

УДК 553.2

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮГО-КОНЕВСКОГО И ПОРОХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ МИКРОТЕРМОКРИОМЕТРИИ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ¹

© 2025 г. Е. В. Белогуб^{a, *}, К. П. Мальцева^{a, b}, Д. А. Рогов^a, В. В. Смоленский^b, В. Н. Бочаров^c, М. А. Рассомахин^a, В. Р. Копейкина^b

^aЮжно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения РАН, тер. Ильменский заповедник, Миасс, 456317 Россия

^bСанкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Васильевский остров, 21 линия, д. 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Университетская набережная, д. 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

* E-mail: belogub@mineralogy.ru

Поступила в редакцию 07.08.2024 г.

После доработки 28.01.2025 г.

Принята к публикации 30.01.2025 г.

Статья посвящена оценке условий формирования принадлежащих Боевско-Бектимировской рудной зоне месторождений Юго-Коневское и Пороховское, локализованных в гранитах и в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще, соответственно, и разделенных крупным надвигом. Согласно результатам изучения флюидных включений в кварце, формирование кварц ± флюорит ± мусковитовых жил с гибнеритом на обоих месторождениях происходило в сходных условиях из углекислотно-водных флюидов натрий-хлоридного состава с примесью фтор- и карбонат-иона, а также катионов K, Ca и Mg, с концентрацией солей 0.54 до 16.13 мас. % NaCl-экв. В газовой фазе преобладает CO₂ и фиксируются примеси CH₄, N₂ и H₂S. Кварц апогранитных грейзенов кристаллизовался при температуре 320–540 °C, рудных жил – 245–440 °C, давление составляло 320–440 бар. Сходство минерального состава, состава флюида и состава мусковита в рудных жилах свидетельствует о едином источнике рудоносного флюида для обоих месторождений и неизначительном влиянии на него вмещающих пород. Одновременное присутствие низко-минерализованных и включений с твердой фазой свидетельствует о фазовой сепарации, больше проявленной на Юго-Коневском месторождении. Поздний кварц в скарнах Пороховского месторождения сформировался при более низких температурах, чем рудные жилы, и из растворов, в составе которых присутствовал сульфат-ион, что, вероятно, было связано с ассоциацией известняков из вмещающей толщи. Низкие давления, оцененные по ФВ, обусловлены формированием рудных жил в результате хрупких деформаций консолидированных пород в условиях небольших глубин. Полученные РТХ-параметры флюидов соответствуют области, характерной для объектов грейзеновой формации, отвечая относительно низкобарической и низкотемпературной области.

Ключевые слова: вольфрам, грейзен, микротермокриометрия, условия образования, Южный Урал, Пороховское, Юго-Коневское

DOI: 10.31857/S0016777025030035, EDN: TSYUJR

ВВЕДЕНИЕ

Основным генетическим типом редкометальных месторождений на Южном Урале, к которому принадлежат и рассмотренные в статье Юго-Коневское и Пороховское, являются объекты грейзеновой формации, связанные

с постмагматической стадией становления позднеколлизионных гранитов (Золоев и др., 2004; Puchkov, 2017). К типичным грейзенам относятся мусковит-кварцевые метасоматиты, образованные по лейкогранитам (Щерба, 1968; Рундквист и др., 1971, Метасоматизм..., 1998). С ними генетически связаны рудоносные существенно

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

кварцевые жилы, которые могут залегать как в гранитах, так и во вмещающих породах (Барбанов, 1965; Рундквист и др.; 1971, Pirajno, 2009). Околожильные изменения часто проявлены слабо, что ставит вопрос о характере взаимодействия рудоносных флюидов и вмещающих пород, и сравнении условий формирования жил, локализованных в рудогенерирующих гранитах и в породах рамы (Koller et al., 1992).

На конкретных месторождениях установить связь процесса грейзенизации с определенным гранитным массивом удается не всегда (Омельяненко, 1978), хотя генетическая связь грейзенов и позднеколлизионного гранитоидного магматизма сомнению не подвергается (Pirajno, 2009). Некоторые исследователи выделяют специфический грейзеново-порфировый тип W-Mo-Sn месторождений, связанных с субвулканическими интрузиями лейкогранитов (Davis and Williams-Jones 1985; Somarin and Ashley, 2004; Somarin, 2009).

В случае присутствия во вмещающих породах известковистой составляющей, вольфрамоносные грейзены могут ассоциировать со скарнами. Для ряда месторождений установлено, что грейзены накладываются на скарны, при этом они считаются продуктами единой эволюционирующей гидротермальной системы (Щерба, 1968; Метасоматизм..., 1998). Геохимическая специализация пространственно ассоциирующих грейзенов и скарнов может отличаться. Так, на Коклановском W-Mo месторождении (Зауралье) скарны обогащены W, по сравнению с грейзенами, специализированными на Mo (Новоселов и др., 2022), при этом существует мнение, что генетически скарны не связаны с рудогенерирующими Коклановским массивом лейкогранитов и образовались в результате воздействия на известковистые породы более раннего габбро-диоритового комплекса (Карагодин и др., 1989).

Юго-Коневское и Пороховское, а также Боевское, Карасьевское месторождения и ряд проявлений W и Be, которые объединяются в Боевско-Биктимировскую рудоносную зону на восточном склоне Урала, были описаны еще в начале-середине прошлого века. При общем сходстве перечисленные месторождения различаются особенностями структуры, рудной специализации и минералогии (Покровский, 1950). Причины этих отличий предполагались в разном удалении от источника рудоносных флюидов (Покровский, 1950; Золоев и др., 2004) и различной степени фракционированности отдельных рудогенерирующих массивов, принадлежащих

коневско-карасьевскому комплексу (Елохин, 2009; Каллистов, Осипова, 2019). Также предполагалось, что зональность оруденения может быть обусловлена влиянием вмещающих пород (Елохин, 2004). В рамках развития этой проблемы необходимо выяснить условия образования руд в типовых объектах, в качестве которых выбраны Юго-Коневское, локализованное в одноименном гранитном массиве, и Пороховское месторождение, залегающее в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще и отделенное от Юго-Коневского и других массивов Шиловско-Коневской группы Кодинским надвигом. Минеральный состав вольфрамоносных жил в метавулканитах и метаосадках Пороховского месторождения и грейзенизованных гранитах Юго-Коневского сходен по набору основных минералов, но отличается их количественными соотношениями и набором акцессориев (Рогов и др., 2023; Касаткин и др., 2024). Нужно упомянуть, что на Пороховском месторождении встречены скарны, иногда с промышленными содержаниями вольфрама, и скарноподобные породы.

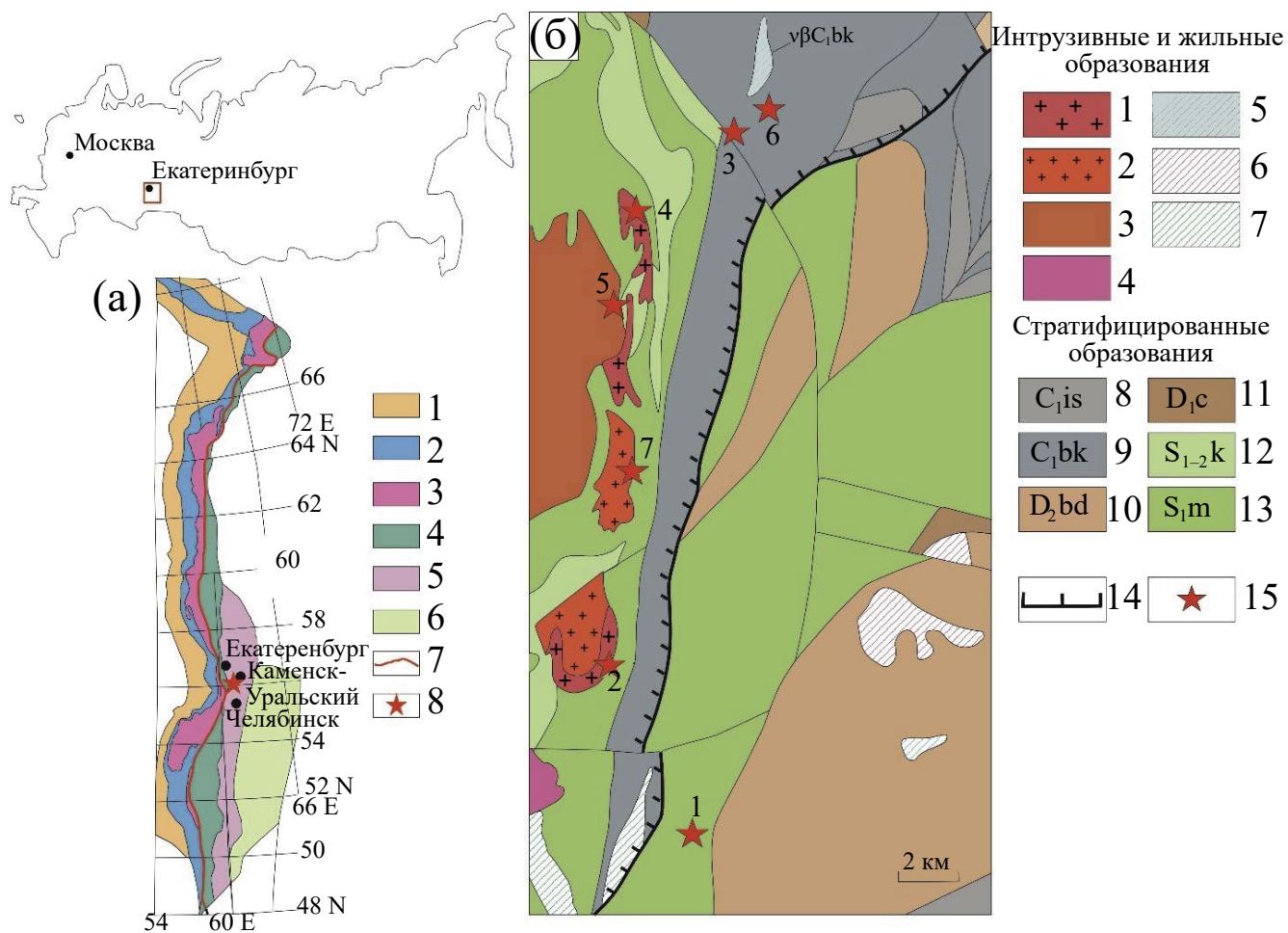
Условия формирования южноуральских грейзеновых месторождений ранее были охарактеризованы в обобщающих работах (Рундквист и др., 1970; Елохин, 2009) и более детально рассмотрены на примере Коклановского вольфрам-молибденового месторождения с использованием результатов изучения флюидных включений (ФВ) (Заботина и др., 2015). Для Юго-Коневского и Пороховского месторождений вольфрама такие работы не проводились, в связи с чем цель настоящей работы состоит в определении РТХ-условий формирования вольфрамоносных жил на этих объектах с использованием результатов изучения ФВ и минералогических термометров. Это позволит оценить особенности проявления процессов грейзенизации в различных вмещающих породах в пределах одной рудной зоны.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮГО-КОНЕВСКОГО И ПОРОХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

