроскопии, связаны с химической неоднородностью его зерен и присутствием в составе руд нескольких фаз шпинелидов различного состава. Рудообразующие шпинелиды не испытывали низкотемпературного разупорядочения, и для изучения хромовых руд полярноуральских ультрамафитовых массивов можно использовать

Таблица 1. Степень окисления железа (Fe#), определенная при помощи ЯГР-спектроскопии (ЯГР) и при пересчете состава минерала на стехиометрическую формулу (Стех.) в пробах с изученной химической зональностью

Номер пробы	Fe#, %				Fe# _{ЯГР} –Fe# _{стех.}
	ЯГР	Стех.			
		Ц	К	Ц-К	
3701	24.62	21.25	30.27	9.02	5.60
X-352	22.62	23.51	24.94	1.43	2.32
X-6517/23	39.58	23.30	35.38	12.08	16.28
X-6517/27	68.45	22.13	64.08	41.95	46.32
E-180/1	32.60	24.60	26.29	1.69	8.00
E-217/10	26.87	22.25	27.21	4.96	4.62
E-571/3	16.70	13.62	21.07	7.45	4.37
E-1158/1*	44.80	44.65	70.23	25.58	25.43

Примечание. ц, к – центральная и краевая части зерен хромшпинелидов соответственно; * – в пробе E-1158/1 крупные зерна шпинелида (первой фазы) обозначены “ц”, мелкие зерна (второй фазы) обозначены “к”.



Фиг. 5. Степень окисления железа в шпинелиде, определенная при помощи ЯГР-спектроскопии и вычисленная при пересчете состава минерала на стехиометрическую формулу. Слева – рудообразующие шпинели массива Рай-Из, справа – Войкаро-Сыньинского массива. 1 – хромшпинелиды высокохромистых и среднехромистых хромовых руд, 2 – хромшпинелиды глиноземистых хромовых руд.

геотермометр и оксидометр Больхауза, Берри, Грина (Ballhaus et al., 1991).

Изменение химического состава рудообразующих минералов в пределах рудных тел

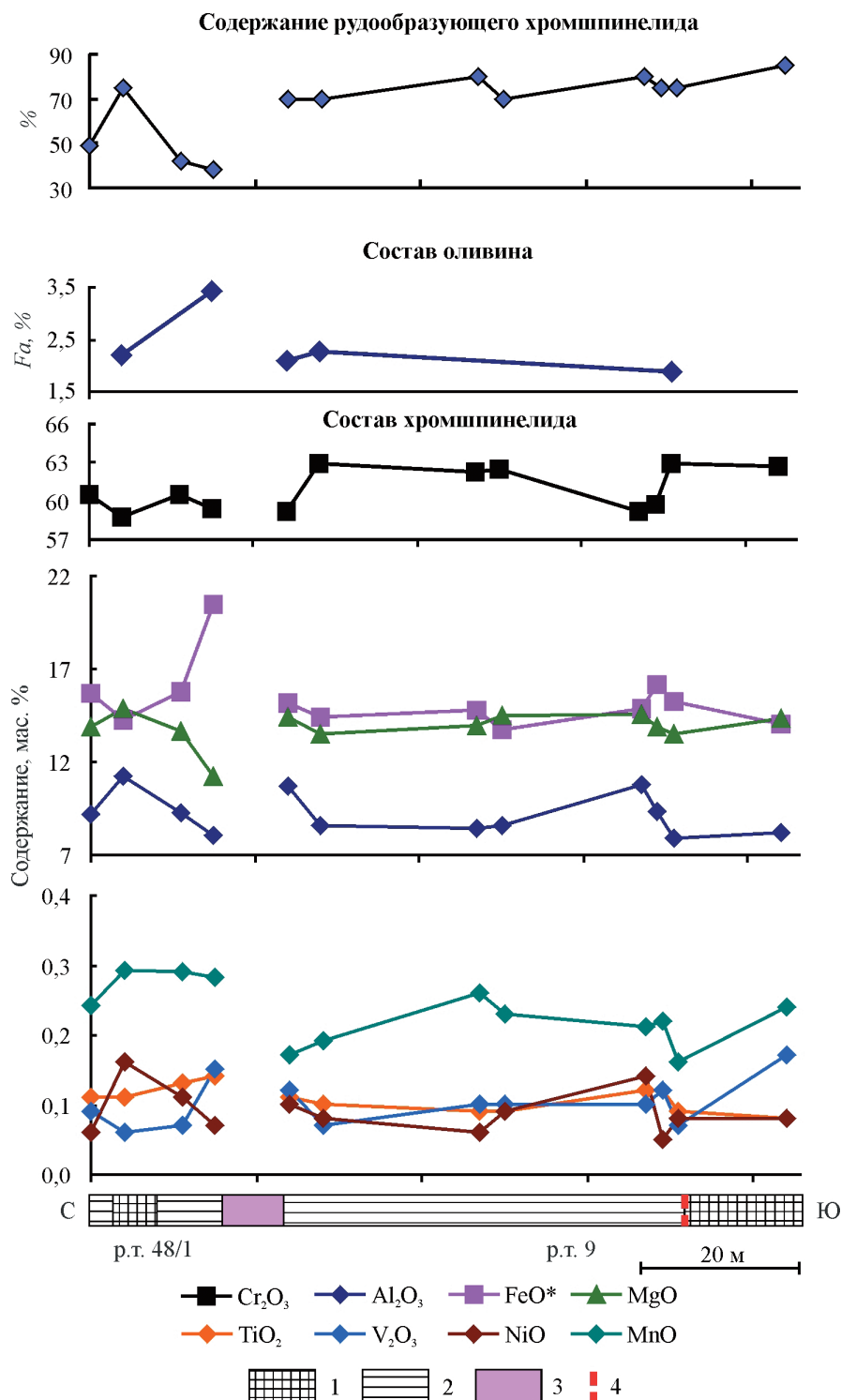
На фиг. 6 показано изменение содержания химических компонентов в хромшпинелидах и оливинах по разрезу через рудные тела № 48/1 и № 9 рудной залежи № 9, вскрытой в штольне месторождения Центральное на горизонте 480 м. Сравнивались составы, определенные в центральных частях зерен минерала. В рудном теле № 48/1 фиг. 6 наблюдается повышение к контактам содержаний FeO и V₂O₅, а количество MgO, Al₂O₃, MnO, NiO в шпинелиде, напротив, снижается. Содержание Cr₂O₃ в минерале варьирует по разрезу слабо, в пределах 59–60,5 мас. %.

В продольном разрезе через рудное тело № 9 содержания компонентов ведут себя иначе. Зона деформации (красный пунктир на фиг. 6) делит рудное тело на два блока. К южному и северному контактам блоков возрастает содержание Al₂O₃, NiO и убывает количество MnO, Cr₂O₃. Содержание FeO и MgO в шпинелиде по разрезу выдержано и соответствует таковому во внутренней части рудного тела № 48/1. При этом во внутренней части рудного тела № 9 наблюдается более высокое содержание Cr₂O₃ и более низкое Al₂O₃, чем в рудном теле № 48/1. Наибольшая железистость оливина ($Fa = 3.4\%$) установлена в средневкрапленных рудах рудного тела № 48/1, в густовкрапленных рудах Fa составляет 2.2–3.5%.

Рудное тело № 10 было опробовано в Южном карьере, на горизонте +590 м, где оно разбито на два блока, разделенных интервалом дунита, а также по керну скважин (см. фиг. 7). Для рудообразующих хромшпинелидов рудного тела № 10 характерно более низкое, по сравнению с составом

минерала из рудного тела № 9, содержание Cr₂O₃ (58–61 мас. %). Наивысшее содержание компонента устанавливается в хромититах с густотой вкрапленности 85% и более, слагающих центральную часть южного блока тела № 10. Количество Cr₂O₃ в шпинелиде убывает к контактам рудных блоков с вмещающими дунитами. Одновременно снижается содержание Al₂O₃ и увеличивается количество суммарного FeO и степень окисления железа. Железистость $f = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ шпинелида и содержание MnO увеличиваются к внутренним частям разделенных интратрудным дунитом рудных блоков, а содержание V₂O₅, напротив, убывает. Содержание фаялитовой молекулы в оливине возрастает к центру северного блока рудного тела. В южном блоке Fa постепенно понижается от северного контакта рудного тела к контакту сплошных и средневкрапленных руд, где она скачкообразно увеличивается и далее по разрезу вновь понижается к южному контакту рудного тела.

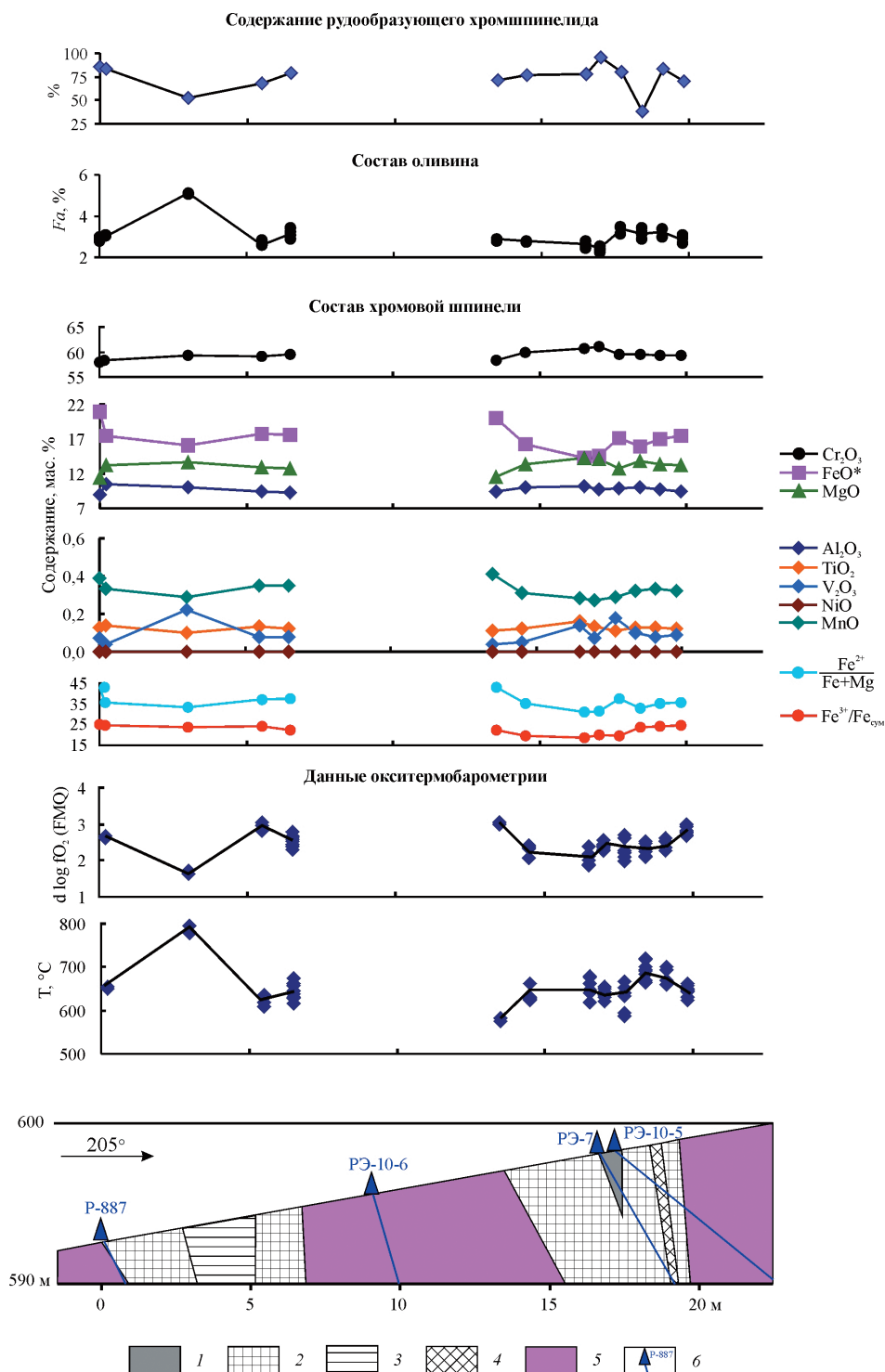
Изменение составов шпинелида и оливина в хромититах по разрезу рудопоявления Енгайское-1 выражено не так четко, как на месторождении Центральное (см. фиг. 8, 9). Это связано как с изменением первичного состава шпинелида, так и со структурно-текстурными особенностями руд. Хромититы имеют вкрапленно-полосчатую и шпирово-вкрапленную текстуры; структура руд изменяется от убоговкрапленной до средневкрапленной. В шлирах встречаются густовкрапленные и сплошные разности хромититов. Изменчивость структур и текстур руд в пределах рудного тела взаимосвязана с вариациями химического состава рудообразующего шпинелида. Отмечается понижение железистости оливина и шпинелида с увеличением содержания рудообразующего минерала в хромититах.



Фиг. 6. Изменение химического состава хромшпиннелида и оливина по профилю через рудные тела № 48/1 и № 9; месторождение Центральное. 1–2 хромититы: 1 – густовкрапленные, 2 – средневкрапленные; 3 – дуниты; 4 – зона деформации хромовых руд.

Описанные закономерности изменения состава минерала иллюстрируют представленные ниже разрезы через рудные тела № 742/1–742/7 (фиг. 8, 9). Как видно на графиках, по отношению к убоговкрапленным хромититам, хромшпиннелиды из

средневкрапленных и редковкрапленных разновидностей, содержат большее количество Cr_2O_3 (55–56 мас. %, против 51–54 мас. % в убоговкрапленных) и Al_2O_3 (в средне-редковкрапленных 12–13 мас. %, в убоговкрапленных 10–11 мас. %).



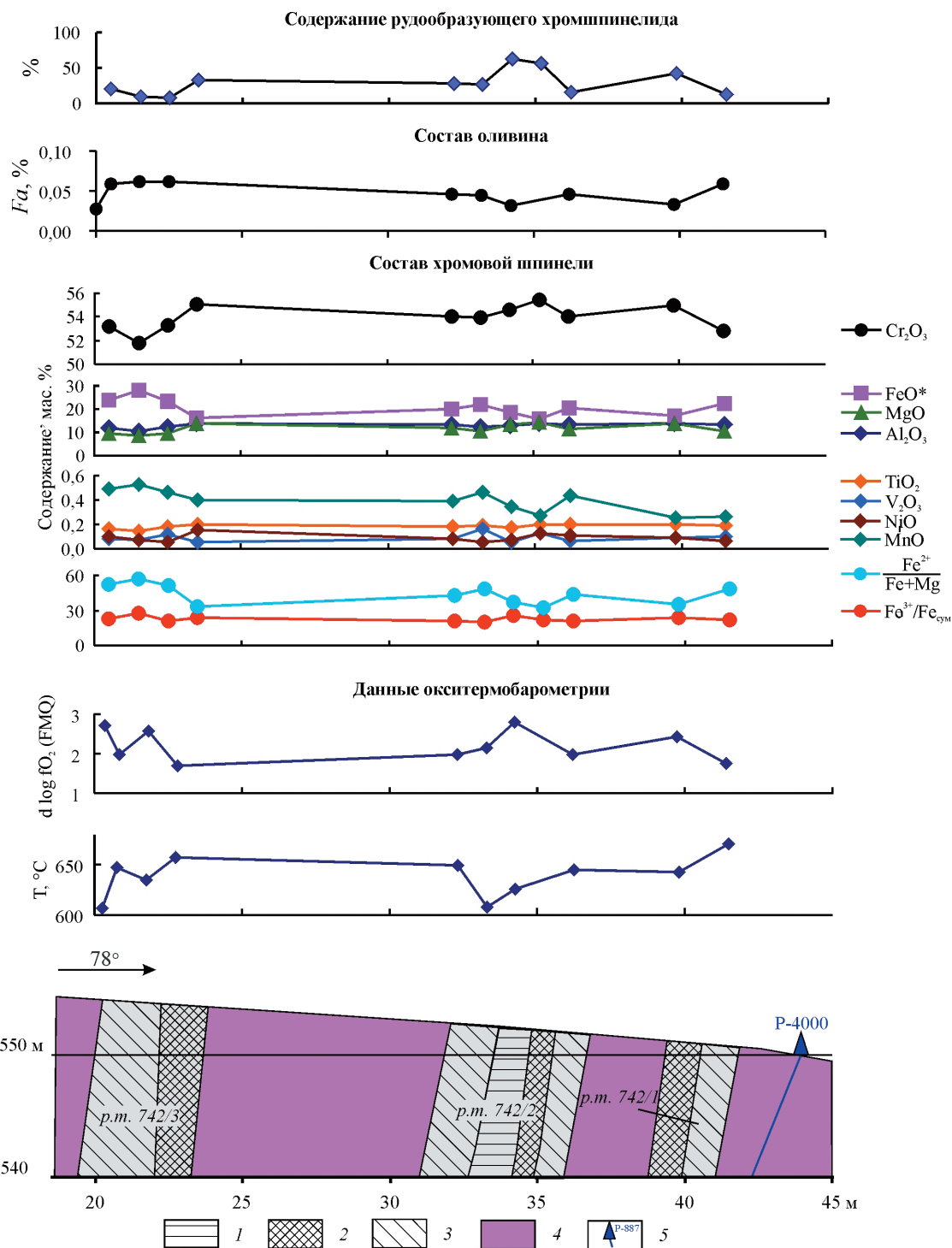
Фиг. 7. Вариации химического состава рудообразующего хромшпиннелида, T и fO_2 по разрезу через рудное тело № 10, месторождение Центральное. Условные обозначения: 1–5 хромовые руды: 1 – сплошные, 2 – густовкрапленные, 3 – средневкрапленные, 4 – редковкрапленные; 5 – рудовмещающие дуниты; 6 – буровые скважины и их номера.

Кроме этого, для них характерна более низкая железистость (32–35%), чем для шпинелидов из убоговкрапленных руд (40–50%).

Таким образом, на Енгайском рудопроявлении наблюдается увеличение содержаний хрома,

глинозема, магния в рудообразующем шпинелиде с возрастанием его количества в руде.

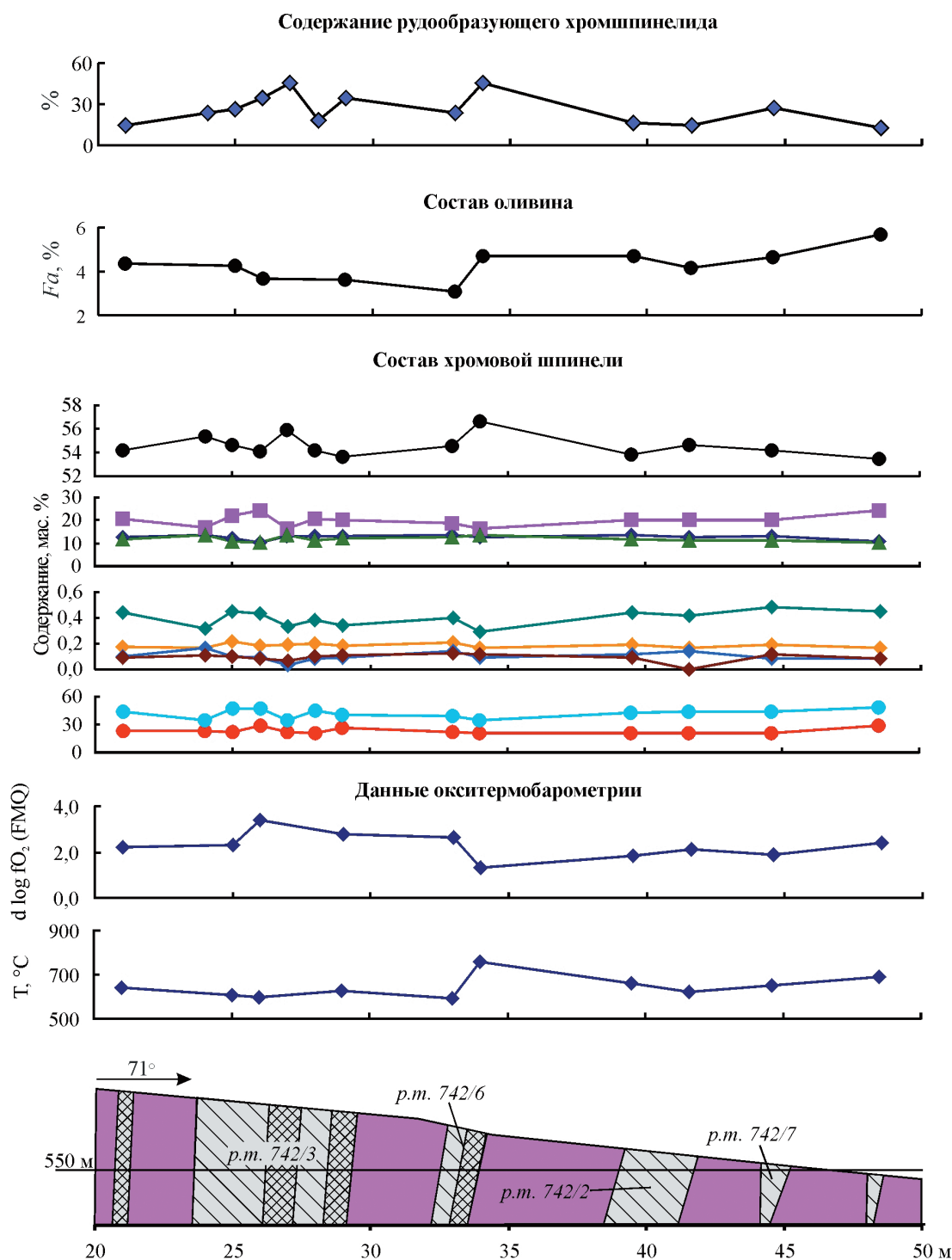
В рудных телах рудопроявлений Ямботывисской площади Войкаро-Сыньинского массива наблюдается асимметричная зональность. На



Фиг. 8. Вариации химического состава рудообразующего хромшпиннелида, T и fO_2 по разрезу через рудные тела № 742/1, 742/2, 742/3, рудопоявление Енгайское-1. Условные обозначения: 1–3 хромовые руды: 1 – средневкрапленные, 2 – редковкрапленные; 3 – убоговкрапленные; 4 – рудовмещающие дуниты; 5 – буровые скважины и их номера.

рудопоявлениях № 28, № 118 и № 346 наблюдается увеличение содержания Cr_2O_3 к одному из контактов (фиг. 10, 11) на 1 мас. % (проявление 346) и около 3 мас. % (проявления № 118 и № 28). Оно сопровождается уменьшением содержания Al_2O_3 и слабым снижением $Fe\#$.

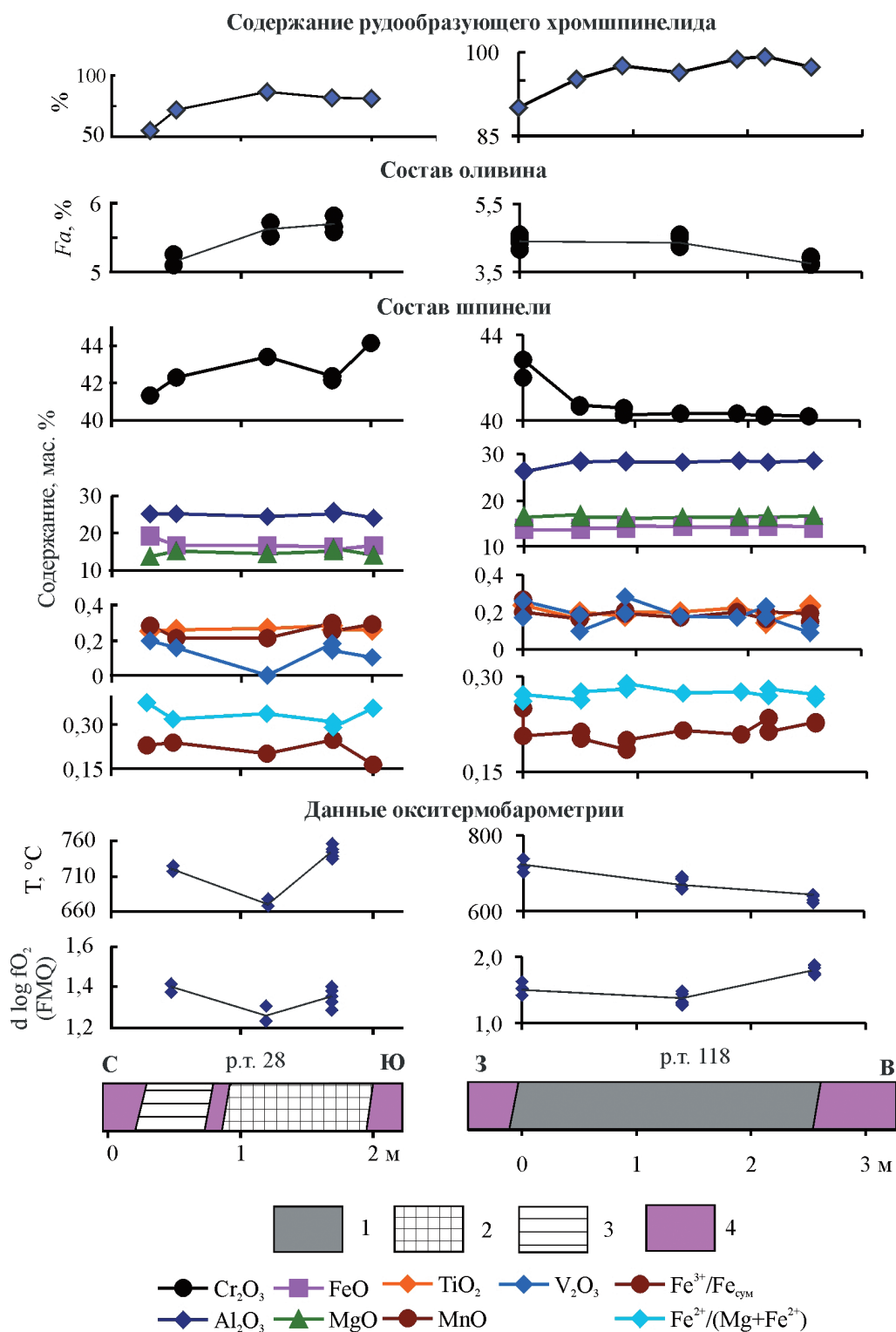
Таким образом, в рудных телах Ямботывисской площади проявлена тенденция к увеличению содержания окиси хрома (и сопутствующих компонентов) по направлению к юго-восточному контакту – лежащему боку рудного тела, то есть ассиметричная зональность.