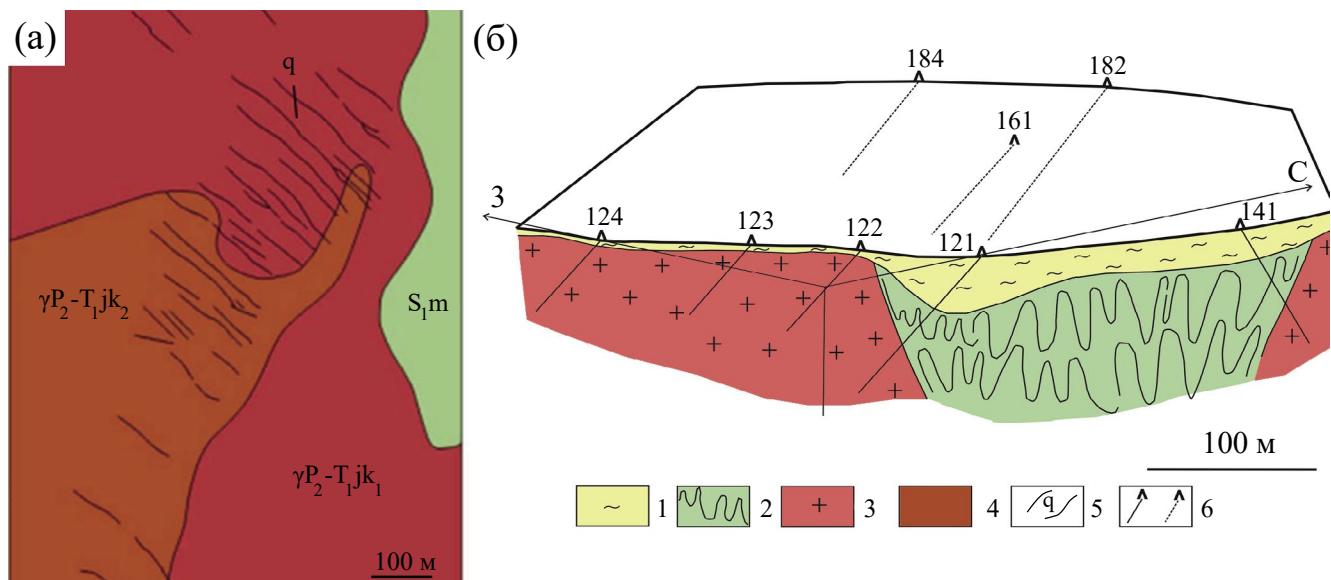
Юго-Коневское и Пороховское месторождения вольфрама располагаются на севере Челябинской области, принадлежат Коневско-Карабьевскому рудному узлу, который является частью Боевско-Биктимировской редкометальной зоны, простирающейся более чем на 25 км с юга на север и ассоциирующей с цепочкой небольших гранитных массивов, объединяемых в Шиловско-Коневскую группу (Рапопорт, 1971;

Золоев и др., 2002, 2004; Коровко и др. 2015). Расположение гранитных массивов и минерализованных зон в целом подчиняется направлению структур Урала. Тектоника района определяется субмеридиональным Кодинским надвигом, отделяющим Пороховское месторождение от остальных объектов рудной зоны, и разломами меньшего порядка ССЗ и ССВ ориентировки (фиг. 1). На участке Пороховского и Юго-Коневского месторождений в 2020–2023 гг. ООО “УГЭ” проводились оценочные работы на вольфрам.

Юго-Коневское месторождение локализовано в восточной части одноименного гранит-лейкогранитного массива (фиг. 2). Первая фаза представлена мелкозернистыми биотитовыми порфириовидными гранитами и гранодиоритами, вторая – средне-крупнозернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (Коровко и др., 2015; Каллистов, Осипова, 2019). Породы массива неравномерно грейзенизированы – окварцованны, мусковитизированы, в меньшей степени в них развивается флюорит. Промышленное оруднение связано с кварцевыми жилами



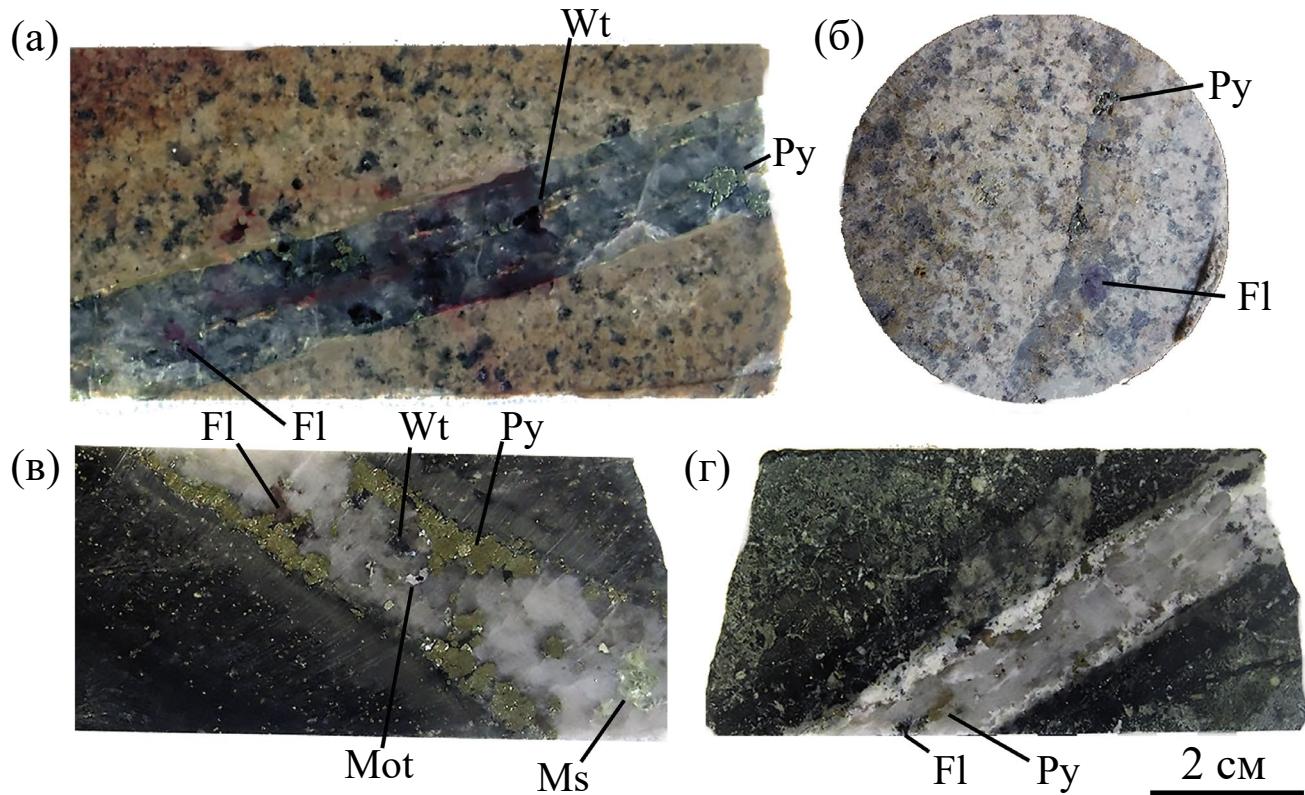
Фиг. 1. Схема тектоно-магматического районирования Урала (Puchkov, 2017) (а) и геологическое положение месторождений Коневско-Карасьевского рудного узла (Коровко и др., 2015) (б). а: 1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Западно-Уральская зона; 3 – Центрально-Уральская зона; 4 – Тагило-Магнитогорская зона; 5 – Восточно-Уральская зона; 6 – Зауральская зона; 7 – Главный уральский разлом; 8 – Коневско-Карасьевский рудный узел. б: 1, 2 – юго-коневский гранит-лейкогранитовый комплекс: 1 – лейкограниты второй фазы; 2 – граниты и гранодиориты первой фазы; 3 – граниты карасьевского комплекса; 4 – габбро, диориты и кварцевые диориты некрасовского комплекса; 5 – дайки габбродолеритов бекленищевской свиты; 6 – дайки диоритовых порфириотов; 7 – дайки долеритов; 8 – известняки исетской свиты; 9 – вулканогенно-осадочные породы белекнищевской свиты; 10 – базальт-дакитовая толща; 11 – известняки и мраморы карбонатной толщи; 12 – слюдяно-кварцевые сланцы колюткинской толщи; 13 – вулканогенно-осадочные породы межевской толщи; 14 – Кодинский надвиг; 15 – месторождения молибден-вольфрам-бериллиевой ассоциации: 1 – Пороховское, 2 – Юго-Коневское, 3 – Ново-Боевское, 4 – Пьянковское, 5 – Карасьевское, 6 – Боевское, 7 – Игишанское.



Фиг. 2. Схема геологического строения (а) (Золоев и др., 2004) и блок-диаграмма (б) (по материалам ООО “УГЭ”) Юго-Коневского месторождения. 1 – покровные отложения; 2 – амфиболовые сланцы межевской свиты (S_1m); 3–4 – Юго-Коневский массив; 3 – биотитовые граниты первой фазы (на схеме) и граниты неразделенные (на блок-диаграмме), 4 – лейкократовые граниты второй фазы; 5 – кварцевые рудные жилы; 6 – скважины и их номера.

с второстепенными флюоритом, мусковитом, которые образуют три системы, различающиеся по относительному возрасту, простиранию и мощности: меридиональные, широтные и диагональные. Меридиональные жилы (аз. простирания 170° – 195° , падение 55° – 80° на запад) наиболее ранние, имеют мощность от 0.5 до 50 см, обычно – 6–8 см, протяженность – не более 100 м. Широтные жилы мощностью 3–10 см и протяженностью до первых десятков метров пересекают со смещением меридиональные, имеют северо-восточное простирание 215° – 235° с падением 60° – 80° на юго-восток и северо-запад. Наиболее поздние диагональные жилы мощностью от 1–6 см до 1.5 м и протяженностью первые метры – десятки метров с азимутом простирания 295° – 310° и падением на северо-запад под углом 65° – 80° являются основными рудными жилами (фиг. 2). В минеральном составе всех типов жил преобладают кварц, флюорит, мусковит. Рудные минералы представлены гибнеритом, шеелитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, молибденитом, более редкими бериллом, арсенопиритом, блеклой рудой, висмутином, кубанитом, кассiterитом, широким спектром сульфосолей висмута и самородным висмутом (Рогов и др., 2023; Касаткин и др., 2023). Okolo жил иногда развиваются каймы изменения, достигающие десятка сантиметров, обычно – первые сантиметры (Золоев и др., 2004) (фиг. 3а, б).

Пороховское месторождение локализовано в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще. Вмещающие породы представлены андезитовыми порфиритами, их туфами и вулканомиктовыми породами, преобразованными в ходе зеленокаменного метаморфизма в мелко-зернистые серицит-актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы. В вулканогенно-осадочной толще присутствуют прослои, обогащенные известковистой компонентой, и линзы мраморизованных известняков. Породы, содержащие кальцит, иногда скарнированы с образованием пород эпидот-актинолитового, реже эпидот-гранатового, пироксен-гранатового состава. Рудными являются субвертикальные жилы мощностью от первых сантиметров до полуметра, образующие две системы по направлению простирания: 240° – 260° и 225° – 240° . Обе системы жил развиты преимущественно в сланцах и метавулканитах, однако пересекают также мраморы и скарнированные породы (фиг. 4). Протяженность жил первой системы достигает 1.5 км, вторая представляет собой скопление жил длиной не более 200 м. На глубину жилы прослеживаются на несколько сотен метров без существенных изменений минерального состава. Жилы преимущественно кварцевые с варьирующим содержанием мусковита вплоть до преобладания последнего и второстепенными флюоритом, карбонатами, альбитом, хлоритом. Рудная минерализация представлена



Фиг. 3. Типичные рудные жилы в гнейзенизированном граните Юго-Коневского массива (а, б), в метаандезитах Пороховского месторождения (в, г). Fl – флюорит, Mot – молибденит, Ms – мусковит, Py – пирит, Wt – вольфрамит.

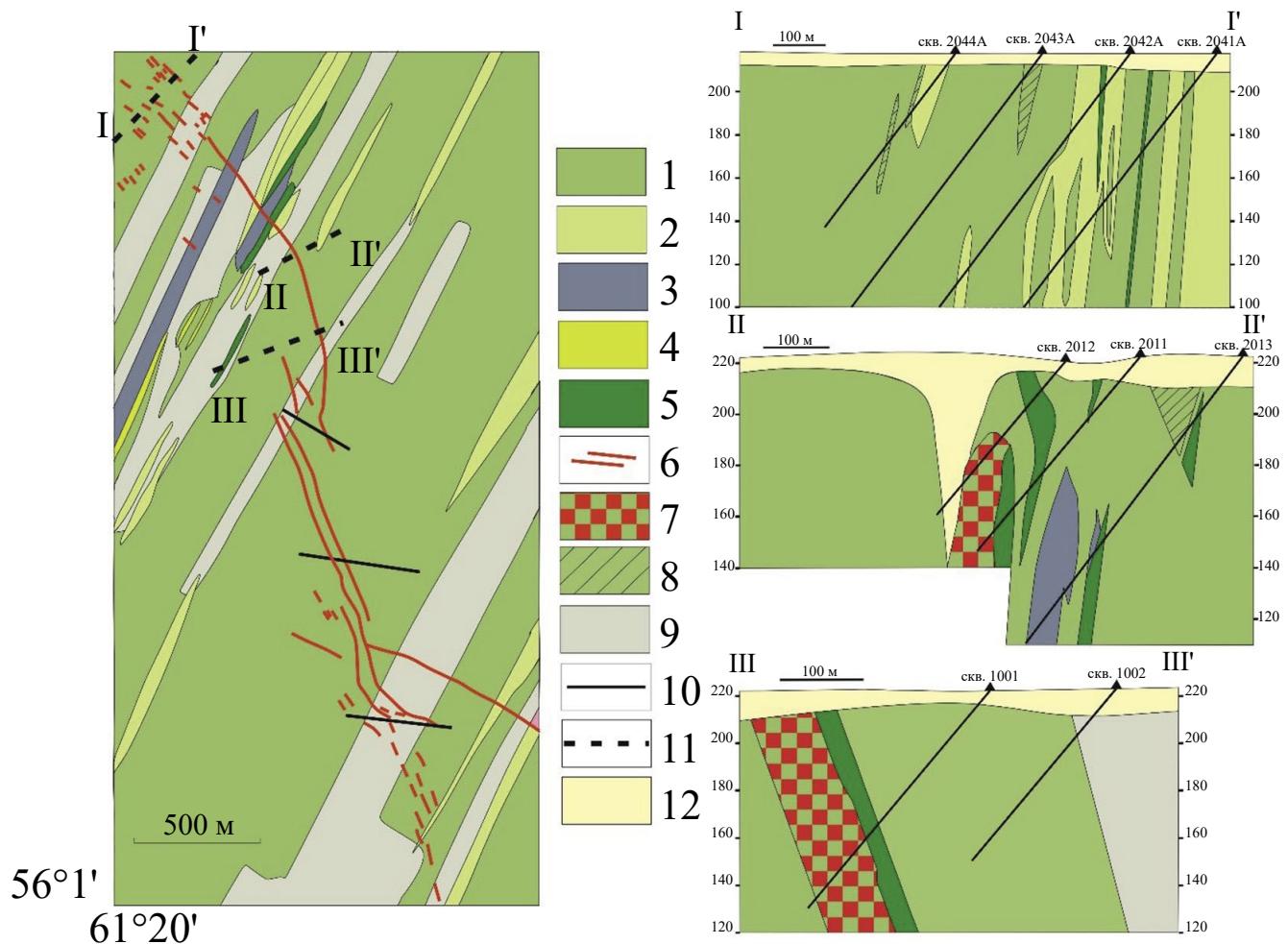
вольфрамитом (преимущественно – гюбнеритом, редко – промежуточными членами ряда гюбнерит-ферберит), шеелитом, пиритом, более редкими халькопиритом и молибденитом, а также широким спектром халькогенидов Вi (Рогов и др., 2023; Касаткин и др., 2023). Около жил развиваются маломощные ореолы изменений, проявленные в развитии кварца, серицита, хлорита (см. фиг. 3в, г).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалами для исследования послужили аншлифы, характеризующие рудные жилы и вмещающие породы, отобранные из керна скважин и разведочных канав. Для микротермокриометрического анализа использованы полированные пластинки. Флюидные включения были проанализированы для Юго-Коневского месторождения в кварце из прожилка в гнейзенизированном граните и из флюорит-мусковит-содержащей жилы в полностью проявленном гнейзене; для Пороховского – в кварце из мусковит-, флюоритсодержащих рудных жил, мощной карбонат-кварцевой

жилы с мусковитом, гнезда в гранат-пироксеновом скарне. Для оценки температуры минералообразования методами минералогической термометрии использованы образцы апогранитного гнейзена и пирит-молибденит-кварцевой жилы с хлоритом из вмещающих метавулканитов Юго-Коневского месторождения, кварц-хлоритовых жил в метавулканитах, эпидот-хлоритового скарноида, кварц-хлоритовых прожилков в скарнированных метавулканитах, скарна, рудных жил. Номера образцов, использованных для проведения анализов, приведены в электронном приложении 1.

Флюидные включения в кварце изучены К.П. Мальцевой, Д.А. Роговым, В.Р. Копейкиной в микротермокамере Linkam THMS 600 с использованием микроскопа ZEISS Axiolab и программного обеспечения LinkSystem 32 DV-NC (Санкт-Петербургский горный университет). Солевой состав растворов оценен по температуре эвтектики (Борисенко, 1977). Состав газовой фазы оценен по температуре тройной точки (Мельников и др., 2008). Температура гомогенизации



Фиг. 4. Геологическая карта и разрезы Пороховского месторождения по материалам Пороховской партии УГСЭ (Чистяков и др., 1964ф) и ООО “УГЭ” (2021). 1 – метавулканиты основного состава; 2 – туфы; 3 – мраморы; 4 – эпидот-актинолитовые породы; 5 – скарны; 6 – вольфрамоносные кварцевые и кварц-мусковитовые жилы; 7 – рудный штокверк; 8 – метавулканиты рассланцованные; 9 – зоны эпидотизации; 10 – тектонические нарушения; 11 – линии разрезов; 12 – кора выветривания.

заявлены в момент исчезновения газовой фазы (Реддер, 1987). Концентрации солей во включениях рассчитаны по температурам плавления последних кристаллических фаз (Vityk et al., 1994). Плотность углекислоты оценена на основе экспериментальных данных системы жидкость–пар по температуре частичной гомогенизации жидкой углекислоты и CO_2 и соотношению их объемов (Алтунин, 1975). Давление рассчитано по плотности CO_2 и температуре гомогенизации в трехфазных включениях типа газ – жидкость углекислота – жидкость (Brown, Lamb, 1989). Попытка термокриометрического изучения включений во флюорите не увенчалась успехом из-за разгерметизации включений в ходе эксперимента.

Валовый состав газов во включениях определен методом рамановской спектроскопии с использованием спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 с твердотельным лазером с длиной волны 532 нм, мощностью 100 мВт и микроскопа Olympus BX41 (РЦ “Геомодель”, СПбГУ (аналитик Бочаров В.Н.). Время набора для обзорных спектров 19 сек, для отдельных фаз – 30–40 сек, в режиме накопления (для расчетов плотностей CO_2) – 100 сек. Спектры комбинационного рассеяния расшифрованы с использованием базы данных RRUFF и (Frezzotti, 2012). Обработка КР-спектров и расчет плотностей CO_2 проведен при помощи программы Origin 9.1. В качестве базовой линии принималась крияя В-сплайн функции, проходящая по средним значениям фонового шума. Базовая линия

вычиталась перед проведением аппроксимации. Аппроксимация проводилась с использованием функции Лоренца (Bakker, 2002). Проверка рассчитанных плотностей CO_2 и давлений проводилась с использованием программного пакета FLUIDS (версии 2009-2012 года) (Bakker, 2002).

Температура минералообразования также оценена с помощью эмпирического хлоритового геотермометра (Котельников и др., 2012), выбранного среди остальных как наиболее корректного для высокожелезистых разновидностей. Сделана попытка использования мусковит-паратитового термометра (Lambert, 1959, Eugster, 1963; Guidotti et al, 1994 a, б).

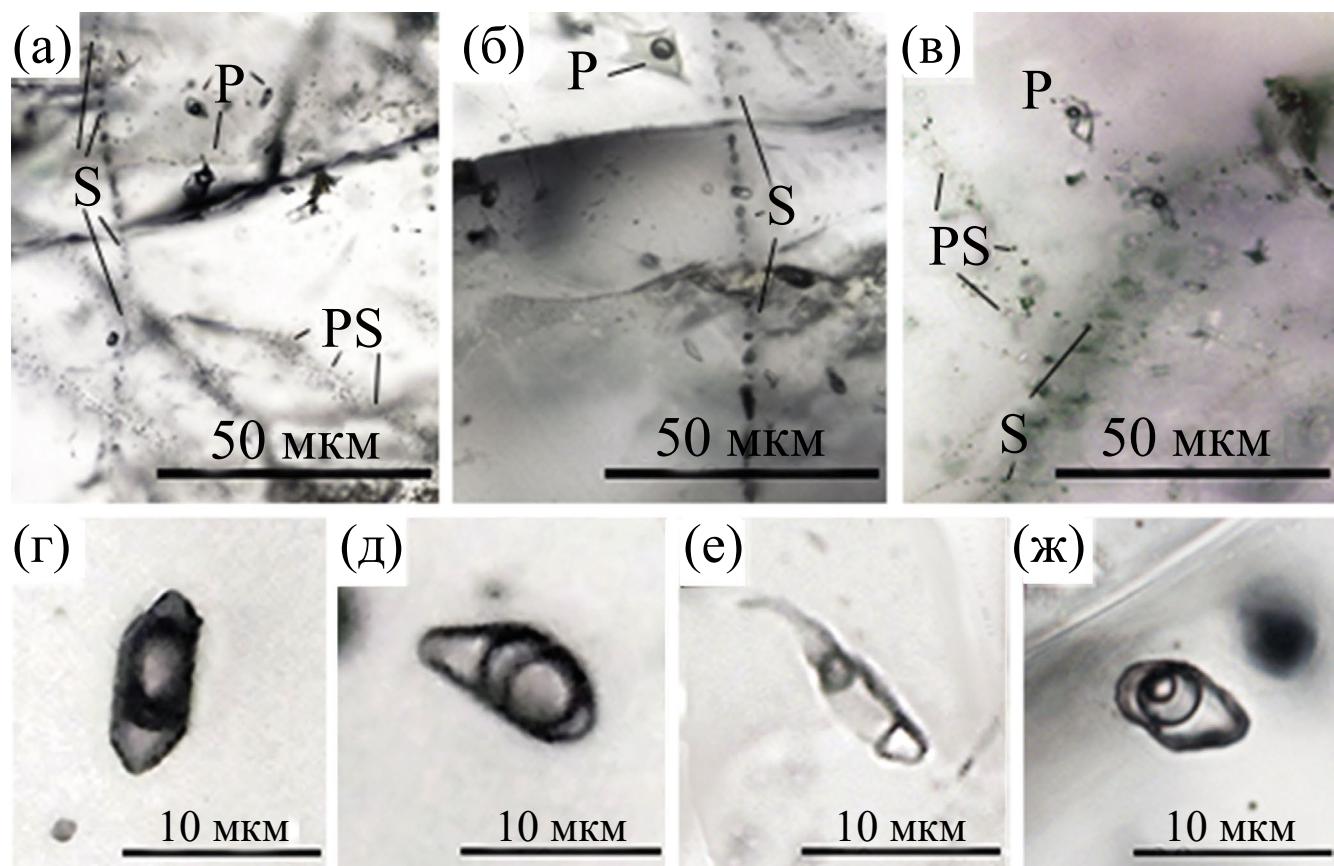
Состав минералов определен методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) VEGA3 TESCAN SBU с энергодисперсионной (ЭД) приставкой Oxford Instruments X-act, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3 нА, для количественного анализа использованы эталоны MINM-25-53 фирм "ASTIMEX Scientific

Limited", (стандарт № 01-044) и "Microanalysis Consultants Ltd." (стандарт № 1362) (аналитик Рассомахин М.А.).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

РТХ-условия образования кварцевых прожилков по данным изучения флюидных включений

По расположению включений в зерне кварца и их морфологии были выделены первичные, вторичные и псевдоворторичные (первично-вторичные) ФВ (фиг. 5). Первичные включения, как правило, обособлены и редки, имеют угловатую или округлую форму, реже – форму отрицательного кристалла (фиг. 5г). Псевдоворторичные включения немногочисленны, расположены в залеченных кварцем трещинах, ограниченных поверхностью роста кристаллов кварца (фиг. 5а, в). Вторичные включения образуют группы и цепочки вдоль залеченных трещин, пересекающих границы зерен (фиг. 5а–в).



Фиг. 5. Типы флюидных включений в кварце из жил: а–в – по механизму захвата, Р – первичные, PS – псевдоворторичные, S – вторичные; г–ж – по фазовому составу: г – первичное двухфазное: солевой раствор и CO_2 -газ, д – первичное трехфазное: солевой раствор, CO_2 и жидкая углекислота, е – вторичное трёхфазное: солевой раствор, CO_2 и кристаллы, ж – вторичное трехфазное: солевой раствор, CO_2 и жидкая углекислота.

Для включений этого типа часто наблюдаются начальные стадии расшнуровывания без явно проявленной гетерогенизации (Реддер, 1987). Во флюорите присутствуют мелкие первичные двух- (газ + жидкость) и трехфазные ФВ (газ + жидкость + кристаллическое вещество).

Большинство первичных и псевдовторичных включений однофазные (водный раствор) и двухфазные (водный раствор и газовый пузырек, занимающий 20–40% от общего объема включений) (фиг. 5г), редко трехфазные (фиг. 5д). Размеры первичных включений 0.5–20 мкм, редко – до 40 мкм. Трехфазные включения разделяются на два типа: жидкость–жидкость–газ (фиг. 5г, ж) и более редкий тип жидкость–газ–кристаллическая фаза (кристалл угловатой формы, около 10–20% от общего объема включений) (фиг. 5е).