Фиг. 9. Вариации химического состава рудообразующего хромшпиннелида, T и fO_2 по разрезу через рудные тела № 742/2, 742/3, 742/6, 742/7, рудопроявление Енгайское-1. Условные обозначения см. фиг. 8.

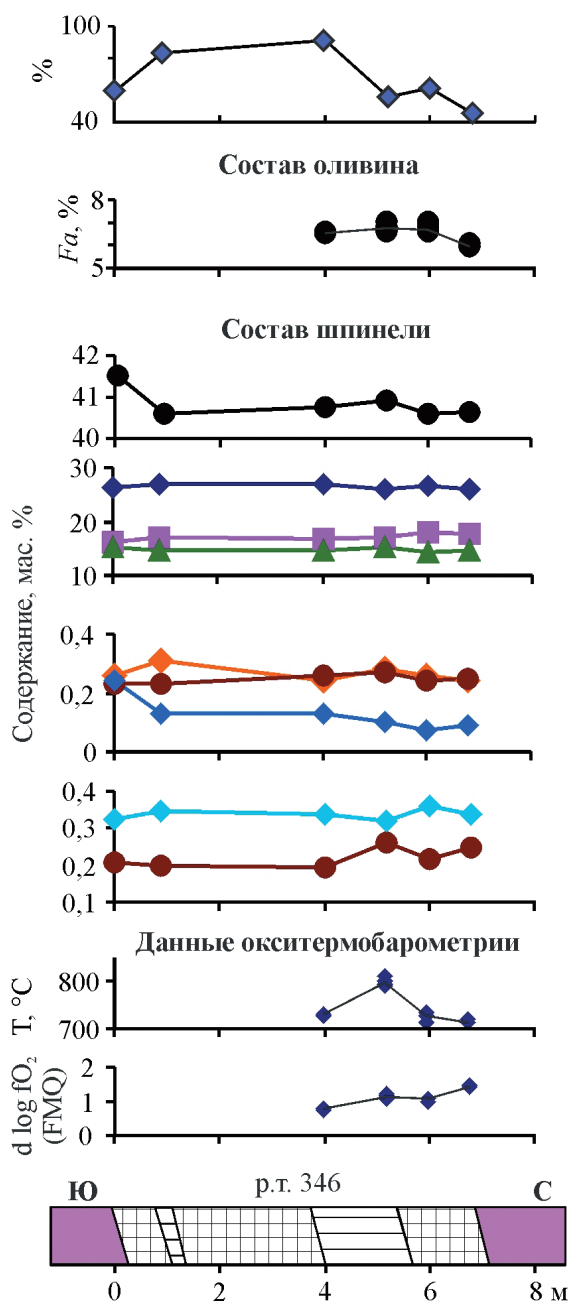
По химическому составу рудообразующего шпиннелида внутри рудного тела № 3415 Аркашорского рудопроявления выделяется два блока — западный и восточный, которые имеют мощности 4.2 и 6 м соответственно (см. фиг. 12). Рудообразующие хромшпиннелиды западного блока содержат Cr_2O_3 —48—56 мас. %; Al_2O_3 —6.9—18.4 мас. %;

MgO —7—16 мас. %. При этом в его пределах содержание Cr_2O_3 в минерале повышается к контактам с вмещающими породами на западе и рудами восточного блока на востоке, а магния и алюминия, напротив, понижается. В пределах восточного блока наблюдается обратная картина — во внутренней его части содержание Cr_2O_3 в шпиннелиде наиболее



Фиг. 10. Изменение химического состава рудообразующего шпинелида, температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и фугтивности кислорода внутри тел хромитов № 28 и № 118 Ямботывисской площади. 1–3 – структура хромитов по содержанию рудообразующего шпинелида: 1 – сплошные, 2 – густовкрапленные; 3 – средневкрапленные; 4 – дуниты.

Содержание рудообразующего хромшпинелида



Фиг. 11. Изменение химического состава рудообразующего шпинелида, температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и фугитивности кислорода внутри тела хромитов № 346 Ямботывисской площади. Условные обозначения см. фиг. 10.

высокое — 60.2 мас. %, а к контактам его количество снижается до 47.56 мас.%. Содержание Al_2O_3 увеличивается к контакту с 6.58 до 18.72 мас.%; изменение содержания MgO менее выражено. Количество компонента убывает к восточному

контакту с 12.7 во внутренней части рудного тела до 11.58 мас. % MgO , вблизи контакта.

Руды изученного пересечения достаточно однотипны по структурно-текстурным особенностям.

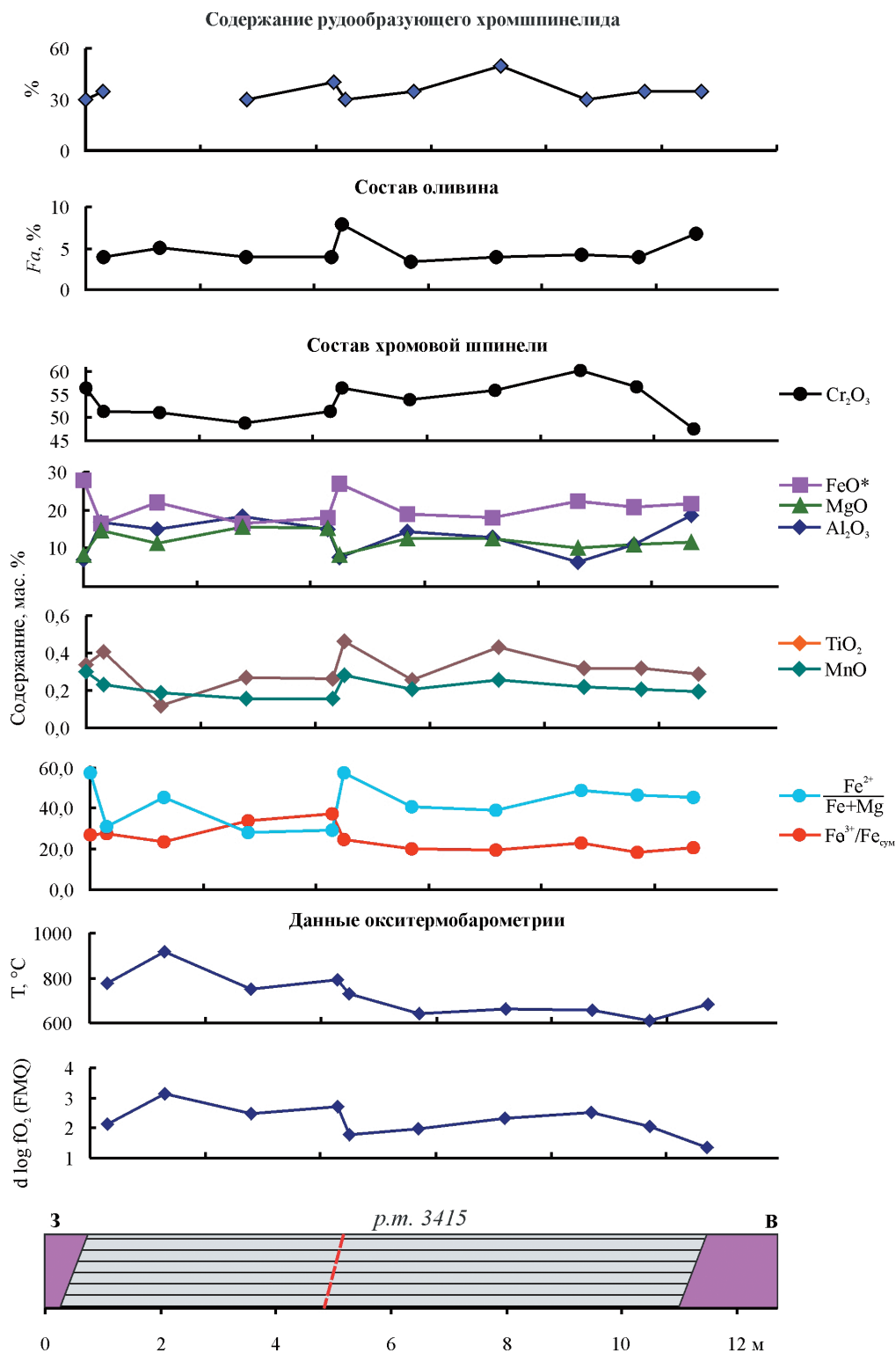
Распределение катионов железа между оливином и рудообразующим хромшпинелидом

Железистость оливина из хромовых руд различных минеральных типов варьирует в интервале $f = \text{Fe} \times 100 / (\text{Fe} + \text{Mg}) = 1.8\text{--}7\%$. В исследованных хромовых рудах рудопоявления Енгайское-1 отмечается наиболее высокая изменчивость этого параметра ($f = 2.8\text{--}6\%$), что связано со значительной вариацией густоты вкрапленности рудообразующего шпинелида (Вахрушева и др., 2017). Железистость оливина из руд месторождения Центральное, напротив, принимает значения в узком диапазоне $f = 1.8\text{--}3.8\%$. Оливин из руд Ямботывисской площади и Аркашорского проявления содержит 3.0–7.1% фаялитового минала.

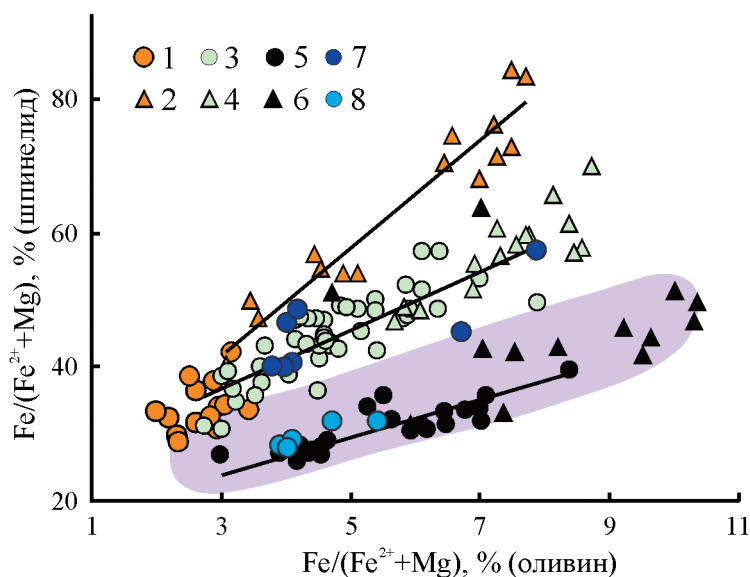
Железистость оливина из метаультрамафитов, вмещающих рудопоявления Енгайское-1 и месторождения Центральное, составляет 6.0–8.5 и 3.5–7.4% соответственно. В оливине рудовмещающих дунитов и гарцбургитов Ямботывисских рудопоявлений f выше и находится в пределах 7.0–10.5%.

Как видно, диапазоны значений железистости в оливине для разных объектов сопоставимы. Однако при исследовании ковариации железистости оливина и шпинелида было установлено, что тренды, характеризующие равновесное изменение составов этих минералов, индивидуальны для каждого из исследованных объектов (фиг. 6). Фигуративные точки составов минералов месторождения Центральное, рудопоявления Енгайское-1 и Ямботывисских рудопоявлений располагаются вдоль трех линий с различными углами наклона. Линия с наибольшим углом соответствует метаультрамафитам и хромититам месторождения Центральное, с наименьшим — рудопоявления Ямботывисской площади. На каждом из изученных объектов железистости минералов монотонно возрастают от хромититов к вмещающим их ультрамафитам, образуя единые линейные последовательности, что свидетельствует о существовании равновесия в системе порода—руда.

Как показано выше, рудное тело № 3415 Аркашорского рудопоявления разделено на два тектонических блока — западный и восточный. По соотношению железистости оливина и шпинелида (фиг. 13) хромититы западного блока соответствуют глиноземистым рудам Ямботывисских проявлений,



Фиг. 12. Изменение химического состава рудообразующего шпиннелида, температуры оливин-шпиннелевого равновесия и фугитивности кислорода внутри тела хромититов 3415 Аркашорского рудопроявления. Красный пунктир – тектоническое нарушение, остальные условные обозначения см. на фиг. 10.



Фиг. 13. Диаграмма зависимости железистость оливина – железистость шпинелида. Условные обозначения: 1, 2 – месторождение Центральное, 1 – хромовые руды, 2 – рудовмещающие породы; 3, 4 – рудопоявление Енгайское-1, 3 – хромовые руды, 4 – рудовмещающие породы; 5, 6 – Ямботывисская площадь, 5 – хромовые руды, 6 – рудовмещающие породы; 7, 8 – хромовые руды рудопоявления Аркашорское, 1 – восточный блок, 2 – западный блок. Сиреневое поле – составы минералов из хромитов и рудовмещающих ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина, Кемпирсайский массив, Казахстан (по Царицын, Алимов, 1983).

а хромититы восточного близки к среднехромистым рудам проявления Енгайское-1.

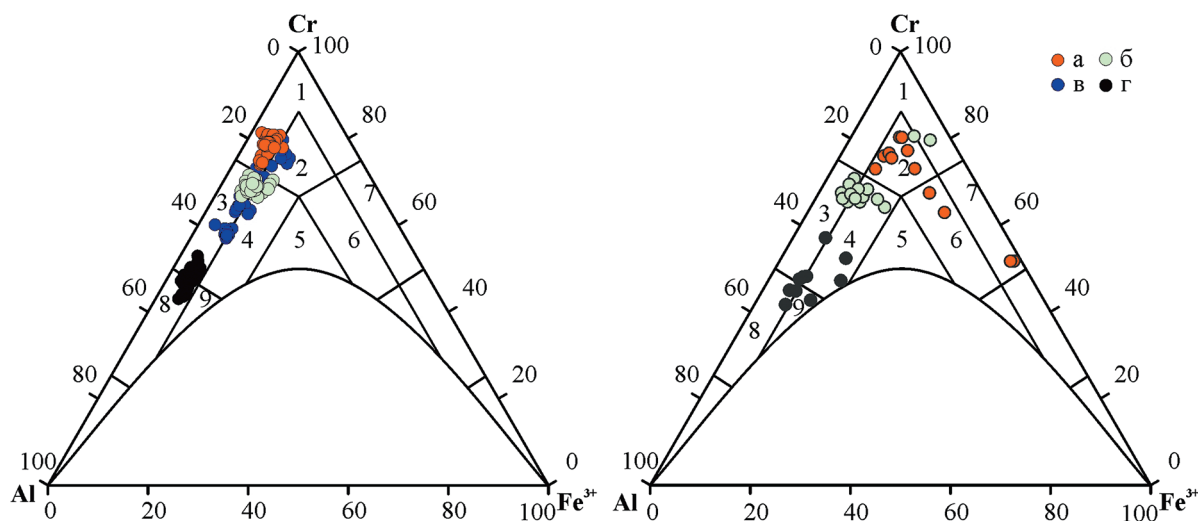
Необходимо подчеркнуть, что химический состав рудообразующих и акцессорных шпинелидов резко различен (фиг. 14). Это отличает систему хромовая руда–метаультрамафит от экспериментальных систем, обсуждающихся в работах Т. Ирвайна, Л. Перчука и П. Рёдера (Irvine, 1965; Перчук, Рябчиков, 1976; Roeder et al., 1979). Авторами рассмотрены случаи температурного контроля коэффициента распределения железа и магния между оливином и шпинелидом (KD), или же изменение KD под влиянием вариации количества Cr, Al и Fe^{3+} в шпинелиде. В исследованных породах и рудах не отмечается влияния температуры или соотношения трехвалентных катионов в шпинелиде на тренды изменения железистостей минералов. Хромистость ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) у акцессорных шпинелидов месторождения Центральное (87–98%) выше, чем у рудообразующих и (78–82%). На использованном для сравнения (см. фиг. 13) месторождении Алмаз-Жемчужина, наоборот, акцессорные шпинелиды гарцбургитов более глиноземистые ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) = 40\text{--}60\%$), чем рудообразующие ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) = 81\text{--}84\%$) (Царицын, Алимов, 1983). На рудопоявлении Енгайское и на Ямботывисской площади хромистости рудообразующих и акцессорных шпинелидов сопоставимы. Однако во всех этих случаях увеличение железистостей оливинов и шпинелидов происходит монотонно и линейно.

Следовательно, состав шпинелида не влияет на наклон линии тренда на фиг. 13. Как будет показано ниже, температура оливин-шпинелевого равновесия в рудах различных рассмотренных объектов также принимает сопоставимые значения. Если железистости фаз зависят одновременно от температуры и от соотношения количеств трехвалентных катионов в октаэдрической позиции структуры шпинелида, значит, эти два параметра должны изменяться одновременно, а иначе зависимость между составами минералов не может быть линейной (как и вообще наблюдаться). Кроме этого, обсуждаемые модели не учитывают понижения железистости оливина за счет его окисления (Плечов и др., 2018).

Из этого может следовать, что наблюдаемые равновесия указывают на парагенетическую связь хромитов и вмещающих их пород. В случае месторождения Центральное (и ряда проявлений высокохромистых руд в ультрамафитах райизско-войкарского комплекса) такими породами являются метаультрамафиты. Мы предполагаем, что это свидетельствует о метаморфогенном происхождении высокохромистого оруденения.

Окситермобарометрия хромовых руд

Для хромититов месторождения Центральное и рудопоявления Енгайское-1 характерны близкие температуры оливин-хромшпинелевого равновесия, которые принимают значения в диапазоне



Фиг. 14. Диаграмма составов изученных рудообразующих (слева) и акцессорных (справа) хромшпинелидов массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Условные обозначения: а – месторождение Центральное; б – рудопроявление Енгайское-1; в – рудопроявление Аркашорское; г – рудопроявления Ямботывисской площади. Поля составов по классификации Н.В. Павлова (1949, 1968): 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит.

550–780°C (фиг. 15а). Высокохромистые хромовые руды месторождения Центральное более окислены по сравнению со среднехромистыми рудами проявления Енгайское-1. В хромититах месторождения Центральное выделяются две моды $d\log fO_2$ (FMQ): +2–+2.2 и +2.8–+3 лог. ед. выше буфера FMQ, а для рудопроявления Енгайское-1 – +1.8–+2 и +2.6–+2.8 лог. ед.

Рудовмещающие ультрамафиты сравниваемых объектов различаются по температуре оливин-хромшпинелевого равновесия и фугитивности кислорода (фиг. 16). В среднем температура оливин-хромшпинелевого равновесия в метаультрамафитах и дунитах месторождения Центральное составляет 580–650°C, фугитивность O_2 варьирует относительно FMQ от +2 до +5 ед. Большая часть исследованных образцов дунитов проявления Енгайское-1 фиксирует температуру 630–670°C и fO_2 (FMQ) = +0.8–+2 лог. ед. (фиг. 17).

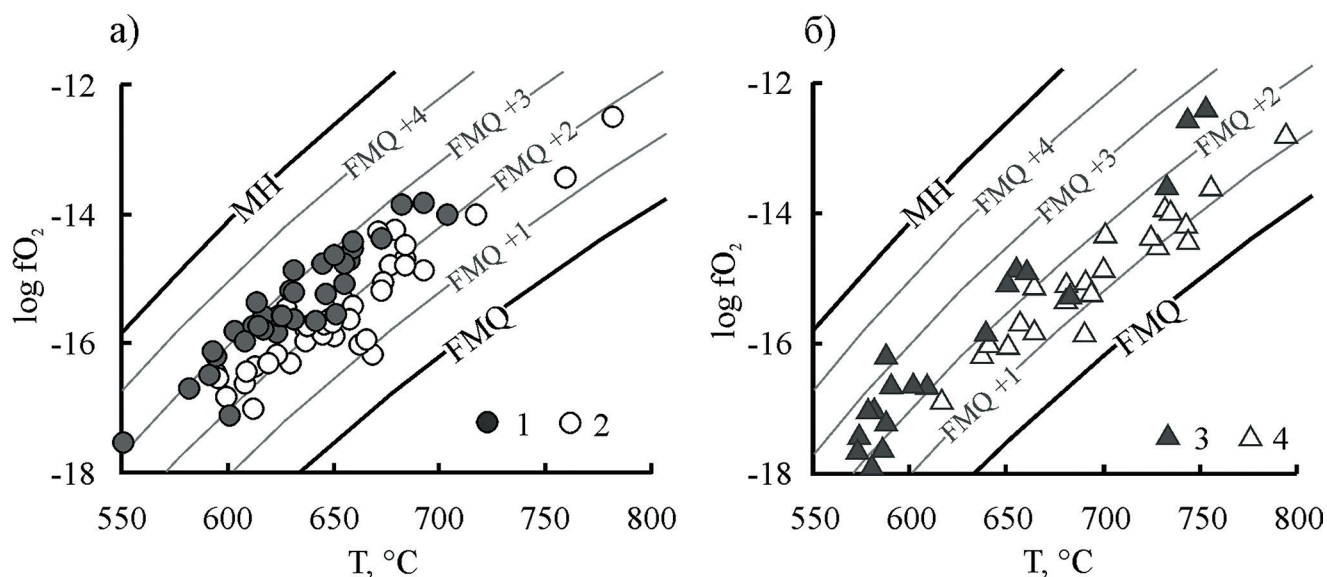
Фугитивность кислорода в исследованных рудных телах месторождения Центральное значительно изменяется по разрезу, нарастая к контактам тел, что затушевывает ее вариацию в зависимости от густоты вкрапленности. При этом в северной части месторождения, в полосчатых рудах, залегающих в апофизе Центрального дунитового тела (рудное тело № 8), четко проявлена прямая зависимость густоты вкрапленности рудообразующего шпинелида от фугитивности кислорода (фиг. 17).

На рудопроявлении Енгайское-1 наблюдается увеличение fO_2 от убоговкрапленных руд

к густовкрапленным. В убоговкрапленных рудах fO_2 изменяется относительно буфера FMQ от +0.8 до +2.1 лог. ед.; в редковкрапленных – от +1.8 до +2.6 лог. ед.; в средневкрапленных и густовкрапленных – от +2.3 до +2.8 лог. ед. Температура оливин-шпинелевого равновесия для руд различных типов варьирует в близких пределах.

В среднехромистых рудах Аркашорского рудопроявления значение фугитивности кислорода в среднем изменяется в пределах FMQ от +2 до +2.5 ед. (см. фиг. 15б). Температура оливин-шпинелевого равновесия варьирует в пределах 570–750°C. Значения fO_2 и T в хромовых рудах Аркашорского проявления Войкаро-Сыньинского массива близки к таковым проявления Енгайское-1 массива Рай-Из.

Для глиноземистых хромовых руд Ямботывисской площади (фиг. 15б) Войкаро-Сыньинского массива вычисленные температуры оливин-шпинелевого равновесия варьируют в диапазоне 610–795°C, в том числе и в пределах отдельных рудных залежей. В целом, наименьшие на Ямботывисской площади значения fO_2 , равные 0.6–1.5 ед. выше буфера FMQ, устанавливаются в хромовых рудах, которые залегают в телах дунитов. Наибольшая фугитивность кислорода, FMQ от +1.5 до +1.9 ед. отмечена в хромититах, локализованных в гарцбургитах. Убого- и редковкрапленные глиноземистые хромититы более восстановлены, чем средневкрапленные, густовкрапленные и сплошные (фиг. 18). Хромититы внутренних частей рудных залежей менее окислены, по сравнению с эндоконтактовыми частями.



Фиг. 15. Диаграмма $T - \log fO_2$ для хромититов массивов Рай-Из (а) и Войкаро-Сыньинский (б). Условные обозначения: 1 – месторождение Центральное; 2 – рудопроявление Енгайское-1; 3 – Аркашорское рудопроявление; 4 – рудопроявления Ямботывисской площади.

В рудном теле № 346 Ямботывисского рудопроявления наблюдается увеличение от центра к северному эндоконтакту густоты вкрапленности хромшпинелида. Структура хромитита изменяется от редковкрапленной и средневкрапленной до густовкрапленной. Одновременно с этим повышается значение fO_2 от 0.8 до 1.4 лог. ед. выше буфера FMQ.

Полученные данные показывают, что на Войкаро-Сыньинском массиве хромовые руды среднехромистого минерального типа фиксируют более высокие значения фугитивности кислорода, чем глиноземистого. Можно сделать вывод, что повышение хромистости рудообразующего шпинелида и увеличение густоты вкрапленности хромовых руд, локализованных в ультрамифитах массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский, происходит в условиях возрастания фугитивности кислорода.