Вторичные включения имеют размер 0.5–20 мкм, однофазные, двухфазные (водный раствор и газовый пузырек, занимающий 10–30% от общего объема включений) (фиг. 5а–в), в редких случаях трехфазные (фиг. 5е, ж).

Температура гомогенизации (T_g) первичных ФВ в кварце из жил в гранитах Юго-Коневского месторождения составляет 296–490 °С при среднем значении 360 °С и медиане 345 °С (табл. 1). Температура плавления последнего кристаллика льда ($T_{пл. льда}$) от –3.3 до –8 °С, среднее 5.6, медиана 5.2 (табл. 1), что соответствует концентрации солей 5.4–11.7 мас.% NaCl-экв., в среднем 8.6 мас.% NaCl-экв. (табл. 1). T_g и $T_{пл. льда}$, в первично-вторичных ФВ попадают в этот же диапазон, но в среднем T_g первично-вторичных ФВ несколько ниже. Вторичные ФВ гомогенизируются при более низких температурах (среднее 328 °С, медиана 326 °С) и характеризуют более разбавленные растворы (табл. 1). В однофазных включениях фазовые изменения при микротермических исследованиях не наблюдались.

В кварце из рудных жил Пороховского месторождения T_g первичных ФВ варьирует от 301 до 385 °С при среднем значении 342 °С и медиане 340 °С (табл. 1). $T_{пл. льда}$ от –1,5 до –8.6 °С, среднее –5.5 °С, медиана –6.1 °С, что соответствует солености 2.9–12.4 мас.% NaCl-экв., при среднем значении 8.4 и медиане 9.4 мас.% NaCl-экв. Первично-вторичные ФВ характеризуются, в среднем, сходными средними T_g , но более высокими $T_{пл. льда}$ и, соответственно, более разбавленными растворами со средней соленостью 5.1 мас.% NaCl-экв. (табл. 1). Вторичные

ФВ гомогенизируются при более низких температурах, средняя соленость растворов в них сходна с наблюдаемыми в первично-вторичных ФВ, хотя и имеет больший разброс.

T_g первичных и первично-вторичных ФВ в кварце из скарнов Пороховского месторождения варьирует от 200 до 350 °С при среднем значении 266 °С и медиане 260 °С (табл. 1). $T_{пл. льда}$ от –1 до –16 °С соответствует солености 1.7–18.8 мас.% NaCl-экв., при среднем значении 11.8, и медиане 9.2 мас.% NaCl-экв.

Таким образом, T_g и соленость ФВ в кварце апогранитных грейзенов Юго-Коневского месторождения и рудных жил в метавулканитах Пороховского месторождения близки, а кварц из скарнов Пороховского месторождения образовался при более низких температурах из более минерализованных растворов (табл. 1, фиг. 6). В грейзенах распределение T_g и солености ФВ кварца близко к нормальному с левой асимметрией, отражающей эволюцию минералообразующих растворов. В рудных жилах Пороховского месторождения распределение этих величин менее закономерное при близком объеме выборки, что, по-видимому, связано с гетерогенностью вмещающих пород и различной их трещиноватостью.

Температура эвтектики ($T_{эвт}$) ФВ в рудных жилах на обоих месторождениях варьирует, преимущественно, в пределах от –18 до –24 °С (табл. 1). Эти температуры, с учетом минерального состава грейзенов и рудных жил, позволяют предположить состав флюида как Na–Ca–K–Cl–CO₂–H₂O с вероятной примесью KF (Борисенко, 1977). $T_{эвт}$ ФВ в скарнах Пороховского месторождения составляет в среднем –14 °С, что может быть объяснено присутствием во флюиде сульфатной составляющей.

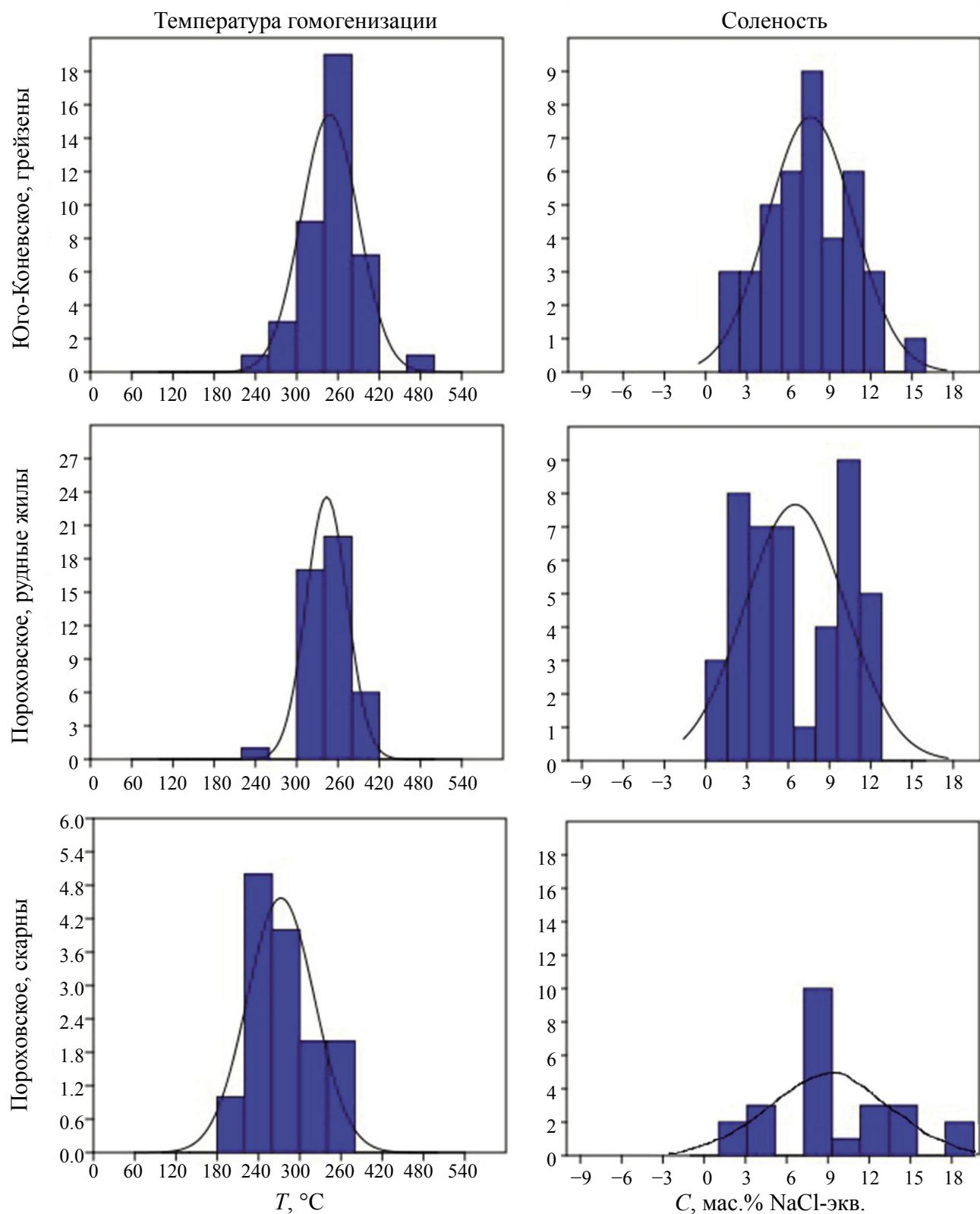
Температура тройной точки ($T_{т.т.}$) ФВ свидетельствует об их существенно углекислотном составе ($T_{т.т.}$ углекислого газа 56.6 °С), при этом средние и медианные $T_{т.т.}$ ФВ в кварце грейзенизованных гранитов и рудных жил практически идентичны и составляют –57...–58 °С, но частные замеры в некоторых случаях поникаются до –63 °С (табл. 1), что объясняется более значительной примесью низкокипящих газов. Средняя и медианная $T_{т.т.}$ во ФВ в кварце из скарнов –50 °С.

Рассчитанная плотность углекислоты в ФВ на обоих месторождениях попадает в один диапазон (табл. 1), соответственно оценка давления также дает близкие значения и составляет

Таблица 1. Результаты микротермометрического изучения флюидных включений в кварце

Вмест. порода, №№ обр.	Тип включ.	Данные	T_{tr} , °C	T_r CO ₂ , °C	T_r , °C	T_{erg} , °C	$T_{th.lym}$, °C	C, мас. % NaCl-экв.	dCO ₂ , г/см ³	P , бар
Р		мин...макс	-62...-55	28.0...30.4	296...490	-24...-13	-8.0...-3.3	5.4...11.7	0.291...0.385	330...440
		среднее медиана (кол-во изм.)	-57.3 -57.0 (20)	(4)	359.7 345.0 (20)	-19.8 -20.2 (20)	-5.6 -5.2 (20)	8.6 8.2 (20)		
Граниты ЮК	PS	мин...макс	-60...-54		255...405	-26...-15	-12...-1.2	2.1...16.1		
		среднее медиана (кол-во изм.)	-57.7 -58.0 (20)		336.1 340.0 (20)	-20.0 -19.5 (25)	-5.4 -4.5 (25)	8.1 7.2 (25)		
S		мин...макс	-64...-54	28.5...30.4	248...389	-29...-14	-8.0...-0.5	0.9...11.7	0.293...0.385	320...390
		среднее медиана (кол-во изм.)	-57.6 -58.0 (43)	(4)	327.5 326.0 (43)	-20.4 -21.0 (43)	-2.8 -2.3 (43)	4.5 3.9 (43)		
Р		мин...макс	-63...-49	28.1...29.1	301...385	-26...-10	-8.6...-1.5	2.6...12.4	0.291...0.340	320...420
		среднее медиана (кол-во изм.)	-57.6 -58.0 (32)	(4)	341.8 340.0 (29)	-18.9 -22.0 (29)	-5.5 -6.1 (29)	8.4 9.4 (29)		
Сланцы П	PS	мин...макс	-59...-56		252...390	-24...-18	-7.0...-0.3	0.5...10.5		
		среднее медиана (кол-во изм.)	-57.4 -57.2 (24)		336.2 342.0 (24)	-20.6 -22.0 (37)	-3.1 -2.4 (37)	5.1 4.0 (37)		
S		мин...макс	-61...-57	26.4...29.1	195...385	-26...-17	-9.3...-0.6	1.1...13.2	0.256...0.385	280...460
		среднее медиана (кол-во изм.)	-55.1 -57.0 (53)	(4)	314.2 329.0 (53)	-21.1 -21.0 (53)	-3.4 -3.4 (53)	5.5 5.6 (53)		
Скарн, П	P+PS	мин...макс	-54...-36		200...350	-21...-8	-16...-1	1.7...18.8		
		среднее медиана (кол-во изм.)	-50.0 -50.0 (19)		266.0 250.0 (11)	-14.4 -13.0 (10)	-8.1 -6.0 (24)	11.8 9.2 (20)		

Примечание. Месторождения: ЮК – Юго-Коневское, П – Пороховское; тип включения: Р – псевдовторичные, PS – первичные, S – вторичные; температуры: T_{tr} – тройной точки, T_r CO₂ – гомогенизации CO₂, T_r – томогенизации, T_{erg} – эвтектика, $T_{th.lym}$ – плавления последнего кристалла льда; рассчитанные величины: C, мас. % NaCl-экв. – концентрация раствора, dCO₂ – плотность CO₂, P – давление CO₂. Пустая ячейка – параметр не определялся.



Фиг. 6. Гистограммы распределения T_h и солености первичных и первично-вторичных ФВ в кварце.

320–440 бар по данным первичных ФВ и 280–460 бар по данным вторичных ФВ. Большой разброс значений, полученный для вторичных включений, вероятно, отражает начало процесса их расшнурования.

Поправка на давление для температур гомогенизации с учетом рассчитанного давления составляет +50 °С (Мельников и др., 2008). Таким образом, истинная температура образования кварца составляет 320–540, в среднем 400 °С для грейзенов Юго-Коневского массива, 245–440, в среднем 380 °С для рудных жил Пороховского месторождения.

Спектры комбинационного рассеяния двухфазных ФВ в кварце на фоне полос минерала-хозяина содержат широкие полосы H_2O с центром тяжести 1630 и 2690–3650 cm^{-1} (фиг. 7а) и узкие диагностические полосы CO_2 (1285 и 1388 cm^{-1} , фиг. 7 б), в редких случаях также фиксируется основная полоса CH_4 (фиг. 7 в). Слабые возмущения на отметках 2328–2333 cm^{-1} и 2580–2590 cm^{-1} отвечают N_2 и H_2S соответственно, однако их выделение из-за слабой интенсивности проблематично (Frezzotti и др., 2012).

В жидкой фазе всех типов включений на фоне широких полос воды наблюдаются узкие полосы на 1082 cm^{-1} и 1223–1230 cm^{-1} , которые могут указывать на растворенные карбонаты Ca^{2+} и Mg^{2+} . Интенсивность этих полос несколько выше для Пороховского месторождения. Слабые возмущения на 3038–3041 cm^{-1} и 2574–2589 cm^{-1} (см. фиг. 7а) характерны для NH_4^+ и HS^- соответственно (Frezzotti и др.,

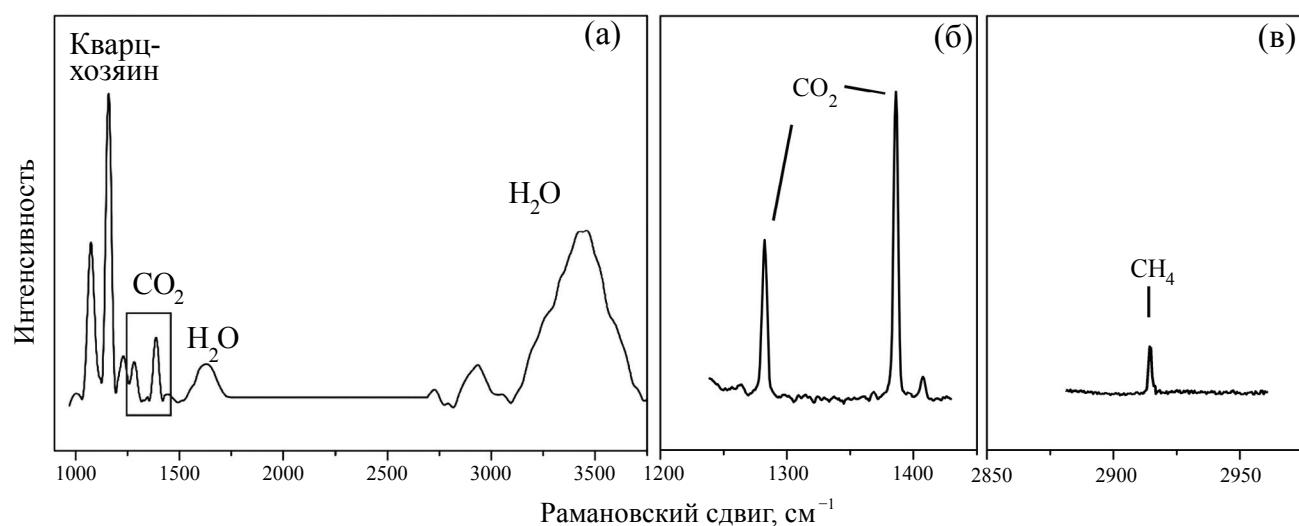
2012). Однако их малая интенсивность не позволяет с уверенностью говорить о присутствии этих ионов.

На КР-спектрах трехфазных включений с жидкой углекислотой, кроме полос воды, появляется широкий пик растворенного CO_2 – 1384–1388 cm^{-1} (фиг. 8) (Frezzotti и др., 2012). Считается, что расстояние между Ферми дублетами (Δ , в cm^{-1}) в углекислотных включениях с содержанием других растворенных газов не более 5%, пропорционально плотности флюида (Frezzotti и др., 2012). Для расчета этой величины на основе расстояния Δ между Ферми дублетами было использовано уравнение (Wang et al., 2011).

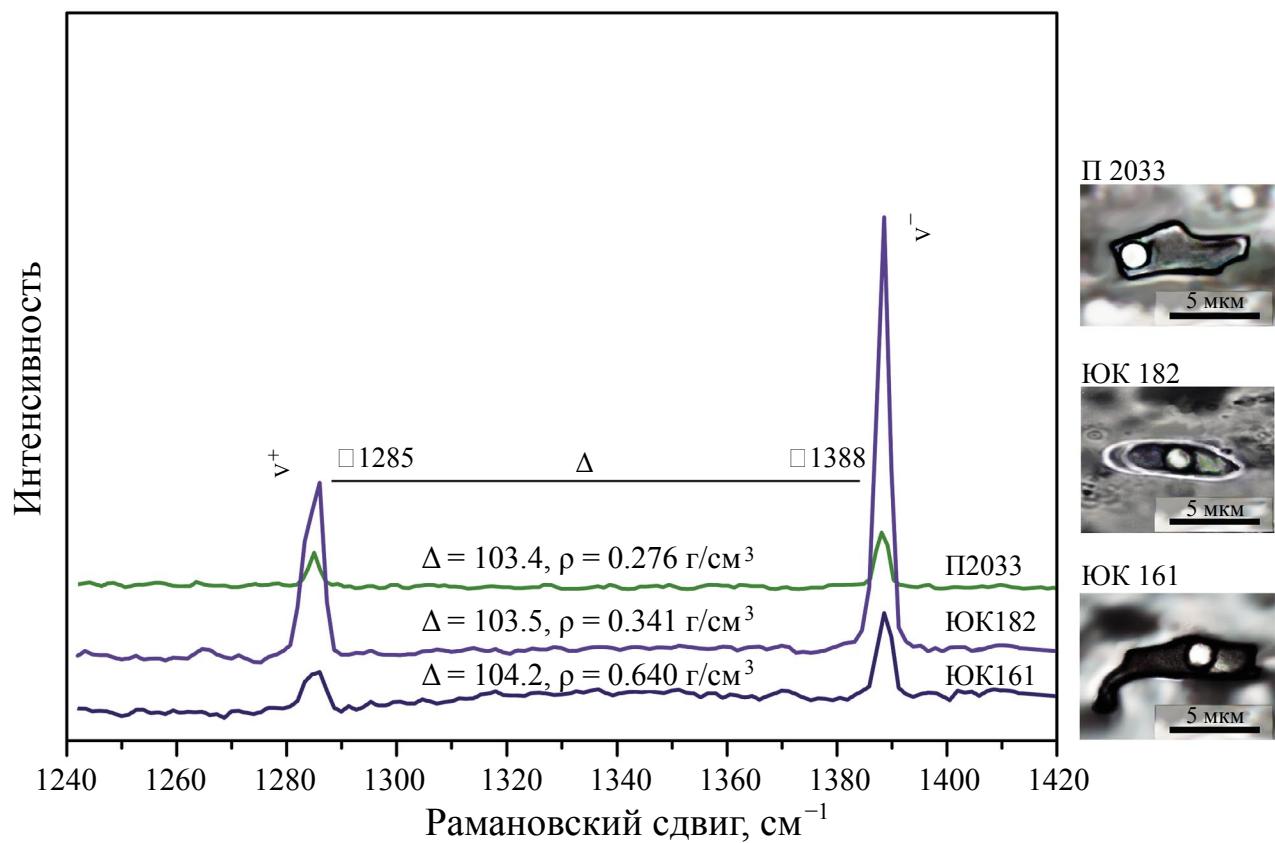
$$\rho = 47513.64243 - 1374.824414 \times \Delta + 13.25586152 \times \Delta^2 - 0.04258891551 \times \Delta^3 \quad (1)$$

Рассчитанная плотность CO_2 определена в диапазоне от 0.134 до 0.672 $\text{г}/\text{см}^3$ (табл. 2) с точностью не хуже 5% (Wang et al., 2011). Рассчитанная по данным КР-спектроскопии плотность CO_2 хорошо согласуется с плотностью CO_2 , оцененной по данным термометрии ФВ (см. табл. 1).

КР-спектры, полученные для кристаллов-узников в ФВ в кварце, соответствуют нахолиту NaHCO_3 . В трехфазном ФВ с жидкой CO_2 во флюорите установлено включение кальцита (фиг. 9).



Фиг. 7. Спектры КР ФВ в кварце и характеристические полосы газов: общий вид (а), характеристические полосы CO_2 (б) и CH_4 (в).

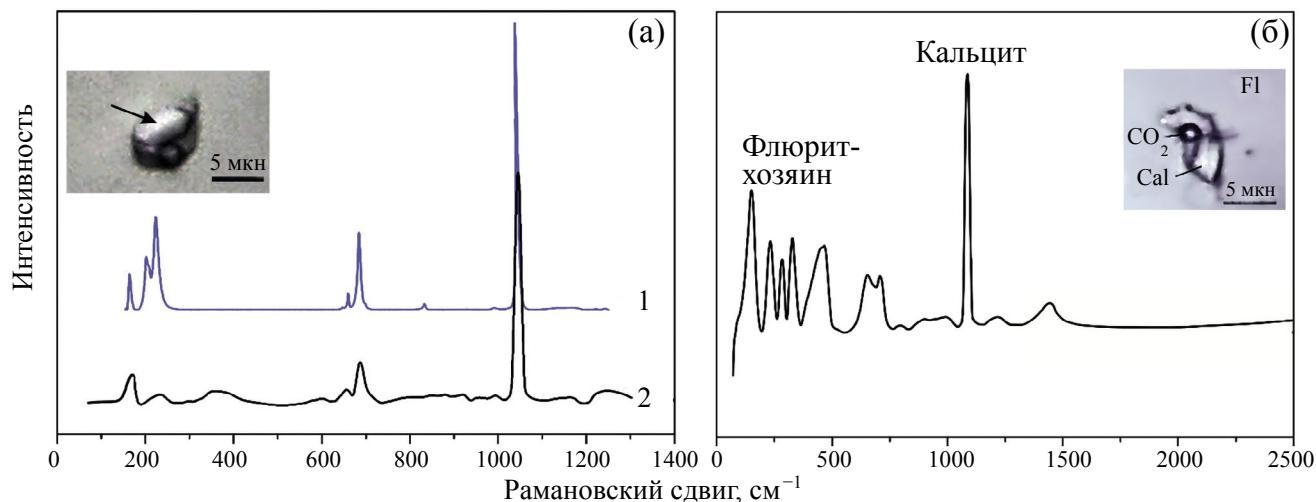


Фиг. 8. КР-спектры ФВ с характеристическими пиками CO_2 – Ферми дублетом (Wang et al., 2011). Справа – фотографии включений, для которых удалось получить спектры.

Таблица 2. Результаты расчета плотности CO_2 в ФВ кварца по данным КР-спектроскопии

№	Кол-во измерений	Δ , см^{-1}	$d \text{CO}_2$, г/см^3
1	3	102.993–103.956	0.102–0.543 (0.278)
2	7	103.071–104.728	0.334–0.640 (0.414)
3	6	103.190–103.909	0.185–0.521 (0.392)
4	2	103.388–103.532	0.274–0.341 (0.308)
5	2	103.398–103.510	0.279–0.331 (0.305)
6	1	103.393	0.276

Примечание. В скобках указано среднее значение. 1–3 – Юго-Коневское, 4–6 – Пороховское месторождения.



Фиг. 9. КР-спектры минералов-узников в трехфазных включениях: а – нахколит из ФВ в кварце, 1 – эталонный спектр нахколита из базы RRUFF, №R070237, 2 – экспериментальный спектр; б – кальцит (Cal) в трехфазном включении во флюорите.

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ РУДНОСНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

Хлоритовый термометр

На Юго-Коневском месторождении хлорит встречается в сульфид-содержащих кварцевых прожилках только во вмещающих породах (фиг. 10а, б), для гранитов этот минерал не характерен. На Пороховском месторождении он иногда образует тонкие прожилки и пластинчатые агрегаты в центральной части рудных мусковит-флюорит-кварцевых жил (фиг. 10в, г). Одновременно хлорит широко распространен во вмещающих метавулканитах (фиг. 10д, е) и скарноидах, развитых по туфам (фиг. 10ж, з). Отдельно выделяются жилы кварц-хлоритового, хлорит-эпидотового, хлорит-пиритового состава, не содержащие флюорит, мусковит и вольфрамит, и, вероятнее всего, связанные с процессом скарнирования.