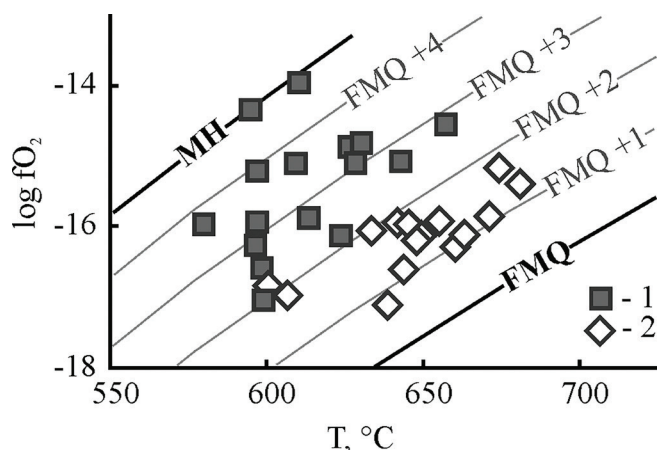
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фугитивность кислорода, на 1–2 ед. превышающая буфер FMQ, типична для ультрамифитов, сформировавшихся в надсубдукционных обстановках (Parkinson, Arculus, 1999; Dare et al., 2009; и др.). Для хромититов месторождения Центральное характерна фугитивность O_2 в среднем FMQ +2.5 $\pm$ 0.5 лог. ед., а в рудовмещающих породах она достигает +5 лог. ед. Такие высокие значения fO_2 не объясняются образованием или преобразованием пород и руд под влиянием надсубдукционных магматических расплавов.

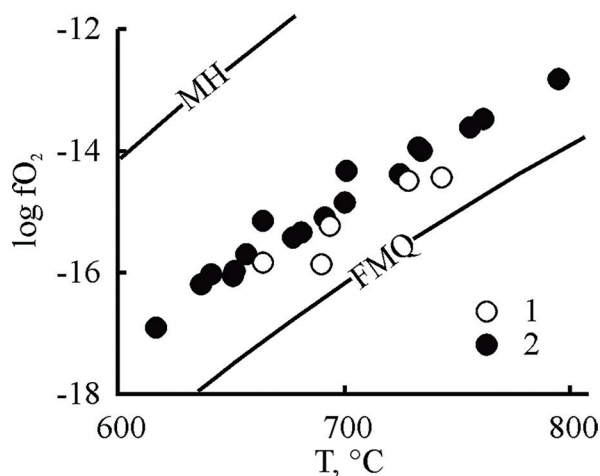
С другой стороны, увеличение фугитивности кислорода отражает изменение глубинности образования горных пород. Окислительно-восстановительная обстановка выше границы Мохо соответствует значениям фугитивности O_2 , которые превышают буфер FMQ (O'Neill et al., 1993; Orcutt et al., 2019; и др.). Это подтверждается повышенной степенью окисленности малоглубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов, по сравнению с ксенолитами глубинных мантийных эклогитов и гранатовых перидотитов (Orcutt et al., 2019). На возрастание фугитивности кислорода вверх по разрезу океанической коры указывает увеличение степени окисления железа в слагающих ее породах (Lécuyer, Yanick, 1999; McCammon, 2005).

Согласно литературным данным, коровый метаморфизм ультрамифитов Полярного Урала происходил при температуре 570–780°C и фугитивности кислорода FMQ +2.5–+5.3 лог. ед. (Чашухин и др., 2007; Вахрушева и др., 2017), которая соотносится с параметрами, установленными в высокохромистых хромовых рудах. С одной стороны, это может являться следствием твердофазных преобразований хромититов при наложенном метаморфизме. Однако авторы настоящей работы полагают, что такие параметры свидетельствуют о непосредственной взаимосвязи метаморфизма и рудообразования для высокохромистых руд.

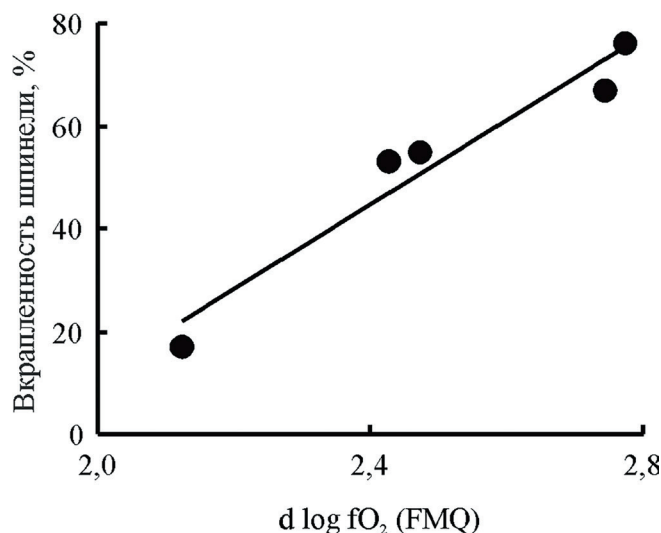
Как было отмечено выше, прямо пропорциональное увеличение железистостей оливина и шпинелида каждого из объектов от хромовых руд к ультрамифитам указывает на равновесие в системе



Фиг. 16. Диаграмма $T - \log fO_2$ для ультрамафитов месторождения Центральное (1) и рудопоявления Енгайское-1 (2).



Фиг. 18. Диаграмма $T - fO_2$ для хромититов Ямботывисского рудопоявления. 1 – убого- и редковкрапленные; 2 – от средневкрапленных до сплошных.



Фиг. 17. Зависимость фугитивности кислорода от густоты вкрапленности хромшпинелида в рудах рудного тела № 8; месторождение Центральное.

руда–порода. Рудовмещающими породами на месторождении Центральное являются метавулканиты. Акцессорные шпинели из этих пород отличаются от рудовмещающих повышенным содержанием трехвалентного железа и пониженным алюминия. При этом руды и породы месторождения Центральное равновесны друг с другом по железистости сосуществующих оливина и шпинелида также как руды и породы Ямботывисских проявлений, где вмещающие ультрамафиты представлены серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Тренды, характеризующие изменение составов минералов этих объектов, имеют различные углы наклона (см. фиг. 6).

Согласно литературным данным, коэффициент распределения железа между оливином и шпинелидом зависит от температуры и соотношения трехвалентных катионов в структуре минерала, главным образом хрома и алюминия (хромистость минерала) (Irvine, 1965; и др.). В рассматриваемом случае положение точек составов минералов на диаграмме обусловлено не хромистостью шпинелида, а параметрами, при которых образовались минеральные парагенезисы ультрамафитов и хромовых руд. На это указывает полное совпадение поля составов глиноземистых хромититов – рудовмещающих серпентинизированных гарцбургитов Ямботывисской площади с таковыми высокохромистых руд Кемпирсайского массива (по данным (Царицын, Алимов, 1983)). О близости условий эволюции гарцбургитов этих объектов можно судить по составам породообразующих энстатитов. Энстатиты из рудовмещающих гарцбургитов Кемпирсайского и Войкаро-Сынынского массива содержат примеси Al_2O_3 (0.5–3 мас. %) и Cr_2O_3 (0.14–1.2 мас. %) (Савельева, Перцев, 1995; Чашухин и др., 2007; Савельева и др., 2015). Это значимо отличает их от энстатитов рудовмещающих энстатит-оливиновых и амфибол-энстатит-оливиновых пород массива Рай-Из, содержащих 0–0.15 мас. % Cr_2O_3 и 0.1–0.25 мас. % Al_2O_3 (Чашухин и др., 1986; Вахрушева и др., 2017). Перераспределение хрома и алюминия из энстатита в другие силикатные и окисные фазы происходит в результате метаморфизма пород (Вахрушева и др., 2017). Следовательно, можно предполагать, что геологические и $T-fO_2$ условия преобразования пород Ямботывисской площади и Кемпирсайского массива близки и обуславливают схожие по углу

наклона тренды изменения составов оливинов и шпинелидов (см. фиг. 5). Предположительно, различное содержание хрома в шпинелидах хромититов связано с разными давлениями в рудообразующей системе. Как было показано в работах (Klemme, O'Neill, 2000; Маракушев, Панеях и др., 2004; и др.), хромистость шпинелида возрастает с увеличением давления, при котором он образовался. Рудообразующие шпинелиды рудопроявлений Ямботывисской площади имеют существенно более низкую хромистость, по сравнению с таковыми месторождения Алмаз-Жемчужина, и, следовательно, можно предполагать, что они сформировались при относительно более низких давлениях. С точки зрения магматической петрологии такая разница в составах шпинелидов объясняется различным составом магм, из которых они кристаллизовались. Например, высокохромистые руды могли кристаллизоваться из магм, схожих по составу с бонинитами, а глиноземистые – из промежуточных между бонинитами и MORB, как показано в работе (Zhang et al., 2020).

Таким образом, мы предполагаем, что пропорциональное равновесное распределение железа между оливином и шпинелидом в системе руда–порода свидетельствует о том, что высокохромистые хромититы образовались одновременно с рудовмещающими метаультрамафитами. Рудообразование, концентрирование рудного компонента, может происходить не только в мантийных или нижнекоровых условиях, характеризующихся значениями fO_2 , близкими к буферу FMQ, но и в обстановке корового метаморфизма ультрамафитов, в наиболее окислительных условиях. В таком случае образование хромититов не связано с магматическим переносом рудных компонентов, а является следствием твердофазного минерального изменения пород рудовмещающего комплекса в ходе высокопараметрического метаморфизма. Схожий механизм предложен Д. Савельевым для объяснения накопления хромититов в массивах Крака и Кемпирсай (Saveliev, 2021).

Установленные в хромититах и рудовмещающих ультрамафитах рудопроявления Енгайское-1 и месторождения Центральное значения fO_2 и температуры оливин-шпинелевого равновесия не соотносятся с условиями, типичными для магматических процессов, в том числе импрегнации ультрамафитов надсубдукционными магматическими расплавами. В то же время, результаты оценки условий формирования оливин-хромшпинелевого парагенезиса в рудовмещающих ультрамафитах и хромититах приводят

к выводу о возможном метаморфогенном образовании рудных концентраций.

Повышение фугитивности кислорода в хромитоносных ультрамафитах Полярного Урала в результате перемещения массивов в коровые условия согласуется с тектонической реконструкцией деформационной эволюции массива Рай-Из, выполненной В.Н. Пучковым и В.Р. Шмелевым. По данным этих авторов, подъем массива происходил на этапе коллизии и сопровождался динамической рекристаллизацией ультрамафитов (Строение ..., 1990).

Глиноземистые хромититы можно рассматривать в качестве продуктов наиболее раннего этапа рудообразования, который происходил в близких к мантийным нижнекоровым условиям при $fO_2 = FMQ + 0.5 - 1.5$ лог. ед. Высокохромистые руды сформировались в наиболее окислительной обстановке, фиксирующей наивысший относительный уровень литосферы, где значения fO_2 превышали +2.5 лог. ед. относительно FMQ. Среднехромистые хромовые руды образовывались на промежуточном относительном уровне при $fO_2 = FMQ + 1.5 - 2.5$ лог. ед.

ВЫВОДЫ

Согласно полученным данным, фугитивность кислорода в глиноземистых хромититах составляет в среднем $FMQ + 0.5 - 1.5$ лог. ед., в среднехромистых – $FMQ + 1.5 - 2.5$ лог. ед., в высокохромистых – превышает +2.5 лог. ед. относительно буфера FMQ. Фугитивность кислорода в густовкрапленных хромититах на 0.5–1 лог. ед. выше, чем в убоговкрапленных и редковкрапленных. Температура оливин-шпинелевого равновесия для исследованных хромититов, изменяется в пределах 550–800°C.

Оцененные в хромовых рудах значения температуры оливин-шпинелевого равновесия и фугитивности кислорода, по нашему мнению, соответствуют параметрам коровой эволюции ультрамафитов. Повышение хромистости рудообразующего хромшпинелида и увеличение густоты вкрапленности хромовых руд, локализованных в ультрамафитах массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский, происходит в условиях возрастания фугитивности кислорода. Равновесное увеличение железистости оливина и шпинелида от хромовых руд к рудовмещающим ультрамафитам может свидетельствовать о том, что хромититы массива Рай-Из образовались одновременно с рудовмещающими метаультрамафитами.

Полученные результаты показывают, что образование хромовых руд, концентрирование рудного

компонента, может происходить не только в мантийных или нижнекоровых условиях, характеризующихся значениями fO_2 , близкими к буферу FMQ, но и сопровождать коровый метаморфизм ультрамафитов, который происходит в окислительной обстановке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны академику РАН Виктору Алексеевичу Коротееву, который проявлял искренний интерес и оказывал всестороннюю поддержку нашим исследованиям. Мы признательны рецензентам за ценные критические замечания, способствовавшие улучшению статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00027 (<https://rscf.ru/project/22-17-00027/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батанова В.Г., Савельева Г.Н.* Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
- Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В.* Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сынынского офиолитового массива, Полярный Урал // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 2. С. 238–243.
- Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Тарасов Н.Н., Дистлер В.В., Лаломов А.В., Аристов В.В., Мурашов К.Ю.* Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479–500.
- 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.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. Ин-та геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. Вып. 368. 221 с.
- Зылёва Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е покол.). Сер. Зап.-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Об. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014, 396 с.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области: (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Макеев А.Б., Брянцининова Н.И.* Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- Макеев А.Б., Брянцининова Н.И.* Крупномасштабное минералогическое картирование хромитоносных участков на примере Хойлинского рудного узла (Войкаро-Сынынский массив, Полярный Урал) Статья 2. Особенности образования и преобразования руд и пород // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2014. № 2. С. 15–22.
- Маракушев А.А., Панях Н.А., Горбачев Н.С., Зотов И.А.* Минералого-геохимическая специфика гигантских месторождений хрома и платиновых металлов и проблема глубинности их мантийных источников // Крупные и суперкрупные месторождения: Закономерности размещения и условия образования. М.: ОНЗ РАН, 2004. С. 137–159.
- Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Хромовые руды. М.: ФГУ ГКЗ МПР РФ, 2007. 36 с.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С., Назаров М.А., Альмеев Р.Р.* Тестирование ОI-Орх-Sp оксидометра Балльхауса-Берри-Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // Геохимия. 2016. № 4. С. 323–343.
- Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И.* Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд // Минеральное сырье. № 42. М.: ФГБУ “ВИМС”, 2021. 238 с.
- Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геол. наук. Серия рудных месторождений. 1949. Вып. 103. 87 с.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина Г.Г.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Первозчиков Б.В., Кениг В.В., Лукин А.А., Овечкин А.М.* Хромиты массива Рай-Из на Полярном Урале (Россия) // Геология руд. месторождений. 2005. № 47 (3). С. 230–248.
- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А.* Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика 2018. № 59(12). С. 2129–2167. <https://doi.org/10.15372/GiG20181212>
- Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т.* Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 394–423.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офи-

- олитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Соболев А.В., Кузьмин Д.В. Минералы мантийных перидотитов – индикаторы хромовых руд в офиолитах // Докл. РАН. 2013. Т. 452. № 3. С. 313–316.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В., Соболев А.В. Состав минералов мантийных перидотитов как отражение рудообразующих процессов в мантии (на примере офиолитов Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов) // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 87–98.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 115–132.
- Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В. Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива // Литосфера. 2008. № 2. С. 101–115.
- Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Ред.: Пучков В.Н., Штейнберг Д.С. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- Царицын Е.П., Алимов В.Ю. Оливин-хромшпинелидовые парагенезисы в гипербазитах Кемпирсайского массива // Минералы и парагенезисы минералов месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 87–102.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Шапова Ю.Л. ЯГР кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 345 с.
- Чашухин И.С., Перевозчиков Б.В., Царицын Е.П. Метаморфизм гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Исследования по петрологии и металлогении Урала. УНЦ АН СССР, 1986. С. 49–75.
- Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В. Особенности состава и условий образования рудообразующих хромовых шпинелей южного участка месторождения Центральное (массив Рай-Из) // Ежегодник-2016. Труды ИГГ УрО РАН. 2017. № 164. С. 204–206.
- Шмелев В.Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 649–672.
- Arai S., Abe N. Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite // Amer. Mineral. 1995. V. 80. P. 1041–1047.
- Arai S., Akizawa N. Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: new behavior of Cr and chromite // Amer. Mineral. 2014. V. 99. P. 28–34.
- Arai S., Miura M. Formation and modification of chromitites in the mantle // Lithos. 2016. V. 264. P. 277–295.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer – implications for oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–40.
- Borisova A.Y., Ceuleneer G., Arai S., Kamenetsky V., Béjina F., Polvé M., Aigouy T., Pokrovski G.S. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // J. Petrol. 2012. V. 53. P. 2411–2440.
- Dare S.A., Pearce J.A., McDonald I., Styles M.T. Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel // Chem. Geol. 2009. V. 261. P. 199–216.
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123. P. 387–411.
- Hu W.-J., Zhou M.-F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.-F. Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan // Econ. Geol. 2022. V. 117(7). P. 1629–1655. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4955>
- Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications // Can. J. Earth Sci. 1967. V. 4. P. 71–103.
- Klemme S., O'Neill H.S.C. The effect of Cr on the solubility of Al in orthopyroxene: experiments and thermodynamic modeling // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 84–98.
- Lécuyer C., Yanick R. Long-term fluxes and budget of ferric iron: Implication for the redox state of the Earth's mantle and atmosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 165. P. 197–211.
- Li C., Ripley E.M., Sarkar A., Shin D., Maier W.D. Origin of phlogopite-orthopyroxene inclusions in chromites from the Merensky Reef of the Bushveld Complex, South Africa // Contrib. Miner. Petrol. 2005. V. 150. P. 119–130.
- McCammon C.A. Mantle Oxidation State and Oxygen Fugacity: Constraints on Mantle Chemistry, Structure, and Dynamics // Earth's Deep Mantle: Structure, Composition, and Evolution (eds R.D. Van Der Hilst, J.D. Bass, J. Matas and J. Trampert). American Geophysical Union, 2005. 334 p.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpf E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // J. Petrol. 1997. V. 38. P. 1419–1458.
- O'Neill H.S.C., Rubie D.C., Canil D., Geiger C.A., Ross H.C.R., Seifert F., Woodland A.B. Ferric iron in the upper mantle and in transition zone assemblages: implications for relative oxygen fugacities in the mantle // Evolution of the Earth and Planets, International Union of Geodesy and Geophysics and the American Geophysical Union, Geophysical Monograph 74. IUGG, 1993. V. 14. P. 73–88.
- O'Neill H.S.C., Wall V.J. The olivine-orthopyroxene-spinel

- oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *J. Petrol.* 1987. V. 28. P. 1169–1191.
- Osborne M.D., Fleet M.E., Michael Bancroft G. Fe²⁺-Fe³⁺ ordering in chromite and Cr-bearing spinels // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 77(3). P. 251–255.
- Orcutt B., Daniel I., Dasgupta R., Orcutt B. Deep Carbon: Past to Present. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. 653 p.
- Parkinson I.J., Arculus R.J. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites // *Chem. Geol.* 1999. V. 160. P. 409–423.
- Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.* 1998. V. 39 (9). P. 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.9.1577>
- Payot B.D., Arai S., Tamayo R.A., Graciano Y.P. Textural Evidence for the Chromite-Oversaturated Character of the Melt Involved in Podiform Chromitite Formation // *Resource geology.* 2013. V. 63 (3). P. 313–319.
- Roeder P.L., Campbell L.H. and Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 68. P. 325–334.
- Roeder P.L., Reynolds I. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *J. Petrol.* 1991. V. 32. P. 909–934.
- Satsukawa T., Piazzolo S., González-Jiménez J.M., Colás V., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Gervilla F., Fanlo I., Keresztess T.N. Fluid-present deformation aids chemical modification of chromite: insights from chromites from Golyamo Kamenyane, SE Bulgaria // *Lithos.* 2015. V. 228. P. 78–89.
- Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): Geological, mineralogical and structural features // *Miner. Depos.* 2021. V. 56 P. 1111–1132. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>
- Sneath R., Von Gruenewaldt G. Oxygen fugacity and its bearing on the origin of chromitite layers in the Bushveld Complex // *Time- and strata-bound ore deposits.* Klemm D.D. and Schneider H.J., eds. Berlin: Springer-Verlag, 1977. P. 352–370.
- Shiryaev P.B., Vakhrusheva N.V. Chemical zoning of ore-forming spinels from Cr-saturated and Al-rich chromitites of the Voikaro-Syninsky massif // *Известия Уральского государственного горного университета.* 2021. № 2 (62). P. 39–47. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-2-39-47>
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Delouile E., Chaussidon M. Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 146. P. 489–497.
- Tesalina, S.G., Nimis P., Auge T., Zaykov, V. Origin of chromite in mafic-ultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the Main Uralian Fault, South Urals, Russia // *Lithos.* 2003. V. 70. P. 39–59.
- Woodland A.B., Kornprobst J., Tabit A. Ferric iron in orogenic lherzolite massifs and controls of oxygen fugacity in the upper mantle // *Lithos.* 2006. V. 89. № 1–2. P. 222–241.
- Xiong F., Zoheir Basem, Robinson P.T., Yang Jingsui, Xu X., Meng F. Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes // *Lithos.* 2020. V. 374–375. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105699>
- Zhang P., Zhou M., Yumul G.P. Coexistence of high-Al and high-Cr chromite orebodies in the Acoje block of the Zambales ophiolite, Philippines: Evidence for subduction initiation // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 126. 103739. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103739>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Bai W.-J. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle // *Mineral. Deposita.* 1994. V. 29. P. 98–101.

THE REDOX STATE OF CHROMIUM ORES OF THE POLAR URALS

P. B. Shiryaev^{1, *}, N. V. Vakhrusheva¹

¹*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, st. Academician Vonsovsky, 15, Yekaterinburg, 620016 Russia*

The redox state of chromium ores of the main industrially significant types, developed in ultramafic rocks of the Rayiz-Voikar complex of the Polar Urals, was studied. The chromitites occurring in various geological settings — rocks of the dunite-harzburgite complex and large dunite bodies — have been investigated. For the first time, on a representative sample of analyzes (more than 150 samples), an assessment was made of oxygen fugacity and temperature of olivine-spinel equilibrium in chromium ores of the Rai-Iz and Voikaro-Syninsky massifs.

At each of the studied objects, the iron content of minerals increases linearly from chromitites to their host ultramafic rocks. The temperature of olivine-spinel equilibrium in chromitites varies within 550–800°C. The oxygen fugacity in aluminous chromitites averages FMQ +0.5–1.5 log. units, in medium chromium — FMQ

+1.5–2.5 log. units, in high-chromium ones it exceeds +2.5 log. units relative to the FMQ buffer. The fugacity of oxygen in densely disseminated chromitites is 0.5–1 log. units higher than in poorly disseminated and rarely disseminated. The values of T - fO_2 parameters correspond to the crustal conditions and are close to those established in the metaultramafites of the studied massifs.

The data obtained may indicate that the concentration of the ore component and the formation of chromium ore deposits occur not only in mantle or lower crustal conditions, characterized by fO_2 values close to the FMQ buffer, but also as a result of ultramafic crustal metamorphism occurring in an oxidizing environment.

Keywords: chrome ores, Polar Urals, ultramafic rocks, redox state, olivine-spinel equilibrium, ore formation, metamorphism

УДК 553.21/.24

СУЛЬФИДНАЯ И СЕЛЕНИДНАЯ ЭПГ-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ ДУНЖУГУРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ)

© 2024 г. О. Н. Киселева^{а, *}, Е. В. Айриянц^а, С. М. Жмодик^а, Д. К. Белянин^а

^аИнститут геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, просп. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

E-mail: kiseleva_on@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 03.03.2023 г.

После доработки 23.07.2023 г.

Принята к публикации 09.10.2023 г.

В статье приводятся первые данные о сульфидной и селенидной ЭПГ-минерализации, формировавшейся в подформных хромититах на различных стадиях эволюции Дунжугурского офиолитового массива. Хромитовые тела локализованы в лиственитизированных апосерпентинитах, входящих в состав Дунжугурского офиолитового комплекса. Методом сканирующей электронной микроскопии изучены формы нахождения, микроструктурные особенности и состав минералов платиновой группы в хромититах. Обогащение хромититов тугоплавкими ЭПГ, платинометаллическая ассоциация сульфидов и Os-Ir-Ru интерметаллидов свидетельствуют о мантийных условиях формирования магматических минералов платиновой группы. При взаимодействии мантийных перидотитов и хромититов с As-Sb содержащим флюидом, генерирующимся при дегидратации и плавлении субдуцирующей плиты, первичные минералы платиновой группы замещались сульфосолями, сульфосолями иридия. Самородный осмий формировался в результате десульфуризации магматических сульфидов ЭПГ на стадии серпентинизации, при участии восстановленных флюидов. Замещение Ru-Os сульфидов селенидами этих металлов в хромититах могло произойти на этапах субдукции, либо обдукции, в условиях высокой фугитивности кислорода при воздействии кислых гидротермальных/метаморфогенных флюидов. Проведена качественная оценка физико-химических параметров формирования селенидов рутения. Значения фугитивности кислорода, оцененные по ассоциации магнетит-гематит, составляют $\log fO_2$ (–30.5) при 300°C и $\log fO_2$ (–40.5) при 200°C. Минимальное значение фугитивности серы принято по линии устойчивости лаурита при 300°C, $\log fS_2 = -20$. Максимальная фугитивность серы принята по области устойчивости сульфидов железа и никеля: $\log fS_2 < -4.5$ при 300°C и $\log fS_2 < -10.5$ при 200°C. Оценка фугитивности селена показала значения при $T = 300^\circ\text{C}$ $\log Se_2$ (–8) ÷ (–13), при $T = 200^\circ\text{C}$ $\log fSe_2$ (–12) до (–17). Au-Ag селениды формировались при $T = 200^\circ\text{C}$, $\log fS_2$ (–9) ÷ (–10.5), $\log fSe_2$ оценивается от (–13.5) до (–20.5), $\log fO_2$ (–40). Важным фактором для возможности замещения Ru-Os сульфидов селенидами является появление Se в рудоформирующей системе. Источником Se могло быть вещество субдуцирующего слэба – вулканогенно-осадочные породы, содержащие фрагменты гидротермально-осадочных сульфидных руд, обогащенных Se и вовлеченных в процессы магмогенерации и сопутствующую гидротермальную циркуляцию.