По составу все проанализированные хлориты железо-магнезиальные с умеренно высоким содержанием глиноэзема (табл. 3, фиг. 11). Хлорит из пирит- и молибденит-содержащей жилки во вмещающих метавулканитах на Юго-Коневском месторождении наиболее магнезиальный. На Пороховском хлориты из метасоматитов и жильных образований, в среднем, более железистые, чем хлориты из метаморфизованных вмещающих пород. В соответствии с современной

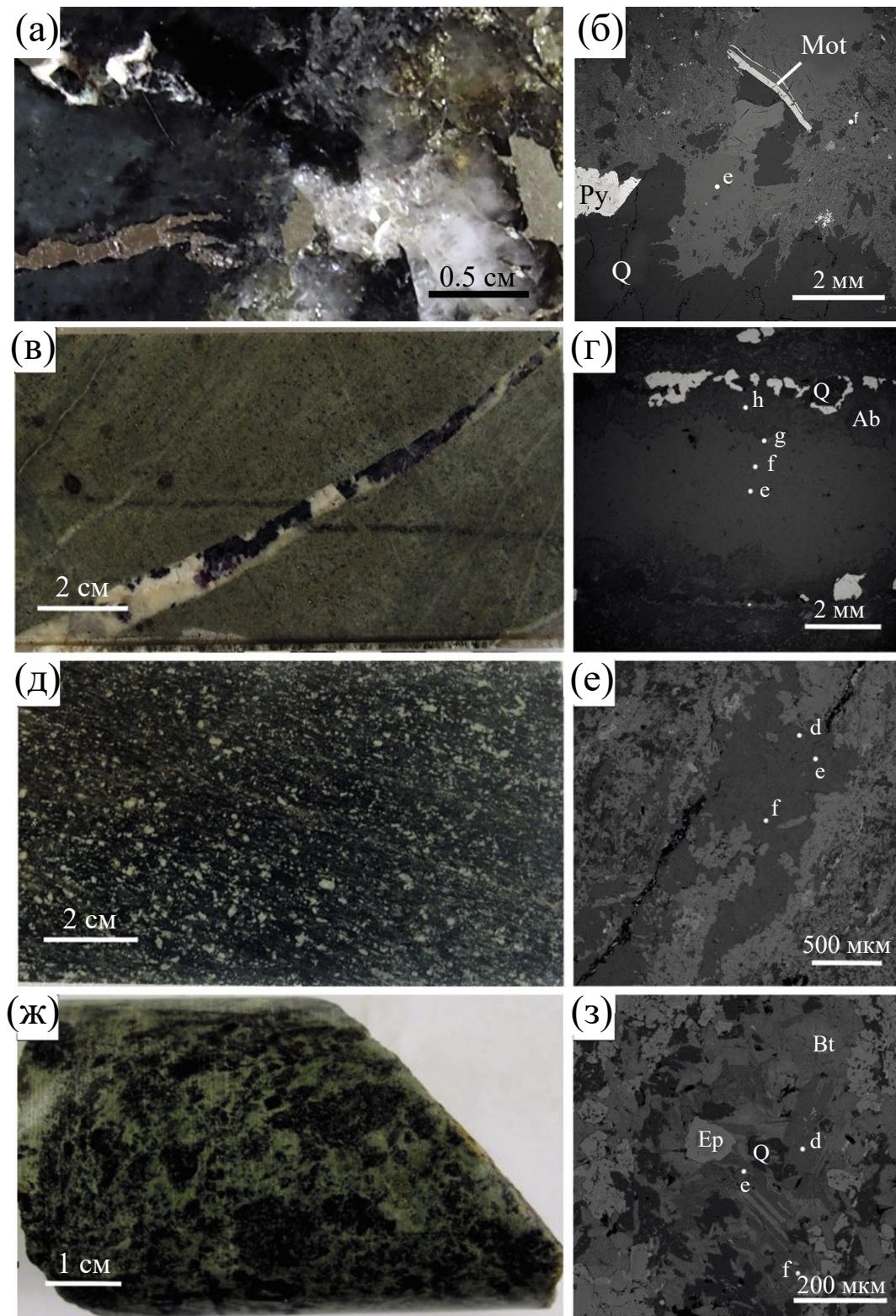
номенклатурой все хлориты относятся к ряду клинохлор-шамозит. На более детальной классификационной диаграмме $Si^{IV} - X(Fe)$ (фиг. 11) точки химических составов ложатся в достаточно компактное поле (Hey, 1954). Хлорит из жильных образований и скарноидов Пороховского месторождения в целом более железистый, чем хлорит из метаморфических пород.

Эмпирический хлоритовый термометр был впервые предложен M. Cathelineau и D. Nieva в 1985 г. на основе изучения зависимости состава хлорита от изменения глубины и температуры в гидротермальной системе Лос Азуфрес (Los Azufres, Мексика). В 1988 г. M. Cathelineau усовершенствовал формулу: $T, ^\circ C = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$. Однако при ее использовании для расчета температуры образования пород большая часть полученных значений выходила за пределы корректного диапазона 130–310 °C (Cathelineau, 1988). Ввиду этого была предложена скорректированная формула (Котельников и др., 2012):

$$T, ^\circ C = 39.73 + 180.64 Al^{IV} (\pm 15 ^\circ C). \quad (2)$$

Другие формулы расчета хлоритового геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987; Jowett, 1991; Zang, Fyfe, 1995) оказались неприменимы из-за высокой железистости изученных нами хлоритов.

Рассчитанная температура образования хлорита из прожилка с сульфидами на Юго-Коневском месторождении 278–292 °C, в среднем

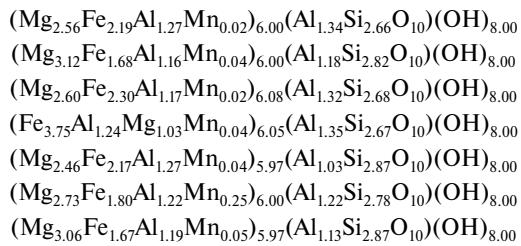


Фиг. 10. Хлорит в породах Юго-Коневского (а, б) и Пороховского (в–з) месторождений. а – хлорит-кварцевая жила с сульфидами в метавулканитах, б – деталь (а), мелкочешуйчатый хлорит (точки е, f) в ассоциации с молибденитом (Mot) и пиритом (Py) в кварцевой жиле; в – кварц-флюорит-хлоритовая жила в метатандезитах; г – деталь (в), крупнолистоватый хлорит (точки е–h) в с редкими зернами альбита (Ab) и пиритом (светлые кристаллы); д – метатандезит с реликтовой порфировой структурой; е – деталь (д), гнездо хлорита (точки d–f) в агрегате актинолита; ж – хлоритовый метасоматит по туфу (скарноид); з – деталь (ж), мелкозернистый агрегат эпидота (Ep), хлорита (точки d, e), кварца (Q) и биотита (Bt). Слева – макрофото, справа – ВСЕ.

Таблица 3. Средний состав и расчетная температура образования хлорита Юго-Коневского (1) и Пороховского (2–7) месторождений

№	1	2	3	4	5	6	7
Кол-во анализов	6	17	18	2	13	6	9
SiO ₂	25.03	27.40	24.75	24.2	27.85	26.88	27.06
Al ₂ O ₃	20.86	19.31	19.50	19.97	19.13	20.08	19.37
FeO	24.62	19.55	25.35	40.82	19.35	20.85	24.58
MgO	16.14	20.32	16.09	6.30	19.95	17.73	15.62
MnO	0.20	0.50	0.18	0.38	0.61	2.91	0.46
H ₂ O расч.	11.64	11.67	11.29	10.98	11.61	11.47	10.18
Сумма расч.	98.13	98.78	98.16	102.53	98.58	98.52	97.27

Кристаллохимические формулы (расчет на 28 зарядов)



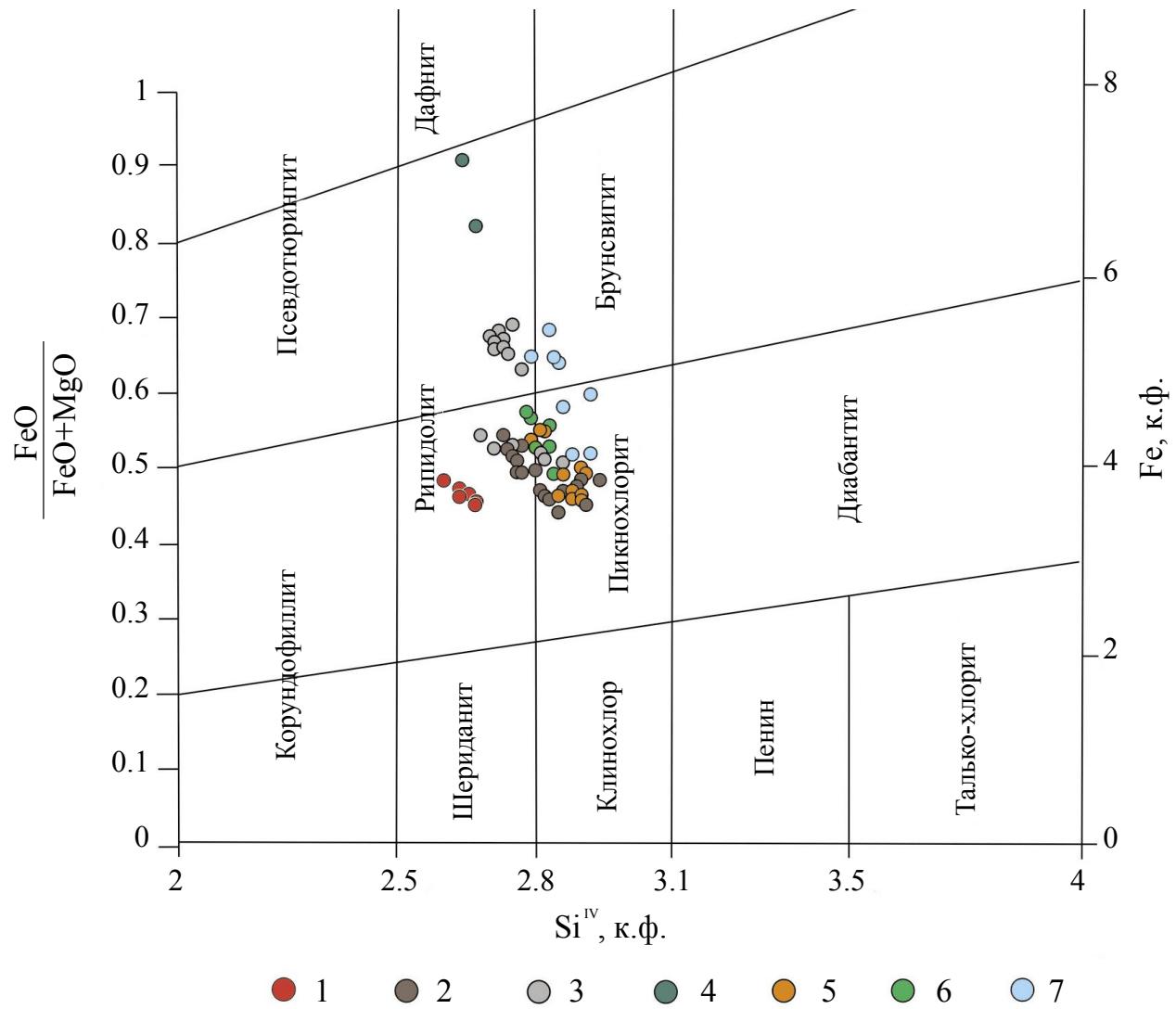
X(Fe)	0.46	0.49	0.61	0.87	0.49	0.54	0.61
Si/Al ^{IV}	1.98	2.39	2.19	1.98	2.53	2.37	2.51
Al ^{VI} / Al ^{IV}	0.95	1.02	1.05	1.09	0.96	0.94	0.90
T°C	282	263	262	285	244	242	243

Примечание. 1 – хлорит-кварцевая жила с пиритом и молибденитом в метавулканите; 2 – метаандезит; 3 – кварц-хлоритовая жила в хлоритизированном туфе; 4 – хлоритизированный туф (скарноид); 5 – кварц-хлоритовая жила в метавулканите скарнированном; 6 – скарн; 7 – мусковит-флюорит-кварцевая жила с вольфрамитом в скарне. X(Fe) = FeO/(FeO + MgO) – коэффициент железистости. Содержание H₂O рассчитано по стехиометрии.

282 °C (табл. 3, ан. 1, фиг. 12), на Пороховском колеблется от 229 °C до 287 °C (табл. 3, ан. 2–7), средние для разных минеральных ассоциаций, за исключением скарноидов, составляют 242–263 °C. Средние температуры образования «метаморфогенного» хлорита в метавулканитах Пороховского (табл. 3, ан. 2 и 3, фиг. 12), выше, чем в жильных образованиях (табл. 3, ан. 5–7, фиг. 12). Максимальные температуры 278–282 °C и 282–287 °C получены для хлоритов из сульфид-содержащих жил во вмещающих породах Юго-Коневского и скарноидов Пороховского месторождений, соответственно (табл. 3, ан. 1, 4, фиг. 12). При этом, несмотря на разницу в составах, в обоих случаях наблюдается тренд увеличения железистости с ростом температуры (фиг. 12).

Мусковитовый термометр

Первые попытки использования содержания Na в мусковите для температурных оценок (Lambert, 1959) связаны с работами по синтезу мусковита (Yoder and Eugster, in Abelson 1955). В дальнейшем для таких оценок стали применять пару мусковит-парагонит, основываясь на расчетных термодинамических и экспериментальных данных (Eugster et al., 1972; Blencoe et al., 1994; Roux and Hovis, 1996). Важно отметить, что присутствие этой пары в породе указывает на активность Na в минералообразующей системе, достаточную для образования парагонита. При содержании Na, недостаточном для формирования парагонита, минимальная температура образования мусковита может быть

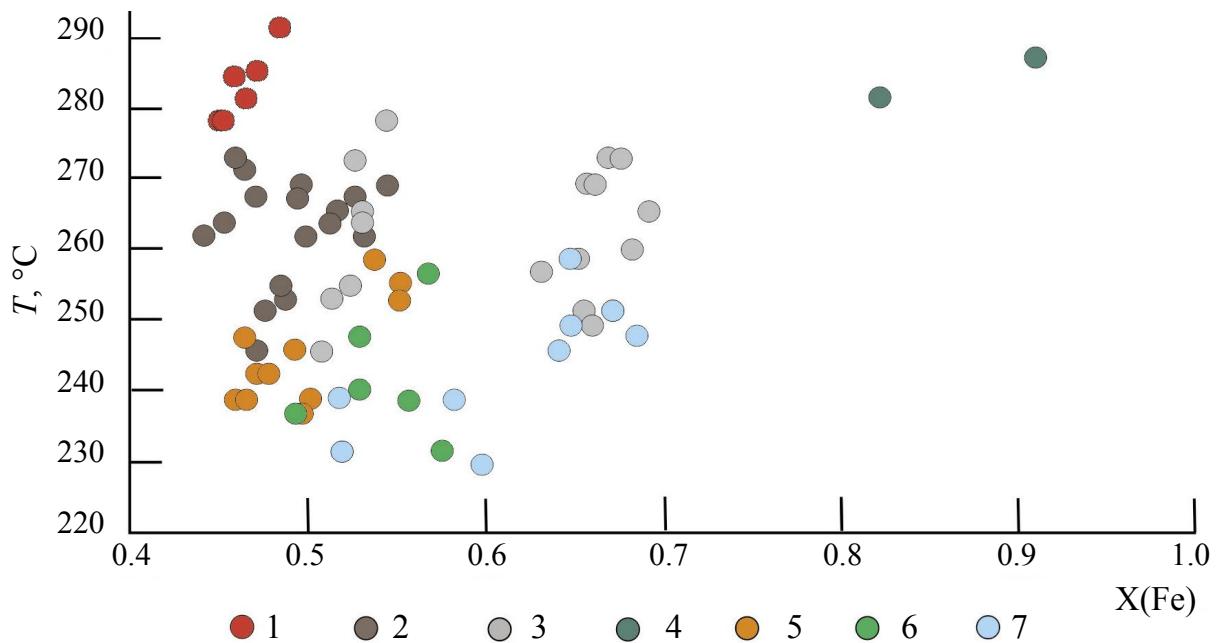


Фиг. 11. Положение точек состава изученных хлоритов на классификационной диаграмме (Hey, 1954). Номера в легенде соответствуют номерам ассоциаций в табл. 3.

только весьма приблизительно оценена по максимальному содержанию в нем Na. Использование этого термометра ограничивается содержанием в мусковите Fe и Mg ≤ 0.35 и интервалом температур ~ 300 – 700 °C, ниже которых наклон кривой сольвуса становится близким к вертикальному, что значительно увеличивает ошибку (Guidotti et al., 1994). Температура формирования низкотемпературных гидротермальных светлых слюд также может быть оценена по заряду (полноте заполнения) межслоевого пространства (Cathalineau, 1988), при этом влияние содержания Fe и Mg в октаэдрическом слое не закономерно. Источниками ошибок при применении перечисленных термометров являются

неточности анализа химического состава слюд, возможность вакансий и замещения ионом H_3O^+ межслоевых катионов, метастабильный состав слюды (Blencoe et al., 1994), исходно низкие содержания Na в минералообразующей среде. Однако, несмотря на то что оба указанных метода имеют существенные ограничения, мы предприняли попытку такой оценки.

Мусковит присутствует в рудах обоих изученных месторождений. На Юго-Коневском он является одним из основных минералов грейзенов, где формирует два морфологических типа (фиг. 13а): тонкочешуйчатый мусковит (серицит), замещающий полевые шпаты и развивающийся



Фиг. 12. График зависимости температуры образования от содержания железа в хлорите. Номера в легенде соответствуют номерам ассоциаций в табл. 3.

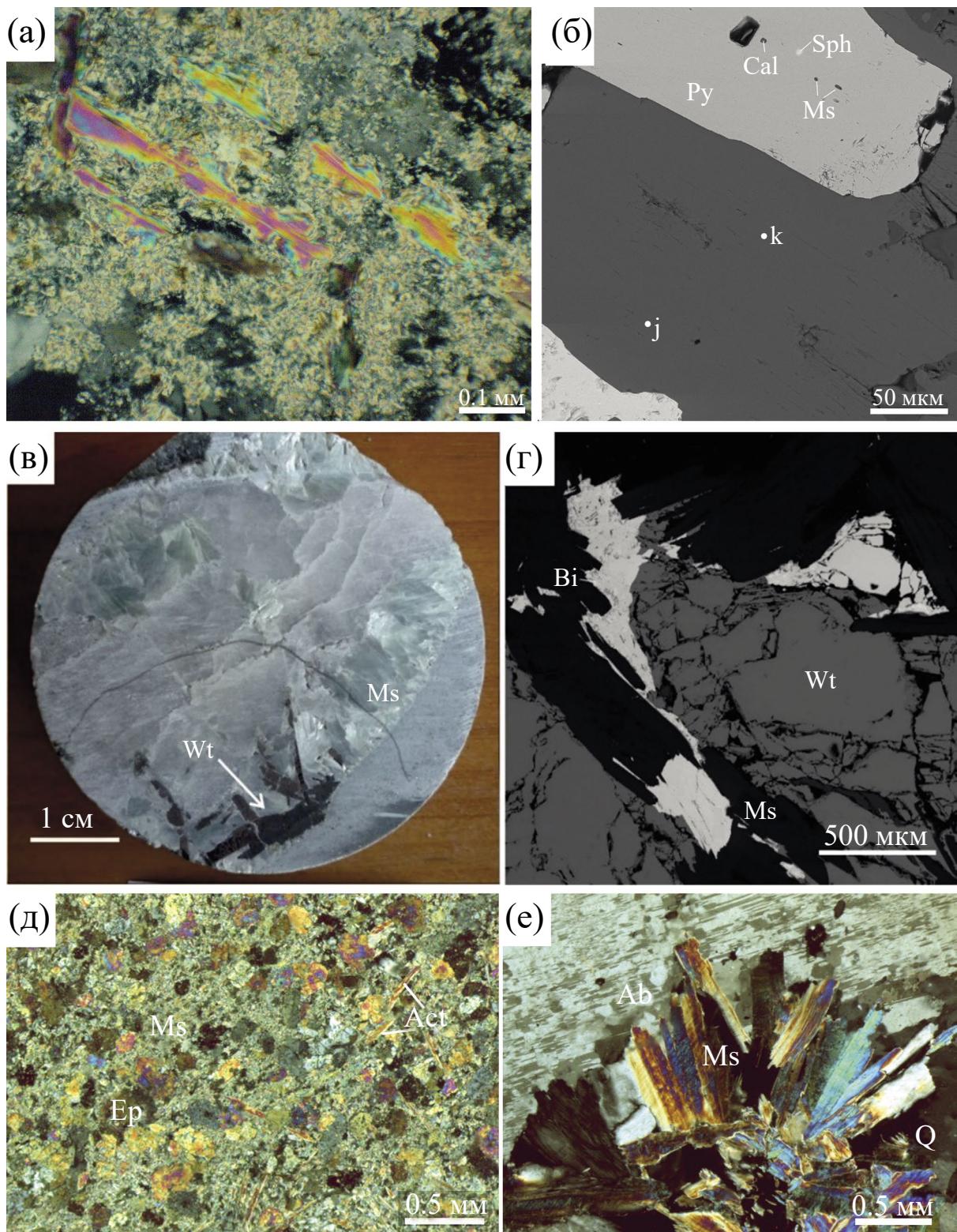
в их интерстициях, и более крупные пластинчатые агрегаты, образующие гнезда в массе грейзенов (фиг. 13а). Пластинчатый мусковит может ассоциировать с сульфидами (фиг. 13б). Иногда пирит развивается по плоскостям спайности мусковита и содержит его включения.

Химический состав тонкочешуйчатого серицита и пластинчатого мусковита из грейзенов Юго-Коневского месторождения, вне зависимости от локальной минеральной ассоциации, сходен и отвечает мусковиту с примесью селадонитового (Fe-, Mg- разностей) и, очень незначительно, парагонитового миналов (фиг. 14). Содержания FeO^* варьируют от 0.82 до 6.66 мас. %; MgO от ниже предела обнаружения (<LOD) до 1.60 мас. %; Na_2O – от <LOD до 1.60 мас. %. Для слюд характерно постоянное присутствие F от 0.1 до 0.66 мас. %. Расчетная величина заряда межслоя варьирует от 0.79 до 0.95 для серицита и от 0.81 до 0.95 – для пластинчатого мусковита (табл. 4). Состав мусковита (средний и максимально обогащенный Na) приведен в таблице 4.

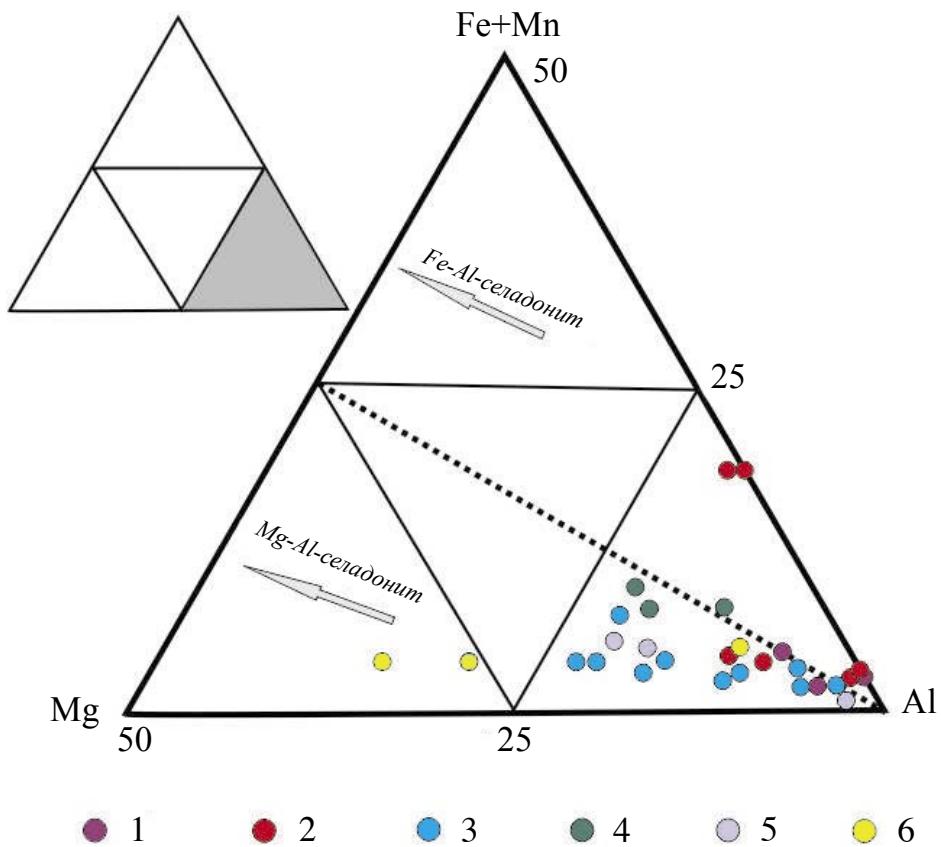
На Пороховском месторождении в рудоносных кварцевых жилах вне зависимости от типа вмещающей породы мусковит образует близкие к мономинеральным параллельно-листоватые оторочки (фиг. 13в) и скопления в центральной части жил, развивается в трещинах кварца.