Ключевые слова: субдукция, офиолиты, хромититы, ЭПГ минерализация, селениды ЭПГ

DOI: 10.31857/S0016777024020054, **EDN:** yqkkgu

ВВЕДЕНИЕ

Основная форма существования Se в эндогенных условиях представлена либо собственными минералами селена, либо в виде изоморфного замещения серы в кристаллической решетке сульфидов (Эгель, 1962; Hattori et al., 2002). Кроме того, являясь рассеянным элементом, Se входит в качестве примеси в состав сульфидов,

теллуридов и висмутидов (Эгель, 1962; Simon et al., 1997). Эти формы селена характерны для мантийных перидотитов и сульфидов вулканических пород (океанических базальтов) (Barnes, Mansur, 2022). Селениды, связанные с гидротермальными процессами, концентрируются преимущественно в вулканогенно-осадочных породах – в сульфидах колчеданных месторождений

и “черных курильщиков” (Синдеева, 1959; Блинов, 2015); в осадочных породах (Бурьянова, 1969). Селенидная минерализация обнаружена в континентальной и подводной зонах окисления Южно-Уральских вулканогенно-колчеданных месторождений (Belogub et al., 2020).

Pt-Pd селениды являются широко распространенными фазами в крупнейшем золоторудном месторождении с бонанцевыми рудами (Серра Пелада, Бразилия) с селеновой геохимической специализацией (Cabral et al., 2002₁). Другое крупное золоторудное месторождение с Pt-Pd-Se минерализацией связано с золотосодержащими гематитовыми жилами типа Джакутинга в итабиритах на железорудном месторождении Кауэ, Бразилия (Cabral et al., 2002₂). Pt-Pd самородки, обогащенные селеном, задокументированы в аллювиальной россыпи реки Коррего Бом Сусессо, провинция Минас Герайс, Бразилия (Cabral et al., 2006). Многочисленные селенидные ЭПГ фазы (Pt-Pd-Se) совместно с селенидами Ni, Co, Bi, Pb, Hg установлены в известном Au-Pt-Pd-U месторождении Коронэйшн Хилл, район Южный Аллигатор, Австралия (Wide et al., 1989; Mernagh et al., 1994). Pt-Pd селениды, наряду с селен-содержащими сульфидами, сульфосолями, сульфатами и самородным Se, обнаружены в фумарольных отложениях вулкана Кудрявый (Курильские острова) (Yudovskaya et al., 2006). В целом, редкие зерна Pt и Pd селенидов встречаются в относительно низкотемпературных ассоциациях: метасланцах, метадоломитах, малахит-кварцевых жилах, метаосадочных породах, платиноносных россыпях (Jedwab et al., 1992; Полеховский и др., 1997; Nickel, 2002).

Селениды платиновых элементов Ir-подгруппы в природных объектах чрезвычайно редки и установлены в россыпях, в том числе формирующихся за счет золоторудных объектов. В платиноносных россыпях реки Ауник (Западное Забайкалье) установлены селениды иридия с примесями Os, Te (Airiya et al., 2020), в аллювиальных россыпях Западного Саяна (Куртшубинский офиолитовый комплекс) соединения Ir(As, Se, S)₂ (Толстых и др., 1997), (Pt, Rh)(As, Se, S), PtSe₂ (Barkov et al., 2018), в аллювиальных россыпях Восточного Саяна – селениды и селено-арсениды Ir-ЭПГ (Kiseleva et al., 2021; Airiya et al., 2022).

В данной работе представлены результаты исследования минералого-геохимических особенностей селенидов платиновых элементов Ir-подгруппы из коренных пород – подформных

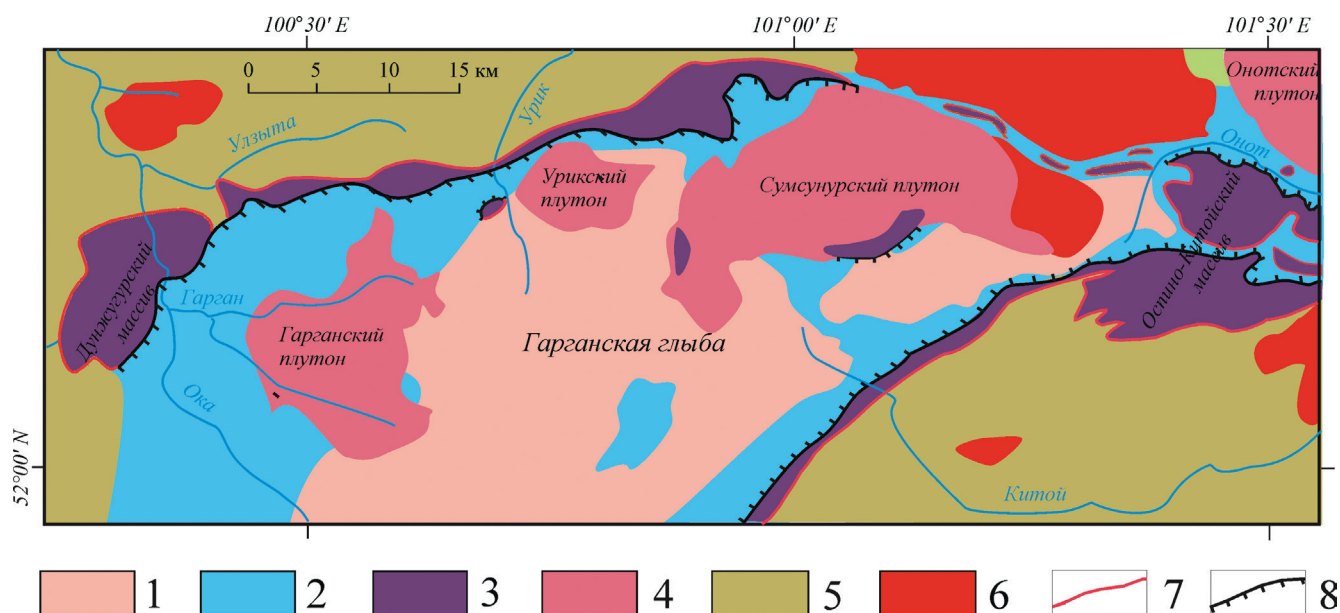
хромититов, локализованных в лиственитизированных мантийных перидотитах, среди пород Дунжугурского офиолитового комплекса (Восточный Саян). Минералы платиновой группы (МПГ) представлены как традиционными Os–Ir–Ru интерметаллидами и Ru–Os сульфидами ряда лаурит–эрликманит, так и необычными для хромититов Ru–Os селенидами. Проведена качественная оценка физико-химических параметров формирования селенидной минерализации в хромититах.

Впервые приводятся петрохимические и минералого-геохимические характеристики (распределение ЭПГ, минеральный парагенезис и химический состав МПГ) лиственитов и хромититов, локализованных среди пород Дунжугурского офиолитового комплекса. Обсуждаются следующие вопросы: (1) с каким этапом эволюции и трансформации офиолитов и подформных хромититов связано формирование различных платинометалльных ассоциаций в Дунжугурском офиолитовом массиве; (2) влияет ли процесс лиственитизации на формирование селенидной минерализации в хромититах; (3) качественная оценка физико-химических параметров благороднометалльной ассоциации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ДУНЖУГУРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Дунжугурский офиолитовый комплекс, расположенный в юго-восточной части Восточного Саяна, входит в структуру Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ЦАСП состоит из амальгамированных террейнов от архейского до мезопротерозойского возраста (Dobretsov et al., 2003; Жмодик и др., 2006; Windley et al., 2007; Gordienko et al., 2021), которые были тектонически совмещены в период неопротерозойской аккреционной орогении (фиг. 1). Наиболее ранние этапы формирования ЦАСП связаны с развитием Палеоазиатского океана, открытого в ходе поздне-рифейского раскола суперконтинента Лавразия на Сибирский и Лаврентийский кратоны и ряд микроконтинентов (Dobretsov et al., 2003; Гордиенко и др., 2021). События континентального рифтинга, субдукции океанической коры и формирование окраинных бассейнов начались около 1000 млн лет назад и завершились примерно 570 млн лет назад (Windley et al., 2007).

Дунжугурский офиолитовый комплекс, расположенный на западной окраине Гарганского



Фиг. 1. Упрощенная схема структурно-вещественных комплексов северо-восточного сегмента ЦАСП (по Kuzmichev, 2015). Условные обозначения: 1–2 Гарганская глыба: 1 – фундамент (AR-PR), 2 – чехол (>790 млн лет); 3 – офиолиты (MP₃-PR₂₋₃); 4 – Сумсунурские тоналиты (PR₃); 5 – вулканогенно-осадочные породы (PR₃); 6 – Сархонский комплекс, граниты (O₁₋₂); 7 – тектонические контакты; 8 – надвиги.

блока, представляет собой фрагмент офиолитовых комплексов, которые распространены в юго-восточной части Восточного Саяна в виде деформированных тектонических покровов, надвинутых на Гарганскую глыбу (фиг. 1). Массив сложен породами офиолитовой ассоциации и островодужных комплексов. В его структуре выделяется три тектонических покрова, разбитых на ряд чешуй (Геология ..., 1988) (фиг. 2). Нижний покров представлен расслоенным, габбровым и дайковым комплексами. Средний покров сложен базальтами, андезитами и черными сланцами ильчирской свиты. Офиолитовые породы (дайковый и вулканический комплекс) Дунжугурского массива представлены андезитом-базальтами известково-щелочной серии. Установлены дайки и отдельные лавовые потоки, сложенные породами бонинитовой серии (Скляр и др., 2016; Khain et al., 2002; Kuzmichev, 2015). Верхний покров сложен реститовыми серпентинизированными гарцбургитами, серпентинизированными и лиственитизированными дунитами с линзами и жилами подиформных хромититов. Возраст Дунжугурского офиолитового массива и одноименной островной дуги оценивается как мезо-неопротерозойский MP₃-PR₂₋₃ – 1100–800 млн лет (Khain et al., 2002). Считается, что на рубеже около 800 млн лет произошла обдукция Дунжугурских офиолитов на Гарганский континентальный блок (Kuzmichev, 2015).

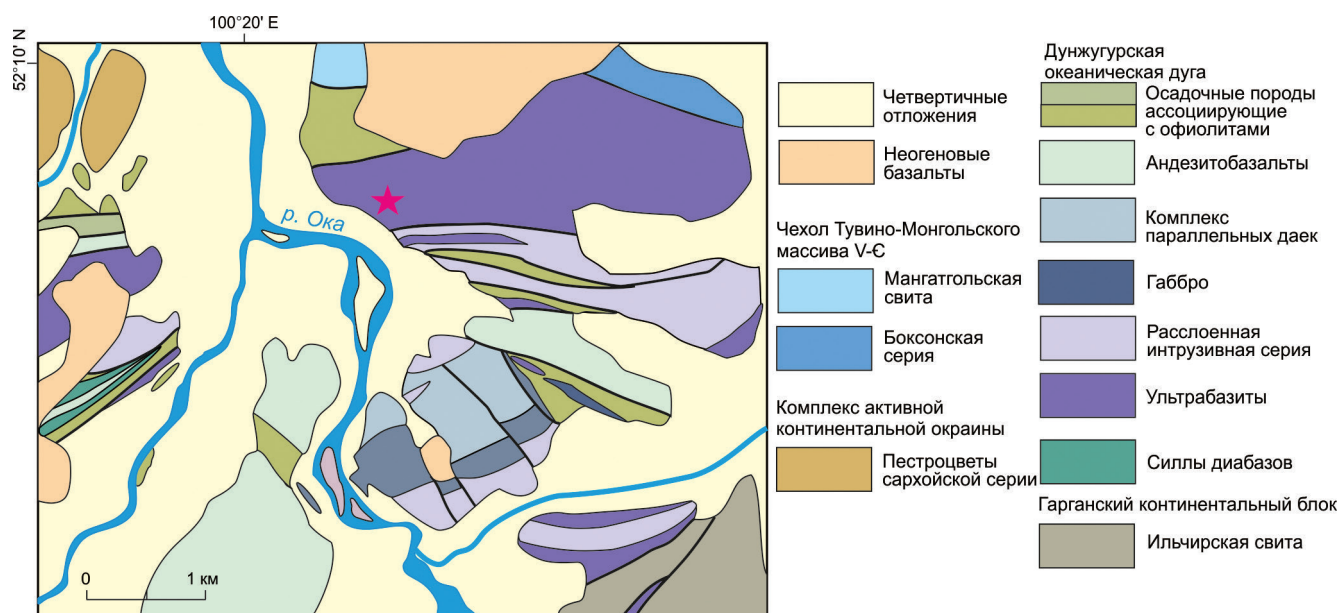
Тектонический контакт офиолитов и чехла Гарганского континентального блока представляет собой чередование линз апосерпентинитовых кварц-талък-магнезитовых метасоматитов, лиственитов и тальцитов со сланцами ильчирской свиты. На правом борту р. Ока установлены выходы серпентинитов, кварц-талък-магнезитовых апосерпентинитов с телами хромититов и лиственитов (фиг. 2).

В зоне контакта серпентинитов и вулканогенно-осадочной толщи наблюдаются зоны интенсивного катаклаза (фиг. 3а–в). Зоны лиственитизации на рассматриваемом участке приурочены к серпентинизированным мантийным перидотитам. Мощность зоны тектонического меланжа составляет несколько сотен метров.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Хромититы отбирались из коренных линзовидных и шлировых обособлений хромитовых тел в кварц-талък-магнезитовом апосерпентините. Для геохимических и минералогических исследований были отобраны четыре пробы густовкрапленных и массивных хромититов, которые анализировались на содержание ЭПГ в породе.

Микроэлементный состав пород определялся с использованием синхротронного излучения (методом РФА-СИ) на оборудовании



Фиг. 2. Фрагмент геологической схемы Боксонского участка Дунжугурского офиолитового комплекса (по Kuzmichev, 2015).



Фиг. 3. Фото обнажений площади на участке опробования: (а) выходы серпентинитов и кварц-талк-магнезитовых апосерпентинитов; (б) зона тектонического меланжа — катаклазированные и меланжированные серпентиниты; (в) шлировидные обособления хромитита в кварц-талк-магнезитовом апосерпентините.

ЦКП “СЦСТИ” на базе УНУ “Комплекс ВЭПП – 4–2000” в ИЯФ СО РАН, оснащенной Si(Li) полупроводниковым детектором производства фирмы “Oxford Instruments” с площадью кристалла 10 мм² и энергетическим разрешением 160 эВ (на линии 5.9 кэВ) с двухкристалльным монохроматором из пиролитического графита, позволяющим генерировать первичное излучение в диапазоне энергии от 15 до 47 кэВ (Piminov et al., 2016) (аналитик Ю.П. Колмогоров).

Содержание элементов платиновой группы в хромититах и кварц-талк-магнезитовом апосерпентините определялось микропробирным методом ИСП-МС с предварительным концентрированием на никелевый штейн в аналитической лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва). Пределы обнаружения: 2 мг/т для Os, Ir, Ru, Rh и 5 мг/т для Pt, Pd.

Для изучения микроструктурных особенностей и химического состава минералов платиновой группы *in situ* было подготовлено 3 препарата-пластинки (аншлифы). В связи с тем, что ЭПГ в хромититах распределены крайне неравномерно и в аншлифах обнаружить МПГ не всегда удастся, то в качестве основного способа изучения ЭПГ минерализации в хромититах было использовано промывание крупнообъемных проб густовкрапленных и массивных руд и выделение тяжелого концентрата. Всего промыто четыре крупнообъемных пробы хромититов общей массой 10 кг, тяжелая фракция монтировалась в шашки — 6 шт. Проанализировано 35 зерен платинометаллических фаз.

Химический состав минералов определялся на электронно-сканирующем микроскопе с термополевой эмиссией Tescan-MIRA 3 LMU. Условия

проведения анализов: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.6 нА. Линия L и химически чистые элементы были использованы в качестве стандартов для Pd, Rh, Ru, Ag, Sb, Se (соединения PtAs₂ и HgTe для As и Te). Линия K и чистые элементы использованы для Fe, Cu, Ni и Co (FeS₂ для S). Линия M (или линия L в соответствующих случаях) и чистые элементы использованы для Pt, Ir, Os и Au (аналитик М.В. Хлестов). В хромшпинелидах содержание FeO и Fe₂O₃ рассчитывалось из FeO_{tot} по стехиометрии.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрография вмещающих пород и руд

Листвениты характеризуются полным разложением серпентина с формированием карбонат-кварцевых пород с рассеянной рудной вкрапленностью (магнетит, гематит, хромшпинелид, пирит FeS₂, борнит Cu₅FeS₄, зигенит (Ni, Co)₃S₄, полидимит NiNi₂S₄), присутствуют единичные зерна барита. Рудовмещающие кварц-талк-магнезитовые апосерпентиниты имеют лепидо-гранобластовую структуру. Текстура пород неоднородная, пятнистая, содержит жильные, линзообразные и шширообразные обособления (3–10 см), густовкрапленных и массивных хромититов (фиг. 3в). Минеральный состав рудовмещающих апосерпентинитов представлен магнезит-брейнеритом, серпентином, Ni-серпентином, тальком, небольшим количеством кварца; по трещинам в породе развивается Cr-содержащий хлорит (кеммерерит, 6–10 мас.% Cr₂O₃), установлены единичные находки мелкозернистого агрегата калиевого полевого шпата.

Хромититы имеют гипидиоморфнозернистую и аллотриаморфнозернистую структуры. Некоторые из них имеют катакластическую структуру, которая характеризуется наличием расщепленных, раздробленных, деформированных зерен хромшпинелидов. Текстуры хромититов – густовкрапленные, полосчатые, шшировые и массивные.

Акцессорная минерализация в хромититах представлена, главным образом, сульфидами и арсенидами никеля. Присутствуют единичные микрочастицы фишессерит – наумманитового ряда (Ag₃AuSe₂) – (Ag₂Se), Au-Ag сплавы (табл. 1), таэнит (Ni, Fe), пирит (FeS₂), киноварь (HgS), уранинит (UO₂). Несмотря на небольшое количество анализов самородного золота, по составу выделяется четыре группы соединений Au-Ag (в мас. %): 1 – весьма высокопробное (98.99 Au); 2 – высокопробное (от 90.64 до 93.8 Au и от 4.54 до 9.86 Ag); 3 – умеренно-высокопробное (от 82.92 до 88.79 Au и от 7.74 до 15.59 Ag); 4 – весьма низкопробное, высокосеребристое золото (от 56.0 до 57.33 Au и от 39.01 до 4.53 Ag), содержащее медь (2.73 – 2.83 Cu) (Петровская, 1973). Установлены необычные для хромититов Ru–Os селениды. Платинометальная минерализация будет детально обсуждена ниже в соответствующем разделе.

Геохимические особенности пород

Микроэлементный состав лиственитов, кварц-талк-магнезитового апосерпентинита и хромитита представлен в табл. 2. Примечательной особенностью состава является присутствие Se в хромитите в концентрации 11 г/т. Также Se

Таблица 1. Химический состав самородного Au, Au-Ag сплавов и селенидов (мас. %) в хромититах Дунжугурского массива

	3-1_4-3	3-2_7_2-1	3-2_7_2-2	3-1_4-1	3-C_5-2	Pl_1_7-1	3-1_3_2-3	3-1_3_2-4	3-C_5-1	3-C_5-2	3-C_10-1	3-C_10-2
Au	98.99	93.80	91.18	90.64	88.79	88.31	87.45	82.93	56	54.24	20.87	-
Ag	-	4.54	4.19	9.86	7.74	9.05	12.05	15.59	39.01	42.53	53.49	68.5
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	0.31	0.2	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	2.87	2.73	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.51	0.41
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25.3	29.49
Total	98.99	98.34	95.37	100.5	96.53	97.36	99.5	98.52	98.19	99.7	100.17	98.4

Примечание: “-” содержание элементов ниже предела обнаружения.

установлен в сульфидизированных черносланцевых толщах и оруденелом метабазите ильчирской свиты с содержанием от 7 до 213 г/т, в то время как в лиственитах и кварц-талк-магнезитовом апосерпентините Se отсутствует.

Содержание ЭПГ в рудовмещающем апосерпентините составляет 0.2 г/т (табл. 3), при преобладании Pt-ЭПГ (PPGE) над Ir-ЭПГ (IPGE), PPGE/IPGE = 11.5. В хромититах диапазон содержаний ЭПГ выше, чем в апосерпентинитах, и варьирует от 0.28 до 0.55 г/т, с хорошо выраженным максимумом по Ru в хондрит-нормализованных спектрах распределения (табл. 3. фиг. 4).

Химические особенности хромшпинелидов

Хромшпинелиды в лиственитах имеют состав, соответствующий хромиту (в мас. %): 4–8.7 Al_2O_3 , 59–67 Cr_2O_3 , 16–29 FeO , 1–2.3 Fe_2O_3 , 8–11 MgO , до 0.6 ZnO (фиг. 5а). Зерна по периферии и в участках трещиноватости замещаются магнетитом, редко гематитом.

Рудные хромшпинелиды из жил и шлировых обособлений соответствуют хромиту и алюмохромиту (фиг. 5а). Химический состав (мас. %): 5–14 Al_2O_3 , 55–64 Cr_2O_3 , 12–27 FeO , 0.6–9 Fe_2O_3 , 7–14 MgO , до 0.2 V_2O_3 , до 1 ZnO (табл. 4). По химическому составу хромшпинелиды Дунжугурского массива более хромистые,

чем хромшпинелиды Оспино-Китойского массива (фиг. 5б).

Хромшпинелиды, находящиеся в парагенезисе с платинометальными фазами, соответствуют по составу низкоглиноземистым хромитам. Катаклазированные зерна хромшпинелидов, располагающиеся в поле хромита, характеризуются низким содержанием Al_2O_3 и пониженным содержанием MgO . В участках интенсивного катаклаза хромита развивается Cr-Ni-содержащий магнетит.

Хромшпинелиды имеют отрицательную корреляцию между Cr_2O_3 и Al_2O_3 , а также между хромистостью Cr# и магнезиальностью Mg# (толеитовый тренд), что типично для подиформных хромитов из офиолитов (фиг. 6а, б). Отрицательная корреляция между $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ и отношениями других химических параметров состава хромитов, представленных на фиг. 6д–е, характеризует ряд постмагматических процессов, которые будут обсуждаться далее в разделе “Обсуждение”.

ЭПГ-минерализация в хромититах

Минералы ЭПГ представлены характерной для подиформных хромитов ассоциацией: Os-Ir-Ru интерметаллидами, сульфидами ряда лаурит – эрликманит ($(\text{Ru}, \text{Os})\text{S}_2$, самородным осмием, ирарситом (IrAsS), толовкитом (IrSbS)

Таблица 2. Микроэлементный состав лиственитов, рудовмещающего кварц-талк-магнезитового апосерпентинита, хромитита Дунжугурского офиолитового массива и черных сланцев ильчирской свиты (г/т)

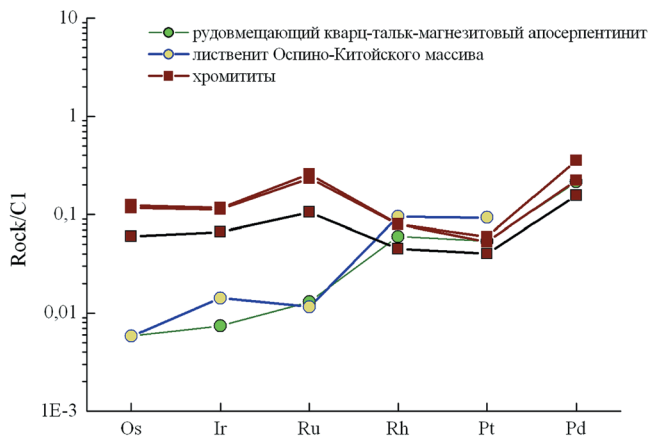
Г/т	1	2	3	4	5	6	7	8
V	–	5.29	–	1257	19.3	149	273	31.4
Ni	2967	5064	3822	1123	132	116	180	192
Cu	17	13.9	7.62	7.09	47.4	72	42.8	114
Zn	42	29	23.3	1064	85	86	78	460
Ga	1.78	0.57	0.29	4.63	3.08	8.3	8.42	29.0
Ge	1.51	0.99	–	–	2.23	1.56	–	88.0
Se	–	–	–	11.3	6.59	10.5	18.6	213.0
Sr	20.5	1.22	0.63	–	74	43.9	38.5	2.5
Zr	–	–	–	1.24	17.6	51.8	72	7.2
Mo	0.93	1.73	0.86	–	14.6	24	25.2	7.1
Pb	8.7	6.2	6.8	–	11.7	22.9	51	142.0
Sb	–	–	–	5.67	4.35	17.6	39.1	534.0
Cd	–	–	–	0.86	0.89	1.47	0.31	19.80
Ag	–	–	–	0.37	1.07	1.44	4.07	44.90

Примечание: “–” содержание элементов ниже предела обнаружения. 1–4 – Дунжугурский массив: 1,2 – листвениты, 3–кварц-талк-магнезитовый апосерпентинит, 4–хромитит; 5–7–сульфидизированные черные сланцы ильчирской свиты, 8 – оруденелый метабазит. Анализы выполнены методом РФА-СИ (аналитик Ю.П. Колмогоров).

Таблица 3. Содержание ЭПГ в рудовмещающем апосерпентините и хромититах (г/т) Дунжугурского офиолитового массива

Порода	Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Total	PPGE/IPGE
Кварц-талк-магнезитовый метасоматит	ВСЖ-1–17	0.003	0.004	0.009	0.012	0.055	0.117	0.2	11.50
хромитит 70–80 об.%	Бок-3–12	0.06	0.061	0.161	0.016	0.061	0.193	0.552	0.96
хромитит 90 об.%	ВС-6–17	0.064	0.063	0.178	0.016	0.054	0.121	0.496	0.63
хромитит 70–80 об.%	ВС-14–17	0.03	0.036	0.073	0.009	0.041	0.085	0.275	0.96

Примечание: об.% – объемный процент хромшпинелида в хромитите. Анализы выполнены микропробирным методом ИСП-МС в ЦНИГРИ (г. Москва).



Фиг. 4. Распределение ЭПГ, нормированные на C1 (Naldrett, Duke, 1980) в рудовмещающем кварц-талк-магнезитовом апосерпентините и хромититах Дунжугурского массива; лиственит Оспино-Китойского массива (Дамдинов, 2004).

и “экзотическими” для хромититов фазами – Ru–Os селенидами (Ru, Os)Se₂.

Os-Ir-Ru интерметаллиды имеют химический состав (мас. %): 24–54 Os, 21–65 Ir, 2–52 Ru, Ru/Os варьирует от 0.07 до 2 (табл. 5). На классификационной диаграмме составы интерметаллидов лежат в полях составов осмия, иридия и рутения (фиг. 7а). Интерметаллиды встречаются в виде небольших (10 × 20 микрон) зерен изометричной формы (фиг. 8а, фиг. 11в) и часто замещаются ирарситом (фиг. 8б), либо входят в состав полифазных агрегатов в парагенезисе с (Os, Ru)S₂, Ir(S, As, Sb) и (Ru, Os)Se₂. В единичных случаях Os-Ir-Ru интерметаллиды образуют сростания с RuSe₂ (фиг. 8в).

Составы самородного Os на классификационной диаграмме интерметаллидов группируются в области крайнего члена – вершины осмия (табл. 5, фиг. 7а). Проявления самородного Os включают эмульсионные микрочастицы в лаурите (фиг. 9в),

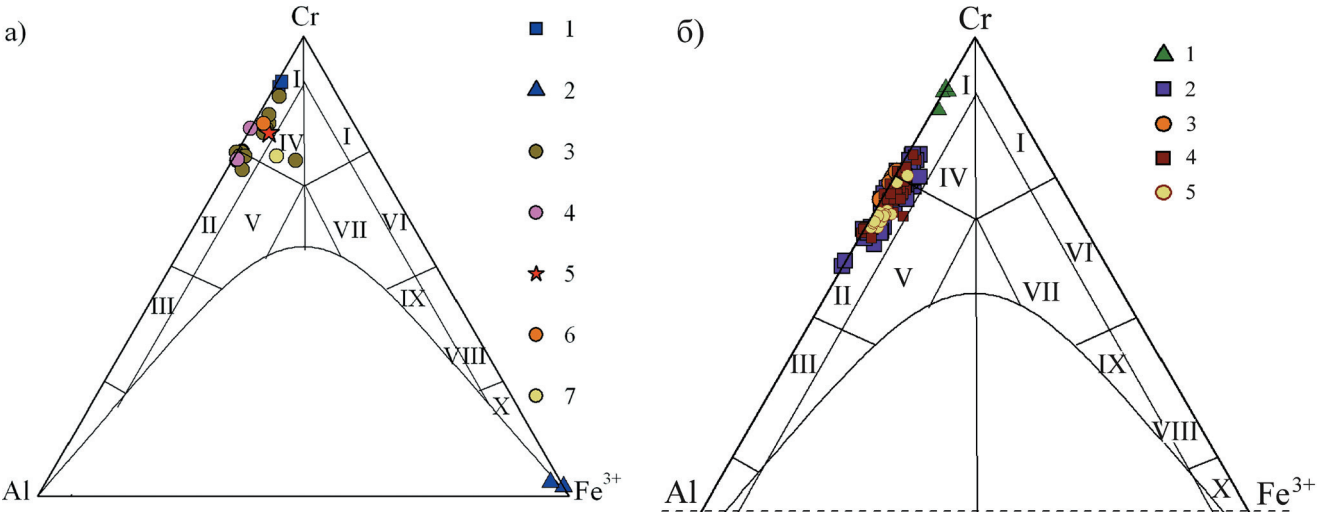
ирарсите, хизлевудите (фиг. 8е), в полифазных агрегатах в парагенезисе с ирарситом, толовки-том, хизлевудитом. Реже самородный Os встречается в форме отдельных зерен (25 × 100 микрон), для которых характерна “рыхлая” микро-структура зерна (фиг. 8д).

Ru–Os сульфиды ряда лаурит-эрликманит (Os, Ru)S₂ редко встречаются в хромшпинелиде в мономинеральных включениях (фиг. 8а, б), чаще всего они входят в состав полифазных сростаний (фиг. 9в–д), состоящих из минералов: лаурит-эрликманит, Os-Ir-Ru интерметаллид, Ru–Os селенид, Ir–Ru сульфогантимонид и Os самородный, находящихся в различных количественных соотношениях (фиг. 9в). Лаурит-эрликманит установлен в составе полифазного агрегата, состоящего из маухерита, магнезита, серпентина и ЭПГ-фаз непостоянного состава, содержащих Ir, Rh, Ni, Pt, Pd, As, Sb, S (фиг. 9е). Лаурит-эрликманит встречается как “реликтовый” минерал в селенидах (фиг. 9в). Практически повсеместно зерна (Ru, Os)S₂ имеют кайму Ru–Os селенида. Кайма может иметь четкие границы, либо селенид, проникая по ослабленным трещиноватым участкам внутрь зерна сульфида, формирует структуры замещения (фиг. 9а–д). На классификационной диаграмме точки составов сульфидов лежат в поле лаурита, составы обогащены лауритовым компонентом (фиг. 7б, табл. 6). Лаурит-эрликманит имеет неоднородный состав. Включения лаурита в хромшпинелиде имеют состав (мас. %): 40–53 Ru, 11–21 Os, 4–8 Ir, 17–34 S, присутствует небольшая примесь Rh, Fe, Ni. На контакте лаурита-эрликманита и селенида содержание Se увеличивается от 0.8 до 5 мас. %. Химический состав реликтовых участков сульфидов (мас. %): 4–57 Ru, 2–21 Os, 2–8 Ir, 17–34 S, до 13 Se, а также отмечается небольшая примесь Rh, Pd, Fe, Ni и As. В краевой части зерен сульфидов часто

Таблица 4. Химический состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов Дунжугурского офиолитового массива (мас. %)

	№ ан.	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	Fe ₂ O ₃	MgO	V ₂ O ₃	ZnO	NiO	Total	Al#	Cr#	Mg#	Z	f	Fe ²⁺ / Fe ³⁺
4-1	1	5.35	67.13	16.05	—	1.09	10.91	—	0.56	—	101.1	0.11	0.89	0.55	1.37	0.61	16.3
1-1	2	8.69	60.26	21.04	0.44	1.98	7.86	—	—	—	100.27	0.18	0.82	0.4	2.51	0.75	11.83
2-1	3	4.4	63.02	29.41	—	0.85	1.94	—	0.46	—	100.1	0.09	0.91	0.11	1.14	0.94	38.67
4-2	4	—	1.42	31.41	—	68.33	—	—	—	—	101.16	—	0.02*	—	97	1	0.51
2-2	5	0.53	2.21	30.08	—	63.72	—	—	—	—	96.54	0.01*	0.03*	—	95	1	0.52
3-1	6	8.79	59.56	20.36	—	2.17	8.41	—	0.32	—	99.6	0.18	0.82	0.42	2.76	0.73	10.42
4-5	7	9.09	58.52	20.11	0.31	2.52	8.52	0.12	—	—	99.19	0.19	0.81	0.43	3.22	0.73	8.87
1-8	8	7.65	55.29	14.63	0.66	9.81	7.45	0.24	—	—	95.72	0.17	0.83	0.48	12.28	0.77	1.66
4-8	9	8.86	59.17	21.86	—	2.37	7.31	—	—	—	99.57	0.18	0.82	0.37	3.02	0.77	10.25
4-12	10	8.90	58.86	21.02	—	2.4	7.76	—	0.36	—	99.3	0.18	0.82	0.4	3.07	0.75	9.72
2-5	11	5.23	64.02	21.87	0.71	1.56	6.77	—	—	—	100.16	0.11	0.89	0.36	2.02	0.78	15.59
2-1	12	8.58	59.4	19.97	—	2.58	8.59	—	—	—	99.12	0.18	0.82	0.43	3.29	0.72	8.59
2-4	13	12.09	55.01	19.27	—	1.77	8.49	—	—	0.95	97.6	0.25	0.75	0.44	2.26	0.71	12.07
4-10	14	12.96	57.54	13.03	—	0.61	13.28	0.21	—	—	97.63	0.25	0.75	0.65	0.74	0.51	23.92
4-11	15	13.02	58.14	15.35	0.35	0.76	12.01	0.22	—	—	99.84	0.25	0.75	0.58	0.92	0.57	22.56
12-9	16	13.72	56.69	11.48	0.36	2.56	14.51	0.19	—	—	99.51	0.27	0.73	0.69	3.06	0.49	4.98
2-4	17	14.47	57.48	13.25	—	0.07	13.55	—	—	—	98.83	0.27	0.73	0.65	0.08	0.50	210.33
3-5	18	8.35	58.68	20.41	—	1.58	7.81	—	—	—	96.84	0.18	0.82	0.41	2.07	0.74	14.36
1-2	19	8.43	51.51	27.2	—	5.99	2.72	—	1.06	—	96.9	0.20	0.8	0.15	8.17	0.92	5.04
5-5	20	8.54	57.92	21.3	—	2.74	7.48	—	—	—	97.98	0.18	0.82	0.38	3.56	0.76	8.64
16-5	21	14.15	59.39	14.07	—	1.06	13.40	—	—	0.53	102.6	0.26	0.74	0.63	1.24	0.53	14.75
16-6	22	9.4	54.36	17.5	—	9.80	8.00	—	—	0.52	99.58	0.20	0.8	0.45	12.01	0.77	1.98
11-10	23	7.6	54.25	16.39	0.66	5.68	6.95	—	—	4.63	96.16	0.17	0.83	0.43	7.61	0.76	3.21

Примечание: Al# = Al/(Al + Cr), Cr# = Cr/(Cr + Al), Mg# = Mg/(Mg + Fe) (мол. %), Z = Fe₂O₃/(Fe₂O₃ + Cr₂O + Al₂O₃) f = (FeO + Fe₂O₃)/(FeO + Fe₂O₃ + MgO) (мас. %); * — хромшпинелиды с высоким содержанием Fe₂O₃, для них Cr# = Cr/(Cr + Al + Fe³⁺), Al# = Al/(Al + Cr + Fe³⁺).

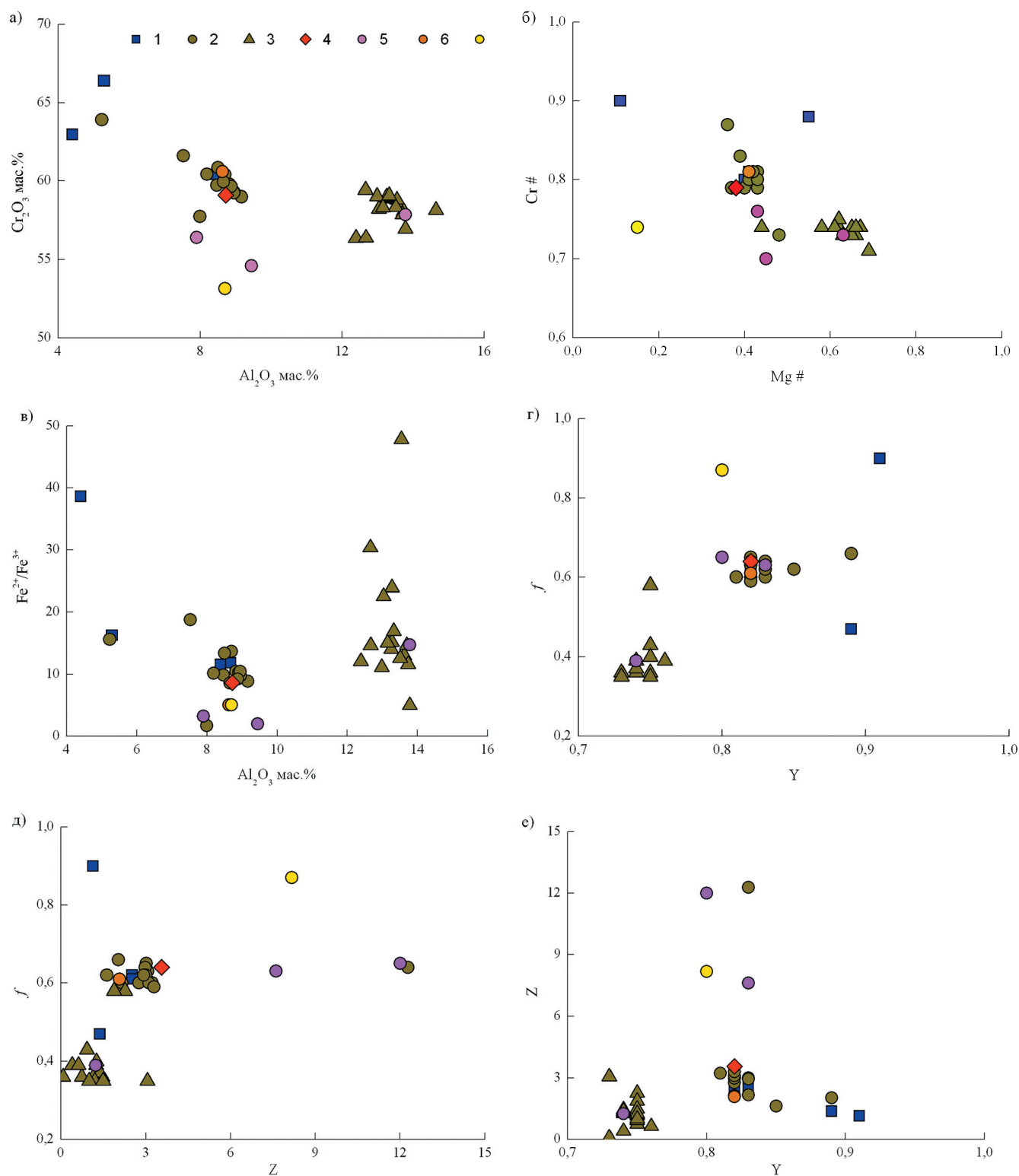


Фиг. 5. Классификационные диаграммы хромшпинелидов: (а) Дунжугурский офиолитовый массив: 1, 2 – хромшпинелиды и магнетиты из лиственитов и рудовмещающего кварц-тальк-магнетитового апосерпентинита, 1 – хромиты, 2 – каймы магнетита; 3 – рудные хромшпинелиды; 4 – рудные хромшпинелиды в парагенезисе с платинометаллическими фазами; 5 – хромит с включением селенида рутения; 6 – катаклазированные хромиты; 7 – реликты хромита в гематите; (б) рудные хромшпинелиды Оспино-Китойского офиолитового массива (Киселева и др., 2014; Kiseleva et al., 2017), Северная пластина: 1 – участок Харьк; Южная пластина, участки: 2 – Ильчирский, 3 – Змеевский, 4 – Хуша-Гол, 5 – хромититы из углеродизированных гипербазитов. На диаграммах поля составов построены по Н.В. Павлову (Павлов и др., 1968): I – хромит, II – алюмохромит, III – хромпикотит, IV – субферрихромит, V – субферриалюмохромит, VI – феррихромит, VII – субалюмоферрихромит, VIII – хроммагнетит, IX – субалюмохроммагнетит, X – магнетит.

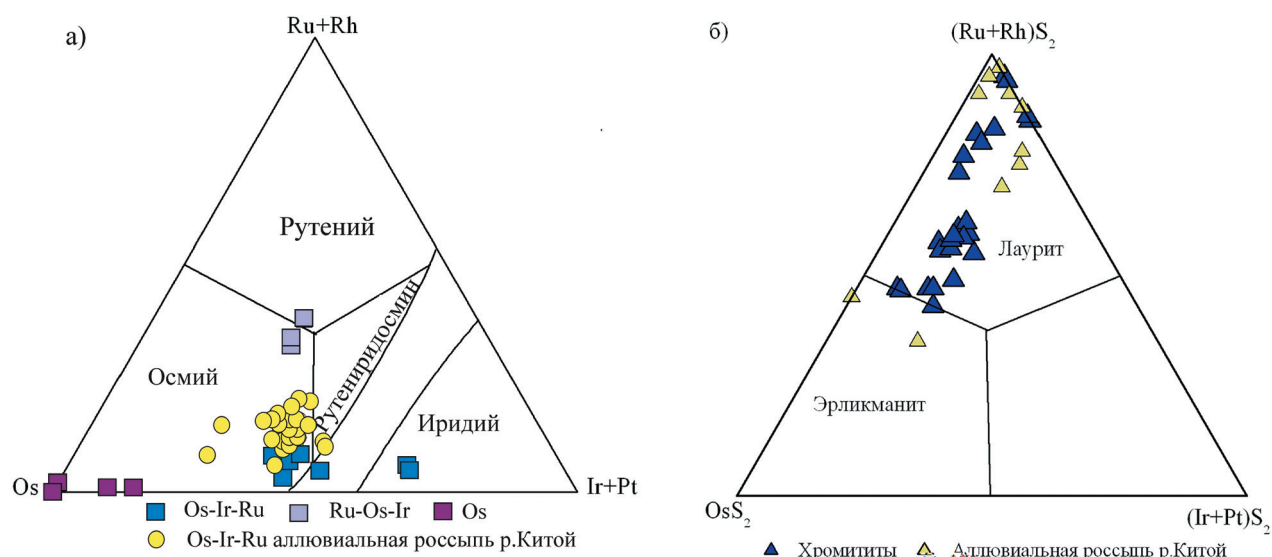
Таблица 5. Химический состав Os-Ir-Ru интерметаллидов из хромититов Дунжугурского офиолитового массива (мас.%)

Образец	№ ан.	Минерал	Os	Ir	Ru	Rh	Fe	Ni	Сумма	Ru/ Os	Примечание
6–1	1	Os-Ir-Ru	28.47	61.82	7.67	2.17	0.41	0.28	100.82	0.26	Фиг. 8 а
9–1	2	Os-Ir-Ru	54.24	41.99	4.08	0.67	0.34	—	101.32	0.07	Фиг. 11 в
1–18–1	3	Os-Ir-Ru	46.02	40.25	13.19	1.06	0.49	—	101.01	0.29	Фиг. 8 в
9–2	4	Ru-Os-Ir	24.11	21.06	50.52	1.43	—	—	97.12	2.1	Фиг. 8 г
14–1	5	Самородный Os	88.55	—	—	—	0.79	—	89.34	—	Фиг. 8 е
1_5–2	6	Самородный Os	85.31	9.87	2.2	—	—	—	97.38	—	Фиг. 8 д
<i>Атомные пропорции</i>											
6–1	1	Os-Ir-Ru	25.79	55.42	13.07	3.63	1.26	0.83	100	—	—
9–1	2	Os-Ir-Ru	51.23	39.25	7.25	1.18	1.09	—	100	—	—
1–18–1	3	Os-Ir-Ru	40.26	34.85	21.71	1.72	—	1.46	100	—	—
9–2	4	Ru-Os-Ir	22.78	16.06	61.16	—	—	—	100	—	—
14–1	5	Самородный Os	97.03	—	—	—	—	2.97	100	—	—
1_5–2	6	Самородный Os	84.66	9.53	3.76	—	—	—	100	—	—

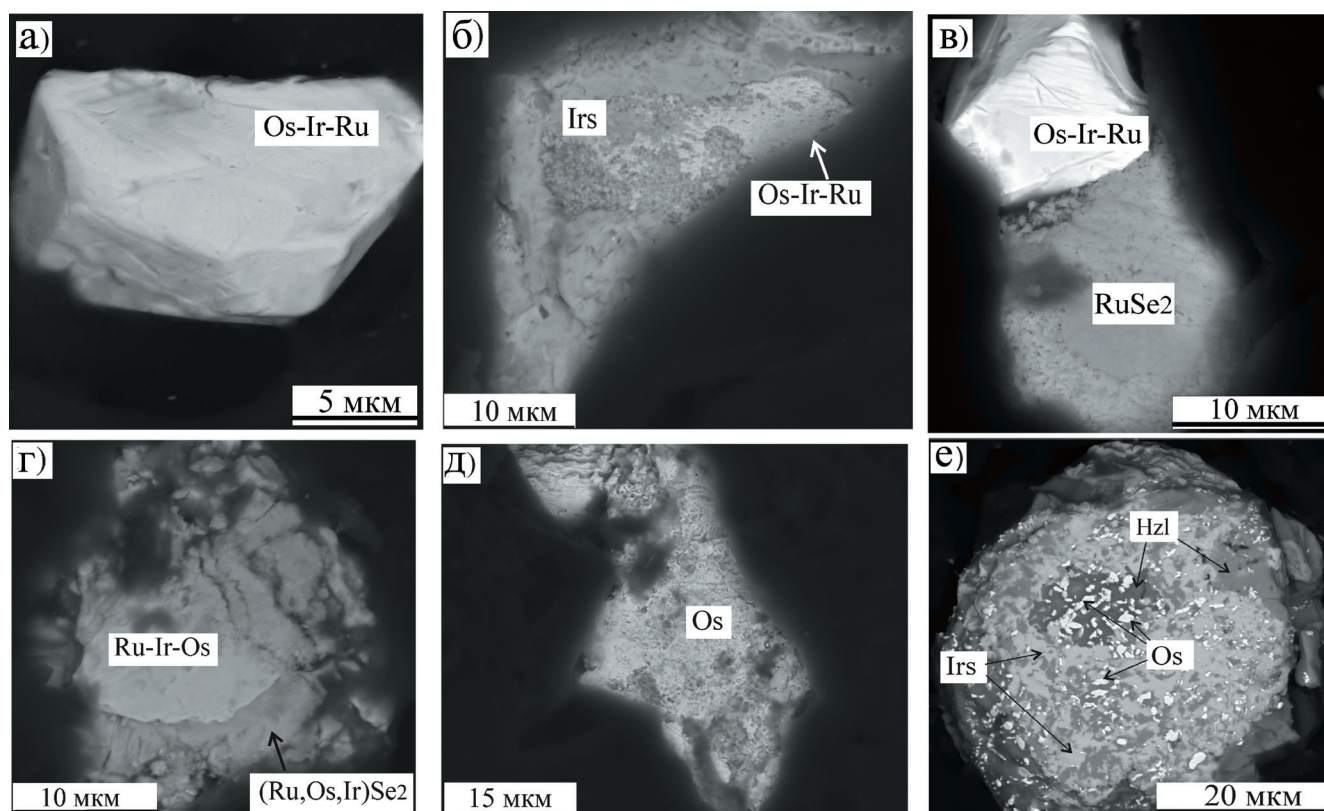
увеличивается содержание примесей Fe, As, Sb и Se. Лаурит из полифазного агрегата с хромитом, серпентином, маухеритом (фиг. 9е) имеет состав, богатый Ru, и не содержит Os (мас. %): 54–56 Ru, 34–36 S, присутствует примесь Rh от 2.5 до 3 мас.%. В других сульфидах содержание Rh очень низкое (не превышает 0.5 мас. %), Pd до 0.5 мас. % и повышенное содержание As от 3 до 4 мас. %.



Фиг. 6. Бинарные диаграммы для хромшпинелидов: (а) Al_2O_3 – Cr_2O_3 (мас. %); (б) $Mg\#$ – $Cr\#$, $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$, $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ (мол. %); (в) Al_2O_3 (мас. %) – Fe^{2+}/Fe^{3+} (ат. %); (г) Y – f , $Y = Cr_2O_3/(Cr_2O_3 + Al_2O_3)$ (мас. %), $f = (FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ (мас. %); (д) f – Z , $Z = Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + Cr_2O + Al_2O_3)$ (мас. %); (е) Y – Z .



Фиг. 7. Классификационная диаграмма для минералов платиновой группы из хромититов Дунжугурского массива и аллювиальной россыпи р. Китой: (а) Os-Ir-Ru интерметаллидов; (б) Ru-Os сульфидов (поля составов по Cabri, 2002).



Фиг. 8. Снимки СЭМ зерен МПГ из хромититов Дунжугурского офиолитового массива: (а) высокотемпературный Os-Ir-Ru интерметаллид (табл. 5, ан. № 1); (б) реликт Os-Ir-Ru интерметаллида, замещается ирарситом IrAsS (табл. 7, ан. № 1); (в) сростание Os-Ir-Ru интерметаллида (табл. 5, ан. № 3) с селенидом рутения RuSe₂ (табл. 8, ан. № 2); г) реликт Ru-Ir-Os интерметаллида (табл. 5, ан. № 4) замещается (Ru, Os, Ir)Se₂ (табл. 8, ан. № 13); д) самородный Os (табл. 5, ан. № 6); е) полифазный агрегат ирарсита (табл. 7, ан. № 2), хизлевудита, самородного осмия (табл. 5, ан. № 5).

Аббревиатура: Irs – ирарсит IrAsS, Os – самородный осмий, Hzl – хизлевудит (Ni₃S₂).

Таблица 6. Химический состав лаурита-эрликманита и Se-содержащих Ru-Os сульфидов из хромититов (мас.%)

		Os	Ir	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	S	Se	As	Sb	Сумма	Примечание
3_36_5-3	1	12.33	6.08	53.22	—	—	1.54	—	19.41	3.91	—	—	96.5	Фиг. 9б В ассоциации с RuSe ₂
4_1	2	20.66	3.68	40.81	0.56	—	0.19	—	33.73	—	—	—	99.6	Фиг. 9а Кайма RuSe ₂
126_1-4	3	19.20	6.65	43.04	—	—	—	—	24.35	5.38	0.7	—	99.3	Фиг. 9г В ассоциации с RuSe ₂
126_1-2	4		5.21	54.24	—	—	—	—	32.31	3.33	1.03	—	96.1	Фиг. 9г
126_7-2	5	20.63	8.39	41.42	—	0.31	—	0.46	24.75	3.88	1.8	—	101.6	Кайма RuSe ₂
126_7-3	6	17.28	6.61	40.79	—	0.46	0.27	0.6	21.45	13.32	1.65	—	102.4	Кайма RuSe ₂
3-2_10-3	7	12.71	7.32	52.54	—	—	0.76	0.41	24.88	—	0.82	—	99.4	Фиг. 11г В ассоциации с RuSe ₂
126_5-5	8	6.71	2.30	56.30	—	—	0.50	0.76	31.73	1.51	0.4	—	100.2	Кайма RuSe ₂
126_9-1	9	15.13	4.92	51.27	—	0.53	0.41	0.54	26.34	2.33	0.38	—	101.9	Фиг. 11б В ассоциации с RuSe ₂
3-2_9-5	10	16.23	8.59	44.77	—	—	—	0.61	29.91	—	—	—	100.1	Фиг. 9д В ассоциации с RuSe ₂
3-2_13-1	11	4.29	3.06	55.49	—	—	0.28	0.60	32.53	—	—	—	96.3	Фиг. 11а В ассоциации с RuSe ₂
3-2_13-2	12	14.02	5.35	45.04	—	—	0.32	1.28	27.15	—	0.96	0.67	94.8	Фиг. 11а
3-1_17-12	13		1.76	57.45	2.49	—	—	1.28	37.07	—	2.84	—	102.9	Фиг. 9е

Формульные коэффициенты

36_5-3	1	0.2	0.1	1.61			0.08		1.85	0.15			
4_1	2	0.2	0.04	0.77	0.01		0.02		2				
126_1-4	3	0.24	0.08	1.02					1.81	0.16	0.02		
126_1-2	4		0.05	1.01					1.89	0.08	0.03		
126_7-2	5	0.26	0.1	0.97		0.01			1.83	0.12	0.06		
126_7-3	6	0.21	0.08	0.94		0.01	0.01		1.56	0.39	0.05		
3-2_10-3	7	0.17	0.1	1.32			0.04		1.97		0.03		
126_5-5	8	0.07	0.02	1.1			0.018		1.95	0.04	0.01		
126_9-1	9	0.19	0.06	1.18		0.11	0.02		1.92	0.07	0.01		
3-2_9-5	10	0.18	0.1	0.95					2				
3-2_13-1	11	0.04	0.03	1.08			0.01		2				
3-2_13-2	12	0.17	0.06	1.03			0.01	0.1	1.96		0.03	0.16	
3-1_17-12	13		0.02	0.95	0.05	0.01		0.04	1.94		0.06		

Ирарсит IrAsS (табл. 7) замещает высокотемпературные Os-Ir-Ru интерметаллиды. Сульфидоарсениды часто формируют полифазные агрегаты совместно с сульфидами и арсенидами никеля (фиг. 8е) и фазами ЭПГ переменного

нестехиометричного состава Ir-Pt-Pd-Ni-Cu-S-As-Sb (фиг. 9е).

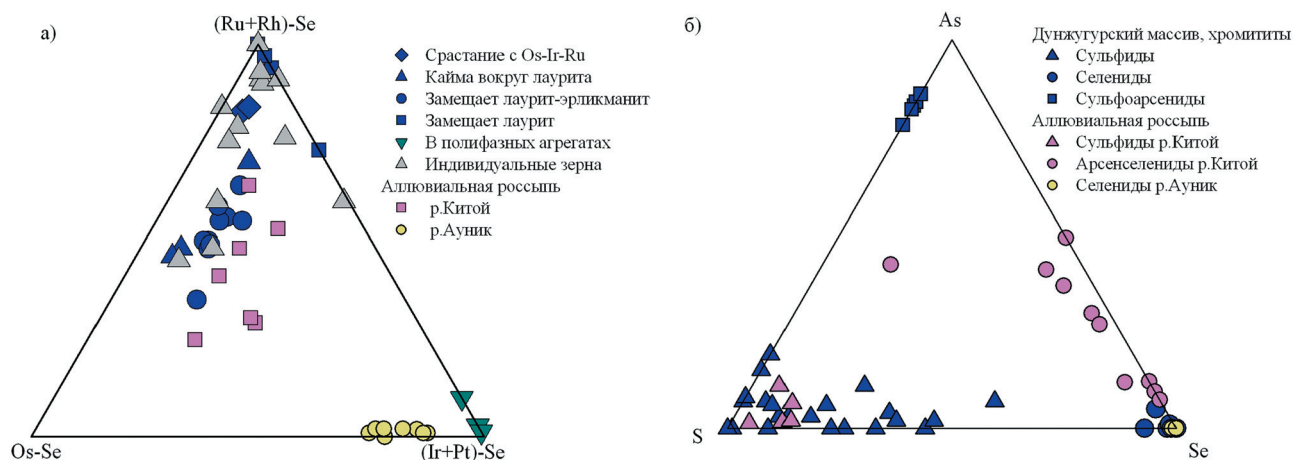
Сульфоантимониды (Ir, Os, Ru) (As, Sb)S встречаются чаще, чем сульфоарсениды (ирарсит). Химический состав приведен в табл. 7. Установленные минеральные фазы по соотношению

Таблица 7. Химический состав сульфосаренидов, сульфогангмонидов ЭПГ Iг-подгруппы в хромититах (мас. %)

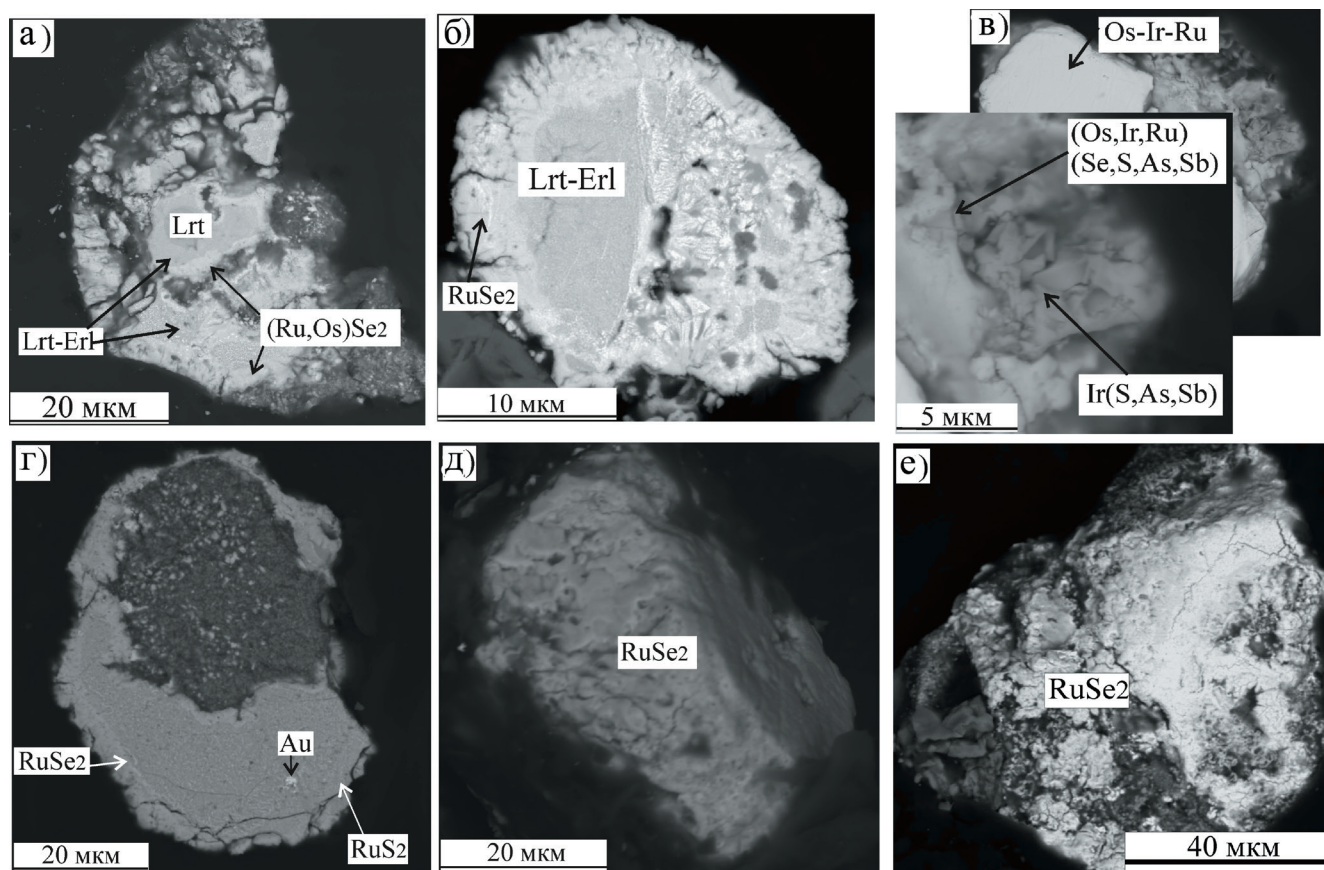
Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Cu	S	As	Sb	Se	Сумма	Примечание
4 2–3	5.41	52.59	4.80	2.66	–	0.33	0.46		13.29	20.39	–	–	99.93	Фиг.8_б
14–3	–	60.70	1.93	0.27	–	0.34	1.72	0.43	10.99	23.24	–	–	99.62	Фиг.8_е
4–3	8.84	54.89	–	0.47	–	0.33	–	–	13.11	25.71	–	–	103.35	
C_9–6	–	53.16	2.2	1.69	–	–	–	–	11.03	14.23	14.34	1.01	97.66	Фиг. 11_в
2–1	–	43.92	3.62	1.48	4.47	–	–	–	9.9	5.07	24.44	4.51	97.41	
1–6	14.78	37.21	12.3	–	–	–	–	–	9.4	0.68	23.48	–	97.85	Фиг.9_г
C_9–5	–	46.16	8.32	1.16	–	0.92	0.23	–	8.63	10.83	7.89	9.11	93.25	Фиг.11_в

Формульные коэффициенты													
4 2–3	1	0.04	0.40	0.07	0.04	0.01	0.01		0.6	0.40			
14–3	2		0.48	0.03		0.01	0.04	0.01	0.53	0.47			
4–3	3	0.06	0.38	0.04	0.01	0.01			0.54	0.46			
9–6	4		0.42	0.03	0.02				0.52	0.29	0.18	0.02	
2–1	5		0.36	0.06	0.02	0.04			0.49	0.11	0.32	0.09	
1–6	6	0.16	0.39	0.25					0.59	0.02	0.39	0.00	
C_9–5	7		0.40	0.14	0.02	0.03	0.01		0.45	0.24	0.11	0.19	

Примечание: 1–3 – ирарситы IrAsS; 4 – Ir(As, Sb)S; 5–7 – (Os, Ir, Pt, S, As, Sb, Se).



Фиг. 10. Диаграммы состава селенидов ЭПГ: (а) катионный состав, (б) анионный состав. Составы селенидов россыпей р. Китой (Восточный Саян) и Ауник (западное Забайкалье) по (Airiyants et al., 2020, 2022; Kiseleva et al., 2021).



Фиг. 11. Снимки СЭМ зерен Ru-Os селенидов: (а, б) реликт лаурита-эрликманита $(Ru, Os)_2Se_2$ (табл. 6, ан. №№ 11, 12), замещается селенидом $(Ru, Os)_2Se_2$ (табл. 8, ан. № 5); (б) реликт лаурита-эрликманита (табл. 6, ан. № 9) замещается $(Ru, Os)_2Se_2$, внутренняя зона имеет промежуточный состав $(Os, Ru)(S, Se)$, кайма $RuSe_2$ (табл. 8, ан. № 11); (в) сростание Os-Ir-Ru интерметаллида (табл. 5, ан. № 2) с лаурит-эрликманитом (табл. 6, ан. № 7), который замещается фазами $(Os, Ir, Ru)(Se, S, Sb, As)$ (табл. 7, ан. № 7; табл. 7, ан. №№ 3, 12) и $Ir(S, As, Sb)$ (табл. 7, ан. № 4); (г) полифазный агрегат: лаурит $RuSe_2$ с микровключением Au, замещается $RuSe_2$, силикатная фаза в тесном сростании с (Ru, Ir, Os, As, S, Se) ; (д, е) зерна $RuSe_2$ (табл. 8, ан. № 14, 15) с рыхлым, пористым микрорельефом. Аббревиатура: Lrt – лаурит, Erl – эрликманит.

Таблица 8. Химический состав Ru–Os селенидов в хромититах (мас. %)

образец	№ п/п	Os	Ir	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	S	As	Se	Te	Сумма	Примечание
5–4	1	4.62	3.44	34.79			0.60		0.85		57.65		101.95	Фиг. 9_б
18–3	2	2.83	1.17	36.80			0.34		0.13		58.03	4.44	103.74	Фиг. 8_в
9_1–2	3		1.40	39.93				0.44	1.18		57.56		100.51	Фиг. 11_в
Р1 1_4–3	4	13.48	2.68	27.86			0.18	0.37	0.25		56.32		101.14	Фиг. 9_а
2_13_5	5	9.99	4.68	33.66					0.68		51.57		100.58	Фиг. 11_а
7–7	6	12.14	5.11	30.23	0.35	0.22			0.78		53.59		102.42	замещает RuS ₂
2_9–4	7			39.96				0.45	1.18		57.87		99.46	Фиг. 9_д
1–1	8			39.74			0.39		1.31		58.02		99.46	Фиг. 9_г
5–1	9			39.81	0.34			0.95	0.88		60.17		102.15	замещает RuS ₂
8–2	10		1.44	42.05	0.69	0.31		0.53	8.83		49.47		103.32	Фиг. 9_в
9–2	11	8.23	3.45	32.52		0.00	0.42	0.27	0.91	0.36	53.61		99.77	Фиг. 11_б
10–6	12	6.25	4.04	34.68				0.39	1		54.82	0.37	101.55	Фиг. 11_в
3–2	13	10.54	10.43	24.76	0.19	0.13	0.30	0.06	0.14	0.23	49.64	0.39	96.81	Фиг. 8_г
С_1–1	14	8.56	3.12	33.09				0.22	1.17		54.85		101.01	Фиг. 11_е
1_1а-2	15	1.62	1.13	31.97	0.24	0.24	0.74	0.20	0.83	0.12	47.12	0.14	84.35	Фиг. 11_д
Формульные коэффициенты														
5–4	1	0.06	0.05	0.91			0.03		0.07		1.93			
18–3	2	0.04	0.02	0.99			0.02		0.01		1.99	0.09		
9_1–2	3		0.02	1.03			0.00	0.02	0.10		1.90			
Р1 1_4–3	4	0.20	0.04	0.76			0.01	0.02	0.02		1.98			
2_13_5	5	0.16	0.07	0.99					0.06		1.94			
7–7	6	0.18	0.08	0.85	0.01	0.01			0.07		1.93			
2_9–4	7			1.03				0.02	0.10		1.90			
1–1	8			1.01			0.02		0.11		1.89			
5–1	9			1	0.01			0.04	0.07		1.93			
8–2	10		0.02	0.92	0.01	0.01		0.02	0.61		1.39			
9–2	11	0.12	0.05	0.90			0.02	0.01	0.08	0.01	1.91			
10–6	12	0.09	0.06	0.95				0.02	0.09		1.91	0.01		
3–2	13	0.17	0.17	0.77	0.01		0.02	0.01	0.01	0.01	1.98	0.01		
С_1–1	14	0.12	0.04	0.90				0.01	0.10		1.90			
1_1а-2	15	0.01	0.01	1		0.01	0.02	0.03	0.05		1.95			

20 × 40 микрон, которые имеют “рыхлую” пористую поверхность (фиг. 11д, е). Химический состав селенидов рутения приведен в табл. 8 и на диаграммах составов (фиг. 10а, б). Они имеют значительные вариации состава (мас.%): 24–43 Ru, 0–18 Os, 1–10 Ir, 46–60 Se, 0.2–9 S, до 1 Rh, до 0.7 Ni, до 0.5 Pd, до 0.4 As, в отдельных случаях достигая 3 мас. %; редко присутствует в качестве примеси Te до 4 мас. %. Примечательно, что в каймах селенидов появляется примесь никеля, которая отсутствует в лаурите–эрликманите. Для селенидов характерна отрицательная корреляция для элементов Os – Ru (аналогично и для (Ru, Os) S₂), S-Se (фиг. 12а, б) и отсутствие корреляции Se-As, Se-Sb (фиг. 12в, г).

Pt-Pd содержащие фазы установлены в полифазных агрегатах, сложенных сульфидами и арсенидами никеля, в которых хаотично расположены микрочастицы самородного Os и соединений переменных нестехиометрических составов Pt-Cu-Ni-Sb, Pt-Ru-As, Ir-Rh-Pt-Ni-As, Pd-Pt-Ni-Sb-S, Ir-Ru-Rh-Ni-Pt-S-As, Pd-Ni-As, Pt-Ni-As, Ir-Ni-As, Pd-Ru-Ni-S-Sb (см. фиг. 9е). Примечательной особенностью всех ЭПГ-содержащих фаз данного парагенезиса, в том числе и в лаурите, является отсутствие Se в качестве примеси.

ОБСУЖДЕНИЕ

Хромититы. Обстановки формирования и преобразования

Локализация хромититов в кварц-талк-магнезитовых апосерпентинитах (метасоматиты по мантийным перидотитам), форма рудных тел и химические особенности хромшпинелидов: высокая Cr#, офиолитовый (толеитовый) тренд для параметров Mg#–Cr# (фиг. 6б) ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$, $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$), низкое содержание TiO₂ (табл. 4) свидетельствуют о том, что хромититы Дунжугурского массива соответствуют подформным хромититам мировых офиолитовых комплексов и по составу близки к хромититам I типа Северной ветви офиолитов Восточного Саяна (Киселева и др., 2014), точнее, к хромититам Харанурского массива (фиг. 5а–б). В хромитах происходил вынос Al₂O₃, MgO с формированием высокожелезистых и высокохромистых разностей в процессе серпентинизации и лиственитизации при T около 400 и 300°C соответственно (Johannes, 1969; Рампилова и др., 2021). Такой тип преобразований осуществляется при их гидротермальном изменении (Сазонов, 1978; Sideridis et al., 2022). В хромитах при гидротермальном изменении происходил

одновременный рост параметров f , Y , Z (фиг. 6г–е) ($Y = Cr_2O_3/(Cr_2O_3 + Al_2O_3)$, $f = (FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, $Z = Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + Cr_2O_3 + Al_2O_3)$). Обогащение хромита магнетитовым миналом, а также кристаллизация сульфидов и арсенидов никеля свидетельствуют о среднетемпературном метаморфизме при $T = 450–500^\circ C$. Процессы углекислотного метасоматоза при лиственитизации происходят в условиях высокой фугитивности кислорода, достигающей в некоторых участках области стабильности гематита. Развитие гематита по хромиту наблюдалось в одном из образцов хромитита. В процессе метаморфизма происходила перекристаллизация хромита в хроммагнетит и магнетит, при которой высвобождающийся хром и алюминий фиксировались в Cr-содержащем хлорите – кеммерерите. Кроме того, в тальке и серпентине отмечаются повышенные содержания Cr.

Распределение ЭПГ в хромититах, кварц-талк-магнезитовом апосерпентините

Для хромититов характерно обогащение ЭПГ Ir-подгруппы над ЭПГ Pt-подгруппы, что отражает мантийные условия формирования первичных магматических МПГ (Barnes et al., 1985; Leblanc, Nicolas, 1992; Bockrath et al., 2004). В хромититах установлено обогащение Pd, причем уровень содержаний Pt и Pd в них идентичен содержанию в кварц-талк-магнезитовом апосерпентините (фиг. 4). Этот факт позволяет предполагать, что обогащение Pt и Pd происходило на поздних этапах гидротермально-метасоматической проработки пород. Аналогично, в лиственитах, кварц-талк–карбонатных, кварц-карбонатных и кварц-фуксит-карбонатных породах Оспино-Китойского массива, повышенные содержания Rh и Pt приурочены к обогащенным сульфидами зонам (Дамдинов, 2004; Жмодик и др., 2008).

Минеральный парагенезис ЭПГ в хромититах. Последовательность формирования платинометальной ассоциации

В верхнемантийных условиях формировались высокотемпературные Ru–Os сульфиды – лаурит–эрликманит и Os-Ir-Ru интерметаллиды, которые захватывались хромитовыми зернами (Tredoux et al., 1995; González-Jiménez et al., 2014). Согласно экспериментальным данным, лаурит без примеси Os кристаллизуется из расплава при высокой температуре $T = 1200–1300^\circ C$, давлении $P = 5–10$ кбар и низкой фугитивности серы fS_2 от –0.39 до +0.07. Уменьшение температуры,

увеличение fS_2 приводит к замещению Ru на Os, и в результате формируется лаурит, богатый осмием — эрликманит. Лаурит с низким содержанием Os, ассоциирующий с самородным осмием, свидетельствует о том, что уровень fS_2 в системе был ниже буфера Os-OsS₂ (Andrews, Brenan, 2002).

В процессе субдукции происходит дегидратация и плавление субдуцирующей плиты с генерацией флюидов, содержащих As и Sb. Взаимодействие этих флюидов с мантийными перидотитами и хромититами приводит к тому, что первичные МПГ замещаются сульфоарсенидами, сульфоантимонидами иридия — ирарситом, толовкином (фиг. 8б, 9в, д).

Снижение температуры, серпентинизация, взаимодействие флюид-порода с участием восстановленных флюидов (H₂, CH₄), предположительно мантийного происхождения, приводит к неустойчивости первичных фаз МПГ. При этом происходит десульфуризация ранних Ru-Os сульфидов с формированием микрочастиц самородного осмия в лаурите-эрликманите и полифазных агрегатах с сульфидами и арсенидами никеля (Garuti et al., 1997; Zaccarini et al., 2005; Kiseleva, Zhmodik, 2017; Kiseleva et al., 2019).

Халькогениды ЭПГ Ir-подгруппы (RuS₂, RuSe₂, OsS₂, OsSe₂) имеют схожие кристаллографические характеристики — кубическая сингония, Pa-3 группа симметрии, структура типа пирита. Для соединений IrS₂, IrSe₂ установлена орторомбическая сингония, симметрия — Pnam, структура типа марказита (Deu, Jain, 2004). Таким образом, Ru-Os селениды могут также формировать твердые растворы. В свою очередь, селенид иридия изоструктурен сульфиду иридия и также может образовывать твердый раствор. Это важно для понимания процессов формирования селенидов с определенным катионным составом. Ru-Os селениды образуют каймы вокруг лаурита-эрликманита, замещая его (фиг. 9а–г, 11в) и фактически образуя псевдоморфозы по Ru-Os сульфидам, что позволяет относить Ru-Os селениды к самым поздним платинометалльным фазам.

При сравнении Ru-Os селенидов Дунжугурского массива и Ru-Ir-Os селенидов, арсенселеенидов россыпи р. Китой (Восточный Саян) и р. Ауник (Западное Забайкалье), установлены различия в составе. Селениды россыпи р. Китой имеют существенно рутениевый катионный состав (Kiseleva et al., 2021; Airiyants et al., 2022), р. Ауник — иридиевый (Airiyants et al., 2020). Это обусловлено тем, что селениды ЭПГ Ir-подгруппы наследуют катионный состав

магматических минералов платиновой группы (фиг. 10а), по которым они развиваются. Ru-Os селениды и селениды иридия имеют разные кристаллографические характеристики. Селениды Ru-Os изоструктурны с Ru-Os сульфидами, а селениды иридия изоструктурны сульфидам иридия (в системе Ir-Cu-Pt). В состав Ru-Os сульфидов может входить от 3 до 15 мас. % Se, далее фиксируется разрыв и затем формируется уже чистый селенид (фиг. 10б).

Для формирования селенидных фаз требуется очень низкое значение параметра S/Se. Содержание Se в хондритах C1 составляет 19.6 г/т, S 5400 г/т, а S/Se 2500 ± 270 (Dreibus et al., 1995). В мантии S/Se имеет диапазон 2850–4350 (Lorand et al., 2003; Smith et al., 2016), при содержании Se 0.075 г/т, S 250 г/т.

Самые низкие отношения S/Se (190–700) определены в сульфидных микрокаплях Платинового Рифа в Скаергаардском расслоенном комплексе (Holwell et al., 2015). Эти данные свидетельствуют о том, что при нормальных условиях селениды ЭПГ Ir-подгруппы имели малую вероятность формироваться в качестве первично магматических фаз, кристаллизующихся из расплава. Отношение S/Se в сульфидах, образовавшихся в постмагматическую стадию, значительно сокращается в связи с увеличением содержания селена. Об этом свидетельствуют более высокие S/Se отношения в магматических пентландитах, по сравнению с вторичным миллеритом. В процессе изменения сульфидов происходит потеря серы (Smith et al., 2016).

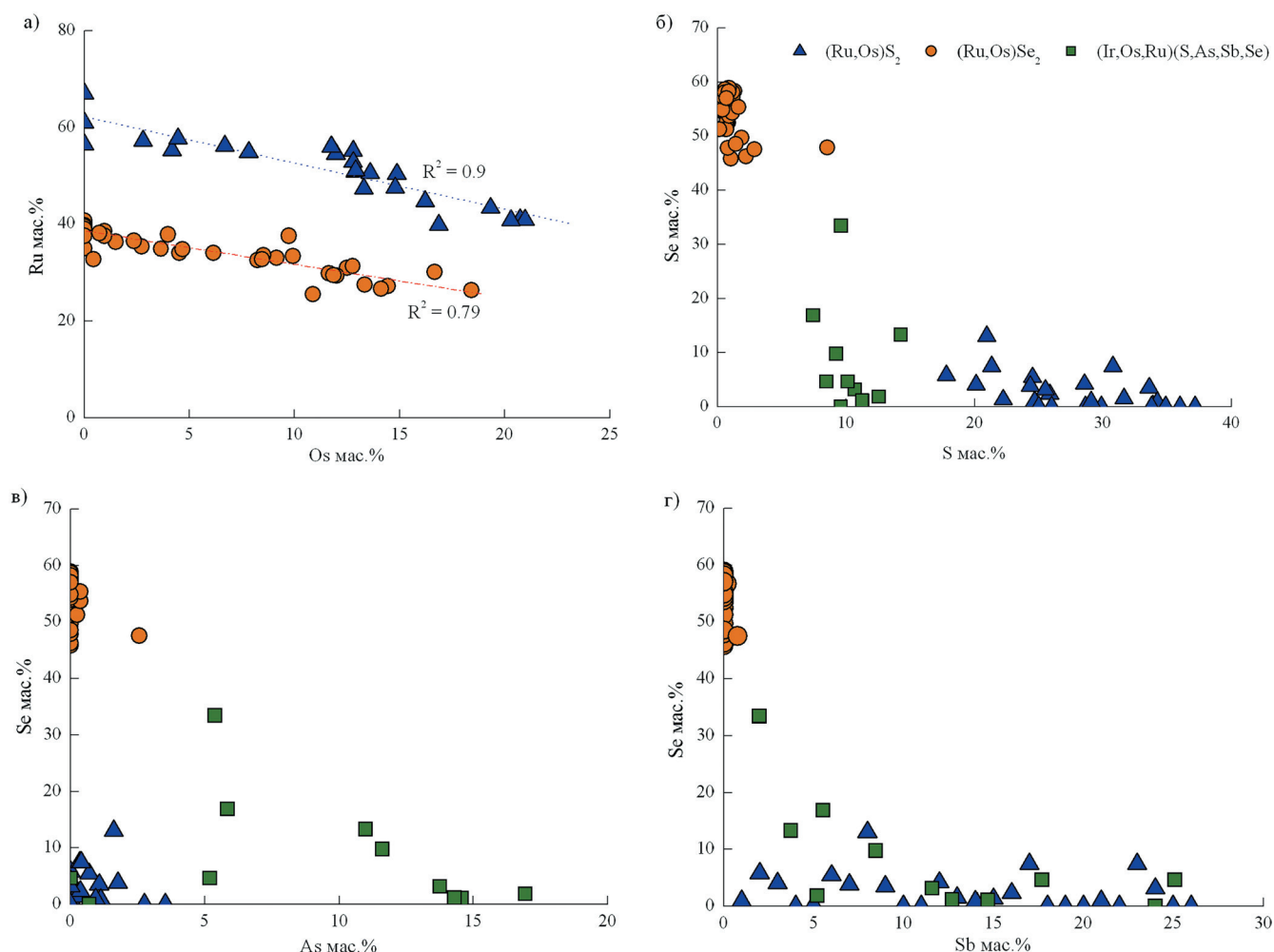
Магматический лаурит практически деплетирован Se по сравнению с эндогенными сульфидами, содержащими примесь Se (Hattori et al., 2004). Примеры природных соединений Se и ЭПГ Ir-подгруппы редки, хотя с развитием высокоразрешающих методов электронной микроскопии количество таких находок возросло (Толстых и др., 1997; Barkov et al., 2017; 2018; Ayriants et al., 2020; Kiseleva et al., 2021). Первые сведения о находке селенида рутения в хромититах Восточного Саяна были представлены и опубликованы в 2016 г. (Киселева и др., 2016). В хромититах Дунитового блока массива Падос-Тундра также обнаружены селениды рутения, и они могли сформироваться в результате потери серы на поздних стадиях эволюции флюида, содержащего H₂O, что привело к значительному снижению параметра S/Se (Barkov et al., 2017).

Селениды серебра и других металлов (Fe, Pb, Cu, Ni, Cd) широко распространены в эпitherмальных Au-Ag месторождениях

и рудопроявлениях, ураноносных песчаниках, где селениды находятся в тесном парагенезисе с гематитом. В вулканогенных массивных сульфидных рудах месторождений Южного Урала Se входит в состав первичных сульфидов и практически не формирует собственных минералов. Тогда как в зонах подводного (субзона вторичного медного обогащения) и континентального окисления (субзона выщелачивания, кварц-пиритовые сажистые пески) этих месторождений установлено более высокое содержание селена, относительно первичных массивных сульфидных руд и широкий спектр селенидной минерализации – галенит-клаусталит (PbS-PbSe), науманнит (Ag_2Se), богдановичит (AgBiSe_2), тиманнит (HgSe) (Belogub et al., 2020). Зона окисления формируется в результате окислительного разложения первичных минералов под влиянием атмосферных факторов (сезонные осадки, колебание температуры, атмосферный кислород), а также за счет действия Fe(III) и микроорганизмов и достижения новых минеральных равновесий. При окислении Se-содержащих сульфидных руд из структуры изменяющихся сульфидов высвобождается Se, который выносятся за пределы рудного тела. Согласно экспериментальным и модельным расчетам, область стабильности селенидов расширяется с понижением температуры и в сторону более высоких значений Eh по сравнению с соответствующими сульфидами (Simon et al., 1997). Значение Eh для наиболее распространенных селенидов выше значения Eh для гематит-магнетитового буфера. Также при низких температурах для образования селенидов требуется более низкая $f\text{Se}$ по сравнению с $f\text{S}$, необходимой для формирования соответствующих сульфидов. Это можно объяснить тем, что восстановленные формы селеновой кислоты более устойчивы при более высоких значениях Eh, чем соответствующие формы серной кислоты. Селенидная минерализация в зонах окисления находится в тесном парагенезисе с гематитом, магнетитом и вторичными сульфидами (халькопирит, халькозин, ковеллин). Показателем повышения фугитивности кислорода, кроме присутствия магнетита и гематита, является осаждение барита при окислении сульфидов. Барит наряду с магнетитом и гематитом находится в тесной ассоциации с селенидами в зонах окисления южноуральских месторождений вулканогенных массивных сульфидных руд. Минеральные парагенезисы селенидов в южноуральских рудопроявлениях свидетельствуют о позднем относительно сульфидов происхождении.

Они формируются в окислительных обстановках в окисленных сульфидных рудах, реже в зонах железных шляп (Belogub et al., 2020).

Условия формирования селенидов Pt и Pd наиболее наглядно можно представить на примере всемирно известных крупных Pt-Pd-Au-рудных бразильских месторождений, имеющих селенидную геохимическую специфику и подробно охарактеризованных в работах Кабрал (Cabral et al., 2002^{1, 2}; 2006 и в ряде других работ автора). Селенидная геохимическая специфика является типичной для гидротермальных месторождений жильного типа, сформированных при низких температурах. Pd-Au минерализация Гонго-Соко и Итабира, именуемая как Жакутинга (Бразилия), установлена в секущих гематитовых жилах, локализованных в железорудной формации Итабира. Согласно данным по микротермометрии водных включений в рудовмещающем пластинчатом гематите, температура гомогенизации составляет около 160°C и соленость раствора от 10 до 11 мас.% эквивалента NaCl. Полученная температура гомогенизации является минимальной температурой образования селенидной минерализации для Гонго-Соко. Известно, что в случае отсутствия геобарометрической информации для поправки на давление, предварительно верхний предел температуры формирования селенидных минералов оценивается в 300°C , поскольку их большая часть образуется при $T < 300^\circ\text{C}$ (Simon et al., 1997). Углеродные включения из пластинчатого гематита с участка Итабира гомогенизовались при температурах до 450°C , водные включения – около 300°C . Однако температура образования благороднометалльной ассоциации ограничивается по включениям барита и каолинита в хонгшите, рассекающем пластинки гематита, и не превышает 300°C . Селениды ЭПГ, установленные на крупнейшем золоторудном месторождении бонанцевого типа Серра Пелада (провинция Каракас, северная Бразилия), приурочены к палладистому золоту Au_7Pd и представлены соединениями Pd-Pt-Se, Pd-Hg-Se, Pd-Bi-Se. Месторождение локализовано в архейской толще, состоящей из слабометаморфизованных конгломератов, песчаников, доломитов и алевролитов. Близповерхностные бонанцевые руды встречаются в брекчированной, кварцсодержащей глинистой массе. На более глубоких горизонтах рудная минерализация локализована в брекчированных углеродистых породах с различным содержанием кварца, мусковита, серицита, каолинита, гематита, гетита и оксида



Фиг. 12. Бинарные диаграммы для сульфидов, сульфоарсенидов, сульфоантимонидов и селенидов ЭПГ Ir-подгруппы: (а) Os – Ru; (б) S – Se; (в) As – Se; (г) Sb – Se.

марганца. Агрегаты фаз Pd-Se состава формируют каймы вокруг Au_7Pd , что идентично с формой нахождения селенидов рутения в исследованных хромититах Дунжугурского массива. В кристаллах кварца месторождения Серра Пелада, извлеченного из интервала керна, содержащего Se и обогащенного благородными металлами, была проведена микротермометрия с жидкостными включениями. Первичные включения являются водными и метастабильными, что свидетельствует о температурах ниже $150^\circ C$. Жидкие включения гомогенизировались в диапазоне температур от 97 до $135^\circ C$, что соответствует диапазону, предложенному для селенидов телетермальных рудопроявлений жильного типа. Предполагается, что первичная благороднометаллическая минерализация связана с низкотемпературными гидротермальными флюидами (Cabral et al., 2002, 2; 2006). В самородках из россыпного Pt-Pd рудопроявления ручья Коррего Бом Сусессо (провинция

Жераис, Бразилия) отношение $S/Se < 1$. В связи с этим предполагается фракционирование Se из S-содержащих фаз в окислительных условиях при низких температурах. Также окислительные условия в пределах области стабильности гематита отражаются в маложелезистом составе Pt-Pd самородков Коррего Бом Сусессо.

Другой известный объект благороднометаллической селенидной минерализации располагается в зоне регионального структурного несогласия – Au-Pt-Pd-U месторождение Корнейшн Хилл (р. Саус Аллигатор, Австралия) (Wide et al., 1989; Mernagh et al., 1994). Рудная минерализация встречается в микротрещинах кварц-Fe-доломит-гематитовых прожилков. Рассеянная минерализация фиксируется в пределах серицит-хлоритового матрикса и в измененных магматических породах, где она тесно ассоциирует с измененным пиритом. Общая модель формирования оруденения представляется как реакция

высокоокисленных и кислых растворов, генерирующихся из покровной толщи (слабодеформированные гематит-кварцевые песчаники, осадочные брекчии) и гидросферы с восстановительными флюидами кристаллического фундамента (интрузивные породы, вулканогенно-осадочные толщи, карбонаты), циркулирующих по субвертикальным разломам. Изотопные данные свидетельствуют, что минералообразующий флюид имеет метеорное происхождение. На высокую fO_2 указывают процессы замещения хлорита гематитом. Рудное вещество, содержащее Au, Pt, Pd и U, переносилось окисленным (низкий pH), соленым и богатым Са раствором, в виде оксихлоридных, хлоридных комплексов, при T около 140°C (Wide et al., 1989; Mernagh et al., 1994).

Согласно эмпирическим наблюдениям и экспериментальным данным, селениды Pt, Pd, Ag, Fe, Pb, Cu, Ni, Cd формируются в окислительных условиях при низких температурах (не выше $65\text{--}300^\circ\text{C}$), в растворах соленостью $10\text{--}30$ мас. % экв. NaCl и высокой фугитивности кислорода (fO_2 на 2–10 единиц выше гематит-магнетитового буфера) (Simon et al., 1997; Cabral 2002_{1, 2}; 2006; Plotinskaya et al., 2006; Belogub et al., 2020; Беляева, Пальянова, 2023).

Ru-Os селенидная ассоциация в хромититах Дунжугурского массива формировалась позже Ru-Os сульфидов, а Au-Ag селенид формировался на самой поздней стадии гидротермального процесса. Ru-Os селениды образуются в результате гидротермального изменения первичных МПГ. Хромит замещается магнетитом и гематитом, что свидетельствует о высокой фугитивности кислорода, выше магнетит-гематитового буфера $\log fO_2 - 30.5 \div -40$. Se мобилен при низких температурах, воздействии соленых растворов с низким pH и в условиях высокоокислительного флюида (окислительные условия) (Simon et al., 1997; Cabral et al., 2002_{1, 2}; 2006; Plotinskaya et al., 2006; Smith et al., 2016; Belogub et al., 2020). В Se-содержащих хромититах Дунжугурского массива установлена гидротермальная сульфидная ассоциация: хизлевудит, полидимит, пирит, халькопирит, борнит, фишессерит-науманнит Au-Ag сплавы (от 98.99 до 82.83 мас. % Au), медистое золото ($56.0\text{--}54.24$ мас. % Au и $2.87\text{--}2.73$ мас. % Cu) и оксидная ассоциация: магнетит, гематит, гетит.

Для оценки физико-химических параметров формирования селенидной минерализации Дунжугурского офиолитового массива был использован диапазон температур $200\text{--}300^\circ\text{C}$ (фиг. 13а–г) по линии устойчивости сульфида

рутения RuS_2/Ru , при $T = 300^\circ\text{C}$, $\log fS_2 = -20$, $P = 0.5$ кбар. В системе Ag-Au-Se известны науманнит Ag_2Se , фишессерит $(Ag, Au)_2Se$. При температурах выше 133°C существует непрерывный объемно-центрированный кубический твердый раствор $Ag_2Se - Ag_3AuSe_2$ (Osadchii, Echmaeva, 2007), из чего можно допустить, что нижняя граница формирования нашей селенидной минерализации в хромититах, в системе Au-Ag-Se, составляет 133°C .

Фугитивность серы оценивалась по полям устойчивости сульфидов рутения, железа, никеля и меди; фугитивность кислорода – по ассоциации магнетит-гематит (фиг. 13б, г). Линии устойчивости халькопирита ($CuFeS_2/Cu_5FeS_4 + FeS_2$), полидимита ограничивают максимальные значения фугитивности серы $\log fS_2 < -4.5$ при 300°C и $\log fS_2 < -10.5$ при 200°C . Минимальные значения фугитивности серы можно оценить по линии устойчивости лаурита $\log fS_2 = -20$, при 300°C . Значение фугитивности кислорода по ассоциации магнетит-гематит оценивается как $\log fO_2 (-30.5)$ при 300°C и $fO_2 (-40.5)$ при 200°C . Для халькогенидов ЭПГ Ir-подгруппы термодинамические данные отсутствуют. По физическим и химическим свойствам рутений ближе всего к железу, поэтому мы приняли попытку качественно оценить физико-химические параметры образования Ru-Os селенидов на примере ферроселита $FeSe_2$, принимая во внимание, что минимальные значения фугитивности серы для пирротина Fe_7S_8 ($Fe_7S_8/FeSe_2$) и лаурита RuS_2 (RuS_2/Ru) совпадают и соответствуют $\log fS_2 = (-20)$, при $T = 300^\circ\text{C}$ (фиг. 13а). Для формирования ферроселита ($FeSe_2$) по линии устойчивости $Fe_7S_8/FeSe_2$ параметры фугитивностей составляют при $T 300^\circ\text{C}$ $\log fS_2 (-11) \div (-20)$ и $\log Se_2 (-8) \div (-13)$ и при $T = 200^\circ\text{C}$ $\log fS_2 (-16) \div (-25)$, $\log fSe_2 (-12)$ до (-17) соответственно.

Ru-Os сульфиды под воздействием кислых гидротермальных флюидов становятся неустойчивыми, S выносится флюидом, Se привносится кислыми солеными гидротермальными флюидами из сульфидных руд (в частности, “черных курильщиков”). Значение $\log fSe_2$ оценивается в диапазоне от (-17) до (-8) . Se замещает S в кристаллической решетке лаурита при температуре $200\text{--}300^\circ\text{C}$.

Как показывают оценки физико-химических параметров по экспериментальным и расчетным данным (Беляева, Пальянова, 2023), ассоциация $(Au - Ag) - AuAgSe_2$ в хромититах Дунжугурского

массива могла формироваться при $T = 300^\circ\text{C}$, $\log f_{\text{S}_2} (-4.5) \div (-6.5)$, $\log f_{\text{Se}_2} (-6)$ до (-16) , $\log f_{\text{O}_2} (-30.5)$, но наиболее вероятная температура формирования составляет около 200°C и условия $\log f_{\text{S}_2} (-9) \div (-10.5)$, $\log f_{\text{Se}_2} (-13.5)$ до (-20.5) , $\log f_{\text{O}_2} (-40)$ (фиг. 13 а–г).

Замещение Ru-Os сульфидов селенидами этих металлов в хромититах Дунжугурского массива могло произойти на этапах субдукции, либо обдукции, в условиях высокой фугитивности кислорода, воздействии кислых гидротермальных/метаморфогенных флюидов. При $T = 300^\circ\text{C}$ и фугитивности серы ниже (-20) лаурит становится неустойчивым. В процессе локального повышенного отношения Se/S во флюиде, в окислительной обстановке, сера замещается селеном в кристаллической решетке Ru-Os сульфидов. Селениды по сравнению с сульфидами более устойчивы в окислительных обстановках при низких температурах. Важными факторами в возможности замещения Ru-Os сульфидов селенидами этих металлов являются окислительные условия и появление селена в системе, что в мантийных перидотитах реализуется редко.

Pt–Pd фазы, переменного нестехиометричного состава с Ir, Ni, Cu, S, As и Sb в ассоциации с сульфидами и арсенидами никеля формировались в результате перераспределения элементов на этапе серпентинизации и лиственитизации ультрамафитов, обогащая хромититы и вмещающие метасоматиты Pt и Pd.

Схема последовательности формирования минеральных ассоциаций в апосерпентинитах, лиственитах и хромититах представлена в табл. 9.

Потенциальный источник селена для формирования Ru-Os селенидов в хромититах Дунжугурского массива

Офиолиты Дунжугурской островной дуги формировались в супрасубдукционной обстановке энсиматической островной дуги (Dobretsov et al., 2003; Kuzmichev, 2015; Складов и др., 2016). Признано, что дегидратация погружающейся океанической коры с осадками в зоне субдукции имеет большое значение для процессов метасоматоза, транспортировки рудных компонентов мантийными флюидами и гидротермальными растворами, в том числе происходящих и в мантийном клине (Добрецов и др., 2001; Викентьев и др., 2006; Richard, 2011; Patten et al., 2016).

Поскольку Se весьма необычный элемент для мантийных перидотитов и хромититов, возникает вопрос об его источнике. В лауритах из

хромититов изученных офиолитовых массивов юго-восточной части Восточного Саяна, Se не фиксировался даже в качестве примеси (Киселева и др., 2014; Kiseleva, Zhmodik, 2017; Kiseleva et al., 2020). Необычная селенидная платино-металльная минерализация в хромитовых рудах отражает специфические физико-химические условия, состав флюида/гидротермального раствора, возможное локальное влияние вулканогенно-осадочных и черносланцевых толщ на поступление селена в ходе процессов изменения минералов платиновой группы в субдукционных обстановках, либо на этапе обдукции офиолитов. Были определены концентрации селена в вулканогенно-осадочных породах ильчирской свиты, входящих в состав офиолитовой ассоциации, как вероятный источник селена. Содержание селена в сульфидизированных черных сланцах ильчирской вулканогенно-осадочной толщи составляет 6–18 (max 213) г/т (табл. 2).

Предполагаются следующие источники и механизмы формирования Ru-Os селенидной минерализации:

Селен привносился с гидротермально-метаморфогенными флюидами на этапе лиственитизации, при воздействии на серпентиниты углекислых гидротермальных растворов. Источником селена могла быть вулканогенно-осадочная толща ильчирской свиты, подстилающая мантийные перидотиты. Однако изучение гидротермальной рудной минерализации как во вмещающих породах, так и в самих хромититах не подтверждает этого предположения, поскольку если бы селен привносился на этой стадии, то он входил бы в качестве примеси в сульфиды никеля, железа либо формировал собственные фазы с Fe, Pb, Co, Ni в условиях низкой фугитивности серы, как в лиственитах, рудовмещающих кварц-талк-магнезитовых апосерпентинитах, так и в хромититах. Также не установлены селениды Pt и Pd.

Источником селена могли быть породы субдуцирующего слэба, вовлеченные в процессы магмогенерации и затем в гидротермальные процессы. Этот источник, с нашей точки зрения, является наиболее вероятным и подходящим для нашего объекта. Об этом свидетельствуют геологические и геохимические данные о субдукционных обстановках формирования Дунжугурских офиолитов (Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004; Складов и др., 2016). Геохимические характеристики вулканитов из сланцев ильчирской свиты показывают их схожесть с надсубдукционными базальтами островных дуг, что позволяет

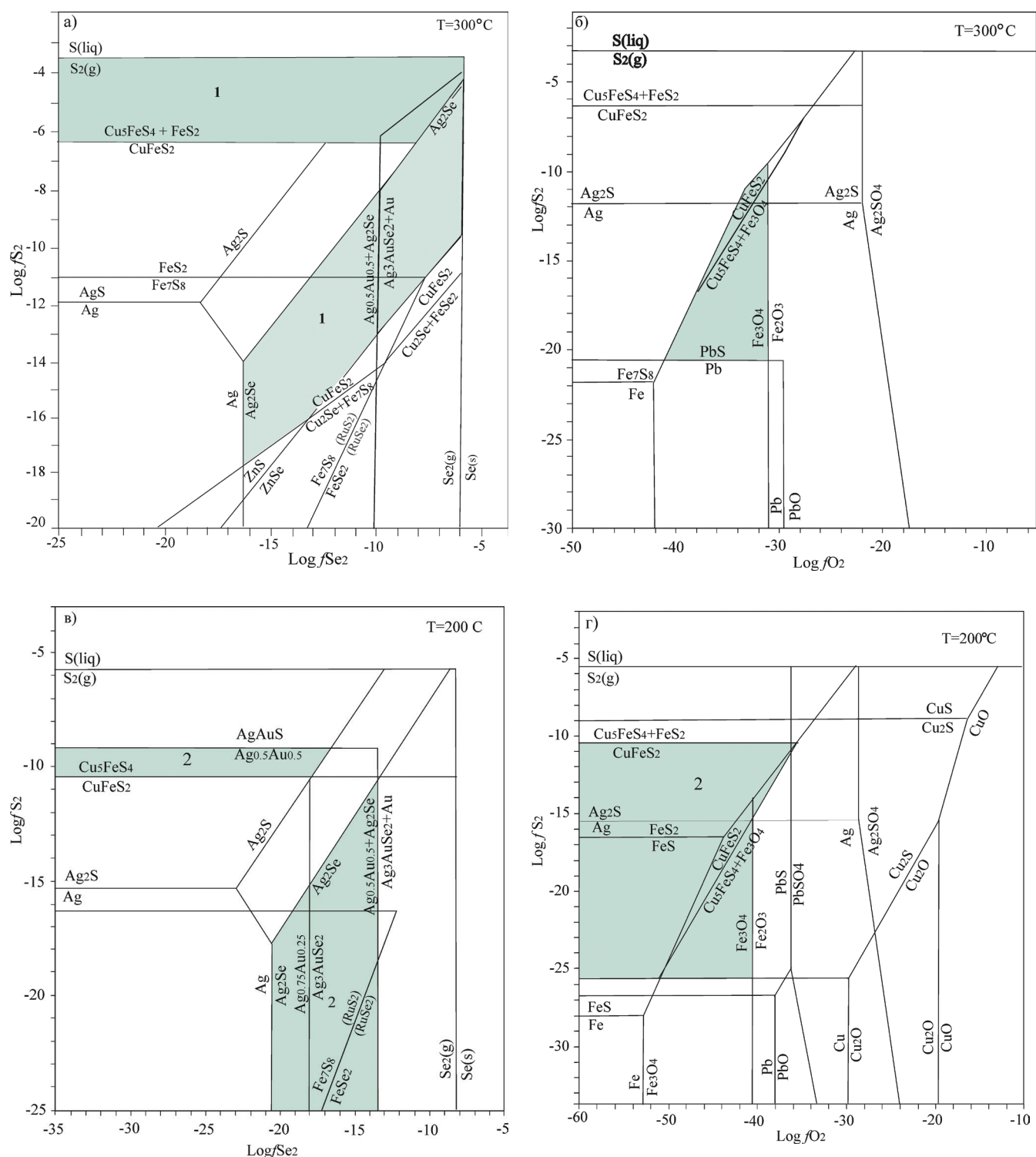
Таблица 9. Стадии формирования минеральных ассоциаций в метасоматитах и хромититах Дунжугурского офиолитового массива

	МАГМАТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ Верхнемантийные условия	СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ Мантийный клин, над зоной субдукции	ЛИСТВЕНИТИЗАЦИЯ Верхнекоровые условия
(Os-Ir-Ru)			
Лаурит (Os,Ru)S ₂			
Хромшпинелид			
Ирарсит IrAsS			
Осмий			
Толовкит IrSbS			
(Os,Ru)Se ₂			
(Ir,Pt,Pd,Ni,Cu,S,As,Sb)			
Магнетит			
Гематит			
Хизлевудит Ni ₃ S ₂			
(Ni,Fe)			
Серпентин			
Маухерит Ni ₁₁ As ₈			
Au-Ag			
Фишессерит Ag ₃ AuSe ₂			
Наумманит Ag ₂ Se			
FeS ₂			
Тальк			
Борнит Cu ₅ FeS ₄			
Зигенит (Ni,Co) ₃ S ₄			
Полидимит (Ni,Ni ₂)S ₄			
Ст-хлорит			
Магnezит-брейнерит			
Уранинит UO ₂			
Киноварь HgS			
Кварц			
Фуксит			

считать эти палеогидротермальные системы продуктами развития Дунжугурской энсиматической островодужной системы (Дамдинов, 2018). Фрагменты субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных руд, обогащенных Mn, Ba и Se, присутствуют в составе офиолитовых комплексов юго-восточной части Восточного Саяна (Жмодик и др., 1999; 2006; 2008; Дамдинов, 2018). Замещение Ru-Os сульфидов селенидами происходило в результате извлечения Se из субдуцирующего слэба, с обогащенным селеном осадками, в ходе метасоматических реакций в зоне субдукции (Sillitoe, 1972; Hattori et al., 2002; Richards, 2011). Хромититы, локализованные в перидотитах мантийного клина, подверглись воздействию флюидов, содержащие As, Sb и Se, которые возникли в процессе дегидратации погружающейся вулканогенно-осадочной толщи,

и циркулирующие сквозь мантийные перидотиты, хромититы. Совместное нахождение селенидов рутения с Sb-, As- содержащими фазами ЭПГ Ir-подгруппы указывают на возможное их образование в ходе единого гидротермального процесса в субдукционных обстановках.

Извлечение селена из сульфидов вулканогенно-осадочных толщ могло происходить и на стадии обдукции офиолитов, поскольку мантийные перидотиты надвинуты на вулканогенно-осадочную толщу. Гидротермально-метаморфогенные флюиды в условиях высокой фугитивности кислорода также могли мобилизовать Se из сульфидных руд и океанических осадков, и транспортировать его в перекрывающие перидотиты и хромититы. В них взаимодействуя с лауритом замещали Ru-Os сульфиды на селениды этих металлов.



Фиг. 13. Диаграммы 300 °C (а) $\log f\text{Se}_2 - \log f\text{S}_2$; (б) $\log f\text{O}_2 - \log f\text{S}_2$; 200 °C (в) $\log f\text{Se}_2 - \log f\text{S}_2$; (г) $\log f\text{O}_2 - \log f\text{S}_2$. Диаграммы построены на основе данных (Беляева, Пальянова, 2023).

ВЫВОДЫ

В Дунжугурском офиолитовом массиве, в зоне тектонического контакта мантийных перидотитов и вулканогенно-осадочной толщи

ильчирской свиты, в катаклазированных рассланцованных зонах лиственитизации локализованы кварц-талк-магнезитовые апосерпентиниты с телами ЭПГ-содержащих подиформных

хромититов. В хромититах установлена “экзотическая” Ru-Os селенидная минерализация.

Os-Ir-Ru интерметаллиды, Ru-Os сульфиды ряда лаурит-эрликманит формировались раньше или близкоодновременно с хромшпинелидами в верхнемантийных условиях в супрасубдукционных обстановках.

При взаимодействии мантийных перидотитов и хромититов с As, Sb-содержащим флюидом, генерирующимся при дегидратации и плавлении субдуцирующей плиты, формируется *сульфоарсенид иридия — ирарсит*, путем замещения первичных МПГ (лаурита-эрликманита и Os-Ir-Ru интерметаллидов).

При снижении температуры, взаимодействии флюид-порода, с участием восстановленных флюидов и в процессе серпентинизации, первичные фазы МПГ становятся неустойчивыми. При этом происходит десульфуризация ранних Ru-Os сульфидов с формированием микрочастиц самородного осмия в лаурит-эрликманите и полифазных агрегатах с сульфидами и арсенидами никеля.

При воздействии кислых селен-содержащих флюидов в окислительной обстановке Se замещает S в лаурите-эрликманите, формируя Ru-Os селенид. Ru-Os селенид является поздней фазой относительно Os-Ir-Ru интерметаллидов, лаурита-эрликманита и сульфоарсенидов иридия. Источником Se, для формирования Ru-Os селенидов в хромититах Дунжугурского офиолитового массива, являлись океанические вулканогенные гидротермально-осадочные отложения с сульфидными минералами. Циркуляция As, Sb, Se-содержащих флюидов сквозь мантийные перидотиты и хромититы в мантийном клине привела к замещению лаурита-эрликманита селенидом, а ирарсита — сульфоантимонидом.

Pt-Pd-содержащие фазы в ассоциации с сульфидами и арсенидами никеля формировались в результате перераспределения Pt и Pd на этапе серпентинизации и лиственизации ультрамафитов, обогащая хромититы и вмещающие метасоматиты Pt и Pd.

Широкие вариации состава самородного золота, обнаруженного совместно с минералами платиновой группы, также свидетельствуют о многостадийности процессов изменения пород офиолитового комплекса и формирования благороднометалльной минерализации. Наличие в хромититах Дунжугурского офиолитового массива селенидов Au и Ag вместе с селенидами рутения указывают на низкотемпературные гидротермальные условия минералообразования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят М.В. Хлестова за помощь в исследовании платинометалльной минерализации методом сканирующей электронной микроскопии. Выражаем благодарность Г.А. Пальяновой, И.Н. Мягкой за консультации и помощь в подготовке статьи. Выражаем благодарность рецензентам за конструктивные комментарии и замечания, которые позволили значительно улучшить рукопись.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193–7), при поддержке Министерства науки и высшего образования (грант РФФИ 19–05–00764а). Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Использовано оборудование ЦКП “СЦСТИ” на базе УНУ “Комплекс ВЭПП-4 – ВЭПП-2000” в ИЯФ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блинов И.А. Самородные металлы, селениды, галогениды и ассоциирующие минералы из бурых железняков Амурского и Верхне-Аршинского месторождения (Южный Урал) // Литосфера. 2015. № 1. С. 65–74.
- Беляева Т.В., Пальянова Г.А. Сульфиды и селениды серебра в рудах Au-Ag эпитеpmальных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 1. С. 74–108.
- Бурьянова Е.З. Термодинамический аспект условий образования селенидов Fe, Pb, Zn, Cd и самородного селена в осадочных породах // Геохимия. 1969. № 12. С. 1451–1464.
- Викентьев И.В., Молошаг В.П., Юдовская М.А. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 2. С. 91–125.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Ред. Добрецов Н.Л., Игнатович В.И. / Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
- Гордиенко И.В., Добрецов Н.Л. Жмодик С.М., Рошкеттаев П.А. Многоэтапная покровная тектоника юго-восточной части Восточного Саяна и ее роль в формировании золоторудных месторождений // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 134–147.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020185>
- Дамдинов Б.Б. Нетрадиционные типы благороднометалльной минерализации в офиолитах Восточно-Саянского и Джидинского поясов (минералогия, геохимия, генезис). Дисс... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2004. 207 с.
- Дамдинов Б.Б. Типы благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна: состав, условия

- формирования и генезис. Дисс... док.геол.-минер.наук. Улан-Удэ, 2018. 480 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна / В кн.: "Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии". Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Издательство СО РАН Филиал "ГЕО". 2001. 409 с.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Пономарчук В.А., Травин А.В. Pb-S изотопная систематика золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 3. С. 392–394.
- Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое издательство "Гео", 2008. 304 с.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 333–349.
- Киселева О.Н., Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Селениды рутения в хромититах Дунжугурского офиолитового комплекса // Материалы Всероссийской конференции с международным участием "Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)", 25 мая 2016 г., Санкт-Петербург, Горный университет – СПб: Изд-во СПбГУ. 2016. С. 71–74.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
- Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю. Судовикивит PtSe₂ – новый селенид платины из метасоматитов южной Карелии // Доклады АН. 1997. Т. 354. № 1. С. 82–85.
- Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Рампилова М.В., Рипп Г.С., Рампилов М.О., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические особенности апогипербазитовых метасоматитов Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1246–1263.
- Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе (на примере Урала). М.: Наука, 1978. 287 с.
- Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 241 с.
- Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 163–180.
- Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Поспелова Н.Л. Необычные соединения иридия, осмия, рутения с селеном, теллуром и мышьяком из россыпей реки Золотой (Западный Саян) // ЗВМО. 1997. Ч. СХХVI. № 6. С. 23–34.
- Эгель Л.Е. Экзогенные месторождения селена. М.: "Госгеолтехиздат", 1962. 141 с.
- Airiants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C. Platinum-Group Minerals in the Placer of the Kitoy River, East Sayan, Russia // Minerals. 2022. 12. 21.
- Airiants E.V., Belyanin D.K., Zhmodik S.M., Agafonov L.V., Romashkin P.A. Chemical composition and origin of platinum group minerals from placers of the Aunik River, Buryatia, Russia // Ore Geol. Rev. 2020. V. 120. 103453.
- Andrews D.R.A., Brennan J.M. Phase-equilibrium constraints of the magmatic origin of laurite and Os–Ir alloy // Can. Mineral. 2002. V. 40. P. 1705–1716.
- Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Korolyuk V.N. Compounds of Ru–Se–S, alloys of Os–Ir, framboidal Ru nanophases and laurite–clinochlore intergrowths in the Pados-Tundra complex, Kola Peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2017. V. 29. P. 613–622.
- <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029–2666>
- Barkov A.Y., Shvedov G.I., Silyanov S.A., Martin R.F. Mineralogy of platinum-group elements and gold in the ophiolite-related placer of the river Bolshoy Khailyk, Western Sayan, Russia // Minerals. 2018. 8. 247.
- Barnes S.-J., Mansur E.T. Distribution of Te, As, Bi, Sb, and Se in mid-ocean ridge basalt and komatiites and in picrites and basalts from large igneous provinces: implication for the formation of magmatic Ni–Cu–platinum group element deposits // Econ. Geol. 2022. V 117 (8). P. 1919–1933.
- Belogub E.V., Ayupova N.R., Krivovichev V.G., Novoselov K.A., Blinov I.A., Charykova M.V. Se minerals in the continental and submarine oxidation zones of the South Urals volcano-genetic-hosted massive sulfide deposits: A review // Ore Geol. Rev. 2020. V. 122. 103500.
- Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A. Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting // Science. 2004. V. 305. P. 1951–1953.
- Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // Chem. Geol. 1985. V. 53. P. 303–323.
- Cabral A.R., Lehmann B. Palladium and platinum minerals

- from the Serra Pelada Au-Pd-Pt deposit, Carajas mineral province, northern Brazil // *Canad. Mineral.* 2002₁. V. 40. P. 1451–1463.
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko R., Galbiatti H.F., Fereira M.C.* Palladseite and its oxidation: evidence from Au-Pd vein-type mineralization (jacutinga), Cauê iron-ore mine, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // *Miner. Mag.* 2002₂. V. 66 (2). P. 327–336.
- Cabral A.R., Beaudoin G., Kwitko-Ribeiro R., Lehmann B., Polônia J.C., Choquette M.* Platinum-palladium nuggets and mercury-rich palladiferous platinum from Serro, Minas Gerais, Brazil // *Canad. Mineral.* 2006. V. 44. P. 385–397.
- Cabri L.J.* The platinum group minerals / In the *Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum Group Elements*. Published for the Geological Society of CIM. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum: Montreal, QC, Canada. 2002. V. 54. P. 13–131.
- Dey B.S., Jain V.K.* Platinum Group Metal Chalcogenides. Their syntheses and application in catalysis and materials science // *Platinum Metals Review*. 2004. V. 48 (1). P. 16–29.
- Dreibus G., Palme H., Spettek B., Zipfel J., Wänke H.* Sulfur and selenium in chondritic meteorites // *Meteoritics*. 1995. V. 30. P. 439–445.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.* Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: Implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. P. 143–159.
- Garuti G., Zaccarini F.* In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature evidence from serpentinized and weathered chromitites of the Vourinos complex (Greece) // *Can. Mineral.* 1997. V. 35. P. 611–626.
- González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // *Lithos*. 2014. V. 189. P. 127–139.
- Hattori K.H., Arai S., Clarke D.B.* Selenium, tellurium, arsenic and antimony contents of primary mantle sulfides // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 637–650.
- Holwell D.A., Keays R.R., McDonald I., Williams M.R.* Extreme enrichment of Se, Te, PGE and Au in Cu sulfide microdroplets: evidence from LA-ICP-MS analysis of sulfides in the Skaergaard Intrusion, east Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. 170:53.
- Howard J.H.* Geochemistry of selenium: Formation of ferroselite and selenium behavior in the vicinity of oxidizing sulfide and uranium deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. 1665–1678.
- Jedwab J., Cervelle B., Gouet G., Hubaut X., Piret P.* The new platinum selenide luberoite Pt₃Se₄ from the Lubero Region (Kivu-province, Zaire) // *Eur. J. Mineral.* 1992. V. 4. № 4. P. 683–692.
- Johannes W.* An experimental investigation of the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 9. P. 1087–1104.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 311–325.
- Kiseleva O., Zhmodik S.* PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia // *Geoscience Frontiers*. 2017. V. 8. P. 721–731.
- Kiseleva O., Airiyants E., Belyanin D., Zhmodik S.* Hydrothermal remobilization platinum group elements and their secondary minerals in chromitite deposits of the Eastern Sayan ophiolites (Russia) / *E3S Web Conf.*, 98. 2019. 08014.
- Kiseleva O. N., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Zhmodik S.M.* Podiform chromitites and PGE mineralization in the Ulan-Sar'dag ophiolite (East Sayan, Russia) // *Minerals*. 2020. 10. 141. <https://doi.org/10.3390/min10020141>
- Kiseleva O., Ochirov Yu., Zhmodik S., Nharara B.* Platinum-group minerals from alluvial placers of the Kitoy river (south-east part of East Sayan, Russia) / *Geophysical Research Abstracts EGU21–14020*. EGU General Assembly. 2021. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21–14020>
- Kuzmichev A.B.* Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt. In *Composition and Evolution of Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics, and Models*; Kroner, A., Ed.; Borntraeger Science Publishers: Stuttgart, Germany, 2015. P. 66–92.
- Lorand J.-P., Alard O., Luguet A., Keays R.R.* Sulfur and selenium systematics of the subcontinental lithospheric mantle: Inferences from the Massif Central xenolith suite (France) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. V. 67. P. 4137–4151.
- Leblanc M., Nicolas A.* Ophiolitic chromites // *Int. Geol. Rev.* 1992. V. 34. P. 653–686.
- Mernagh T.P., Heinrich C.A., Leckie J.F., Carville D.P., Gilbert D.J., Valenta R.K., Wyborn L.A.I.* Chemistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum, and palladium (±uranium) mineralization at Coronation Hill, northern territory, Australia // *Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 1053–1073.
- Naldrett A.J., Duke J.M.* Platinum metals in magmatic sulfide ores // *Science*. 1980. V. 208 (4451) P. 1417–1424.
- Nickel E.H.* An unusual occurrence of Pd, Pt, Au, Ag and Hg minerals in the Pilbara region of Western Australia // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 419–433.
- Osadchii E.G., Echmaeva E.A.* The system Ag-Au-Se: Phase relations below 405° K and determination of standard thermodynamic properties of selenides by solid-state galvanic cell

- technique // *Amer. Mineral.* 2007. V. 92. № 4. P. 640–647
- Patten C.J.C., Pitcairn I.K., Teagle D.A.H., Harris M.* Mobility of Au and related elements during the hydrothermal alteration of the oceanic crust: implications for the sources of metals in VMS deposits // *Miner. Depos.* 2016. V. 51. P. 179–200.
- Piminov P.A., Baranov G.N., Bogomyagkov A.V., Berkaev D.E., Borin V.M., Dorokhov V.L., Karnaev S.E., Kiselev V.A., Levichev E.B., Meshkov O.I., Mishnev S.I., Nikitin S.A., Nikolaev I.B., Sinyatkin S.V., Voblya P.D., Zolotarev K.V., Zhuravlev A.N.* Synchrotron Radiation Research and Application at VEPP-4 // *Physics Procedia.* 2016. V. 84. P. 19–26. <https://doi.org/10.1016/j.phpro.2016.11.005>
- Plotinskaya O. Yu., Kovalenker V.A., Seltmann R., Stanley C.J.* Te and Se mineralogy of the high-sulfidation Kochbulak and Kairagach epithermal gold telluride deposits (Kurama Ridge, Middle Tien Shan, Uzbekistan) // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 187–207.
- Richards J.P.* Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 40. I. 1. P. 1–26.
- Sideridis A., Koutsovitis P., Tsikouras B., Karkalis C., Hauzenberger C., Zaccarini F., Tsitsanis P., Lazaratou C.V., Skliros V., Panagiotaras D.* Pervasive listwaenitization: the role of subducted sediments within mantle wedge, W. Chalkidiki ophiolites, N. Greece // *Minerals.* 2022. 12. 1000.
- Sillitoe R.L.* A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. // *Economic Geology.* 1972. V.67. P. 184–197.
- Simon G., Kesler S.E., Essene E.J.* Phase relations among selenides, sulfides, tellurides and oxides: II. Application to selenide-bearing ore deposits // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 468–484.
- Smith J.W., Holwell D.A., McDonald I., Boyce A.J.* The application of S isotopes and S/Se ratios in determining ore-forming processes of magmatic Ni–Cu–PGE sulfide deposits: A cautionary case study from the northern Bushveld Complex // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 73. P. 148–174.
- Stockman H.W., Hlava P.F.* Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon // *Econ. Geol.* 1984. V. 79. P. 492–508.
- Tredoux M., Lindsay N.M., Davies G., McDonald J.* The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism // *S. Afr. J. Geol.* 1995. V. 98. P. 157–167.
- Wilde A.R., Bloom M.S., Wall V.J.* Transport and deposition of gold, uranium and platinum-group elements in unconformity-related uranium deposits // *Econ. Geol. Monograph.* 1989. V. 6. P. 637–650.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. Lond.* 2007. V. 164. P. 31–47.
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Chaplygin I.V., Mokhov A.V., Trubkin N.V., Gorbacheva S.A.* Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands // *Miner. Depos.* 2006. V. 40. P. 828–848.
- Zaccarini F., Proenza J.A., Ortega-Gutiérrez F., Garuti G.* Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlán complex, southern Mexico): Implications for postmagmatic modification // *Miner. Petrol.* 2005. V. 84. P. 147–168.
- Zhmodik S.M., Buslov M.M., Damdinov B.B., Mironov A.G., Khubanov V.B., Buyantuyev M.G., Damdinova L.B., Airiyants E.V., Kiseleva O.N., Belyanin, D.K.* Mineralogy, geochemistry and geochronology of the Yehe-Shigna ophiolitic massif, Tuva-Mongolian microcontinent, southern Siberia: evidence for a back-arc origin and geodynamic implications // *Minerals.* 2022. no 390. pp 1–19.

SULFIDE AND SELENIDE PGE MINERALIZATION IN CHROMITITES OF THE DUNZHUGUR OPHIOLITE MASSIF (EAST SAYAN, RUSSIA)

O. N. Kiseleva¹, *, E. V. Ayriyants¹, S. M. Zhmodik¹, and D. K. Belyanin¹

¹*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

**e-mail: kiseleva_on@igm.nsc.ru*

The paper presents the first data on PGE sulfide and selenide mineralization formed in podiform chromitites at different stages of evolution of the Dunzhugur ophiolite massif. The chromite bodies are localized in listvenitized aposerpentinites, which are part of the Dunzhugur ophiolite complex. The forms of occurrence, microstructural features and compositions of platinum-group minerals in chromitites were studied by scanning electron microscopy. The enrichment of chromitites with a refractory platinum group element (PGE) sulfides and alloys in the Os-Ir-Ru system (IPGE) testify that the formation of magmatic platinum-group minerals (PGMs) occurred under mantle conditions. Primary PGMs were replaced by iridium sulfoarsenides and sulfoantimonides due to the interaction of mantle peridotites and chromitites with As-Sb-bearing fluid generated during dehydration and melting of the subducting slab. Native osmium was formed as a result of desulfurization of magmatic PGE-bearing sulfides with the participation of reduced fluids at the serpentinization stage. The replacement of Ru-Os sulfides by selenides of these metals in chromitites could occur at the stages of subduction or obduction at high oxygen fugacity under the influence of acid hydrothermal/metamorphogenic fluids. A qualitative assessment of physicochemical parameters of the formation of ruthenium selenides was carried out. Oxygen fugacity values estimated from the magnetite-hematite association are $\log f\text{O}_2$ (–30.5) at 300°C and $\log f\text{O}_2$ (–40.5) at 200°C. The minimum sulfur fugacity value was determined by the stability line of laurite at 300°C, $\log f\text{S}_2 = -20$; the maximum sulfur fugacity values—by the stability line of iron and nickel sulfides: $\log f\text{S}_2 < -4.5$ at 300°C and $\log f\text{S}_2 < -10.5$ at 200°C. The selenium fugacity at $T = 300^\circ\text{C}$ is $\log f\text{Se}_2$ (–8...–13); at $T = 200^\circ\text{C}$, $\log f\text{Se}_2$ (–12...–17). Au–Ag selenides were formed at $T = 200^\circ\text{C}$, $\log f\text{S}_2$ (–9...–10.5); $\log f\text{Se}_2$ is from –13.5 to –20.5, $\log f\text{O}_2$ (–40). An important factor for the possibility of replacement of Ru–Os sulfides by selenides is Se occurrence in the ore-forming system. The source of Se may be the substance of the subducting slab—volcanogenic—sedimentary rocks containing fragments of Se-rich hydrothermal—sedimentary sulfide ores. They were involved in the processes of magma genesis and accompanying hydrothermal circulation.

Keywords: subduction, ophiolites, chromitites, platinum-group-element mineralization, platinum-group-element selenides

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 0110255 от 9 февраля 1993 г., выдано Министерством печати
и информации Российской Федерации

Подписано к печати

г. Дата выхода в свет

г. Формат 60 × 88 ¹/₈ Усл. печ. л.

Уч.-изд. л.

Тираж экз. Зак. Цена свободная

Учредители: Российская академия наук,
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-039-24: ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

16+

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика	Лёд и Снег
Агрохимия	Лесоведение
Азия и Африка сегодня	Литология и полезные ископаемые
Акустический журнал	Мембраны и мембранные технологии
Астрономический вестник. Исследования солнечной системы	Металлы
Астрономический журнал	Микология и фитопатология
Биологические мембраны	Микробиология
Биология внутренних вод	Микроэлектроника
Биология моря	Молекулярная биология
Биоорганическая химия	Нейрохимия
Биофизика	Неорганические материалы
Биохимия	Нефтехимия
Ботанический журнал	Новая и новейшая история
Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук	Общественные науки и современность
Вестник древней истории	Общество и экономика
Вестник Российской академии наук	Океанология
Вестник российской сельскохозяйственной науки	Онтогенез
Водные ресурсы	Палеонтологический журнал
Вопросы истории естествознания и техники	Паразитология
Вопросы ихтиологии	Петрология
Вопросы языкознания	Письма в Астрономический журнал
Вулканология и сейсмология	Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Высокомолекулярные соединения. Серия А	Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
Высокомолекулярные соединения. Серия Б	Почвоведение
Высокомолекулярные соединения. Серия С	Приборы и техника эксперимента
Генетика	Прикладная биохимия и микробиология
Геология рудных месторождений	Прикладная математика и механика
Геомагнетизм и аэрономия	Проблемы Дальнего Востока
Геоморфология и палеогеография	Проблемы машиностроения и надежности машин
Геотектоника	Проблемы передачи информации
Геохимия	Программирование
Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология	Психологический журнал
Государство и право	Радиационная биология. Радиоэкология
Дефектоскопия	Радиотехника и электроника
Дифференциальные уравнения	Радиохимия
Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления	Расплавы
Доклады Российской академии наук. Науки о жизни	Растительные ресурсы
Доклады Российской академии наук. Науки о Земле	Российская археология
Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки	Российская история
Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах	Российская сельскохозяйственная наука
Журнал аналитической химии	Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова	Русская литература
Журнал вычислительной математики и математической физики	Русская речь
Журнал неорганической химии	Сенсорные системы
Журнал общей биологии	Славяноведение
Журнал общей химии	Современная Европа
Журнал органической химии	Социологические исследования
Журнал прикладной химии	Стратиграфия. Геологическая корреляция
Журнал физической химии	США и Канада: экономика, политика, культура
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	Теоретические основы химической технологии
Журнал экспериментальной и теоретической физики	Теплофизика высоких температур
Записки Российского минералогического общества	Успехи современной биологии
Зоологический журнал	Успехи физиологических наук
Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа	Физика Земли
Известия Российской академии наук. Механика твердого тела	Физика и химия стекла
Известия Российской академии наук. Серия биологическая	Физика металлов и металловедение
Известия Российской академии наук. Серия географическая	Физика плазмы
Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка	Физикохимия поверхности и защита материалов
Известия Российской академии наук. Серия физическая	Физиология растений
Известия Российской академии наук. Теория и системы управления	Физиология человека
Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана	Химическая физика
Известия Российской академии наук. Энергетика	Химия высоких энергий
Известия Русского географического общества	Химия твердого топлива
Исследование Земли из Космоса	Цитология
Кинетика и катализ	Человек
Коллоидный журнал	Экология
Координационная химия	Экономика и математические методы
Космические исследования	Электрохимия
Кристаллография	Энтомологическое обозрение
Латинская Америка	Этнографическое обозрение
	Ядерная физика