Мусковит в жилах часто ассоциирует с вольфрамитом, сульфидами, в том числе – с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, а также с теллуридами и сульфосолями Bi (фиг. 13г) (Касаткин и др., 2023). Мощность мусковитовой оторочки в крупных жилах может достигать первых сантиметров. Серицит входит в состав метасоматического ореала рудных жил, развит неравномерно. Химический состав светлых слюд сходен с составом мусковита из грейзенов Юго-Коневского месторождения, но в среднем характеризуется более магнезиальным составом. Содержания Na_2O колеблются от <LOD до 0.47 мас. %, расчетная величина заряда межслоя – 0.81–0.97 (табл. 4, ан. 3).

В скарнах встречаются светлые слюды двух разновидностей: чешуйчатые агрегаты серицита в массе альбит-актинолит-эпидотовых пород (фиг. 13д, табл. 4, ан. 4) и листоватые агрегаты мусковита в существенно кварцевых, флюорит-кварцевых, флюорит-альбит-кварцевых сечущих прожилках (фиг. 13е). Состав мусковита из скарнов сходен с составом мусковита из грейзенов, отличаясь более высоким средним содержанием MgO (1.27–2.40 мас. %) и FeO^* (2.77–3.49 мас. %), для них характерна примесь фтора до 0.64 мас. %. Максимальное содержание Na_2O достигает 0.64 мас. % в тонкочешуйчатом



Фиг. 13. Мусковит в гнейзенах Юго-Коневского месторождения (а, б), рудных жилах (в, г) и скарнах (д, е) Пороховского месторождения: а – листоватые выделения мусковита среди кварц-сернистовой массы гнейзена, проходящий свет, с анализатором; б – мусковит (точки j, k) в ассоциации с пиритом (Py), содержащий включения сфалерита (Sph), мусковита (Ms) и кальцита (Cal), фото BSE; в – мусковитовая (Ms) оторочка кварцевой жилы с гюбнеритом (Wt); г – агрегат мусковита с включением вольфрамита (Wt) и мелкими зернами самородного Bi, фото BSE; д – тонкочешуйчатый мусковит в эпидот-актинолитовом (Ep-Act) скарноиде; е – мусковит-кварц-альбитовый (Ab) прожилок в гранат-пироксеновом скарне.



Фиг. 14. Состав октаэдрического слоя мусковита Юго-Коневского (1, 2) и Пороховского (3–6) месторождений. Номера значков в легенде соответствуют номерам ассоциаций в табл. 4.

мусковите из флюорит-альбит-кварцевых прожилков в гранат-пироксеновом скарне (табл. 4, ан. 5), при этом в пластинчатом мусковите из сходных прожилков содержание $\text{Na}_2\text{O} < \text{LOD}$ (табл. 4, ан. 6). Расчетная величина заряда межслой — 0.81–0.97 (табл. 4, ан. 4–6), закономерно повышается от тонкочешуйчатого к таблитчатому мусковиту.

Нужно отметить, что в хлорит-эпидот-актинолитовых скарноидах и гранат-пироксеновых скарнах в виде гнезд присутствует флогопит с содержанием фтора до 5.79 мас. %, а в некоторых анализах мусковита фиксируется BaO до 0.23 мас. % (неопубликованные данные В.Копейкиной).

Температура формирования мусковита из разных ассоциаций, определенная по положению точек, соответствующих максимальным концентрациям Na , на кривой сольвуса составила от 247 до 403 °C (фиг. 15). Состав мусковита из грейзенов и рудных жил попадает в интервал

247–295 °C. Учитывая отсутствие в минеральной ассоциации парагонита и минералов Na в целом, эта оценка занижена.

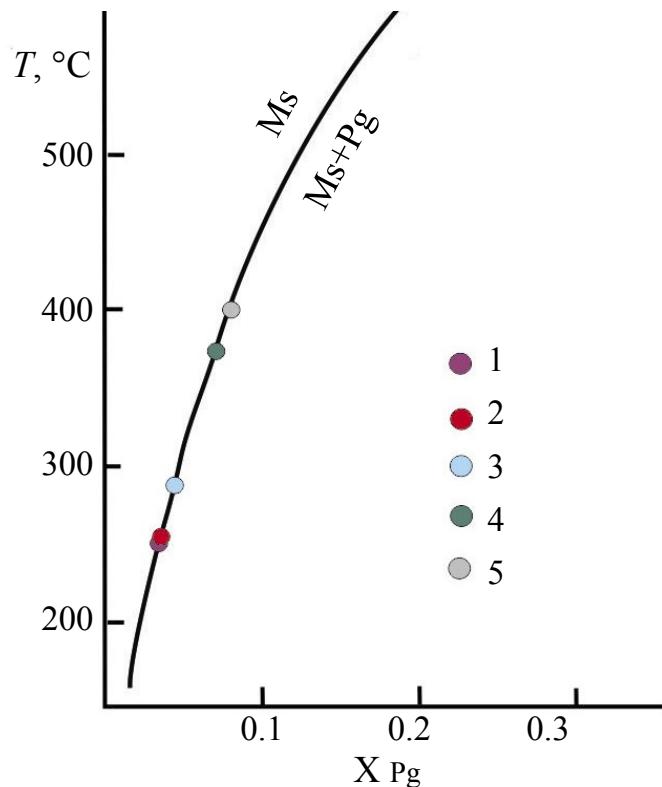
Максимальная температура (более 400 °C) характерна для тонкопластинчатого мусковита из содержащей альбит (свидетельство достаточно высокой активности Na) и флюорит-кварцевой жилы в гранат-пироксеновом скарне (табл. 4, ан. 5). Эта температура согласуется с данными, полученными для первичных ФВ в кварце рудных жил: в среднем (с поправкой на давление) 400 °C на Юго-Коневском и 380 °C на Пороховском месторождениях.

Попытка оценить температуру формирования мусковита по степени заселенности межслоевого пространства (уровню слоевого заряда), согласно эмпирическим данным (Cathelineau et al., 1988), дает близкий температурный интервал для всех изученных выборок слюд, с максимальными оценками 310–320 °C, соответствующим положительному заряду слоя 0.97–0.98.

Таблица 4. Состав мусковита из различных ассоциаций Юго-Коневского (1, 2) и Пороховского (3–6) месторождений

№ п.п.	1	2	3	4	5	6
Кол-во анализов	3	6	10	3	3	3
SiO ₂	<u>49.06</u> 47.53	<u>47.69</u> 47.04	<u>49.69</u> 48.32	<u>47.64</u> 47.98	<u>48.43</u> 46.32	<u>49.14</u>
TiO ₂	—	—	—	—	—	<u>0.29</u>
Al ₂ O ₃	<u>34.61</u> 33.94	<u>33.30</u> 29.91	<u>31.80</u> 35.55	<u>30.74</u> 30.40	<u>31.75</u> 36.85	<u>26.44</u>
MgO	<u>0.54</u> 0.93	<u>0.81</u> 0.21	<u>2.14</u> 0.81	<u>2.02</u> 2.38	<u>2.19</u> 0.45	<u>5.34</u>
FeO	<u>1.18</u> 1.68	<u>3.01</u> 6.50	<u>1.01</u> 0.91	<u>3.05</u> 2.77	<u>1.32</u> 0.42	<u>1.60</u>
MnO	—	<u>0.03</u> 0.15	<u>0.28</u> 0.30	—	—	—
Na ₂ O	<u>0.07</u> 0.22	<u>0.12</u> 0.26	<u>0.15</u> 0.32	<u>0.30</u> 0.54	<u>0.36</u> 0.64	—
K ₂ O	<u>10.11</u> 10.80	<u>10.42</u> 10.23	<u>10.83</u> 10.75	<u>10.73</u> 10.57	<u>10.08</u> 10.43	<u>11.05</u>
F	<u>0.25</u> 0.41	<u>0.28</u> 0.30	<u>1.61</u> 0.00	<u>0.21</u> 0.64	<u>0.00</u> 0.00	<u>1.42</u>
H ₂ O _{расч.}	<u>4.44</u> 4.30	<u>4.34</u> 4.20	<u>3.93</u> 4.60	<u>4.32</u> 4.13	<u>4.55</u> 4.52	<u>3.99</u>
Σ _{расч.}	<u>99.98</u> 99.24	<u>99.36</u> 98.29	<u>99.90</u> 101.62	<u>98.84</u> 98.87	<u>100.27</u> 99.63	<u>98.54</u>
K+Na	<u>0.86</u> 0.95	<u>0.91</u> 0.93	<u>0.93</u> 0.93	<u>0.93</u> 0.98	<u>0.88</u> 0.96	<u>0.97</u>
№ выборки	Кристаллохимические формулы. расчет на Σ _g =22					
1	$(K_{0.85}Na_{0.01})_{0.86}(Al_{1.90}Fe_{0.07}Mg_{0.05})_{2.02}(Al_{0.78}Si_{3.22}O_{10})(OH_{1.95}F_{0.05})_{2.00}$ $(K_{0.92}Na_{0.03})_{0.95}(Al_{1.84}Fe_{0.09}Mg_{0.09})_{2.02}(Al_{0.83}Si_{3.17}O_{10})(OH_{1.91}F_{0.09})_{2.00}$					
2	$(K_{0.89}Na_{0.02})_{0.91}(Al_{1.82}Fe_{0.17}Mg_{0.05})_{2.04}(Al_{0.72}Si_{3.19}O_{10})(OH_{1.94}F_{0.06})_{2.00}$ $(K_{0.90}Na_{0.03})_{0.93}(Al_{1.67}Fe_{0.37}Mg_{0.02})_{2.06}(Al_{0.76}Si_{3.24}O_{10})(OH_{1.93}F_{0.07})_{2.00}$					
3	$(K_{0.91}Na_{0.02})_{0.93}(Al_{1.74}Mg_{0.21}Fe_{0.06}Mn_{0.01})_{2.02}(Al_{0.72}Si_{3.28}O_{10})(OH_{1.73}F_{0.27})_{2.00}$ $(K_{0.89}Na_{0.04})_{0.93}(Al_{1.88}Mg_{0.08}Fe_{0.05}Mn_{0.02})_{2.03}(Al_{0.85}Si_{3.15}O_{10})(OH)_{2.00}$					
4	$(K_{0.93}Na_{0.04})_{0.97}(Al_{1.68}Mg_{0.20}Fe_{0.17})_{2.05}(Al_{0.77}Si_{3.23}O_{10})(OH_{1.95}F_{0.05})_{2.00}$ $(K_{0.91}Na_{0.07})_{0.98}(Al_{1.66}Mg_{0.24}Fe_{0.16})_{2.06}(Al_{0.76}Si_{3.24}O_{10})(OH_{1.95}F_{0.14})_{2.00}$					
5	$(K_{0.85}Na_{0.03})_{0.88}(Al_{1.68}Mg_{0.20}Fe_{0.17}Ti_{0.01})_{2.06}(Al_{0.72}Si_{3.28}O_{10})(OH)_{2.00}$ $(K_{0.88}Na_{0.08})_{0.96}(Al_{1.94}Mg_{0.04}Fe_{0.02})_{2.00}(Al_{0.93}Si_{3.07}O_{10})(OH)_{2.00}$					
6	$K_{0.97}(Al_{1.54}Mg_{0.44}Fe_{0.09})_{2.07}(Al_{0.67}Si_{3.33}O_{10})(OH_{1.80}F_{0.20})_{2.00}$					

Примечание. 1 – тонкочешуйчатый из грейзена; 2 – пластинчатый из гнезда в грейзене; 3 – пластинчатый из флюорит-кварцевой жилы с вольфрамитом; 4 – тонкочешуйчатый из скарноида; 5 – тонкочешуйчатый из флюорит-альбит-кварцевого прожилка в гранат-пироксеновом скарне; 6 – пластинчатый из флюорит-альбит-кварцевого прожилка в гранат-пироксеновом скарне (Na < LOD). В числителе – среднее, в знаменателе – состав мусковита, максимально обогащенного Na.



Фиг. 15. Результаты оценки температуры образования мусковита по содержанию парагонитовой компоненты: составы мусковита, максимально обогащенного натрием, из разных ассоциаций на кривой сольвуса системы мусковит-парагонит (Yoder, Eugster, 1955); номера значков в легенде соответствуют номерам ассоциаций в табл. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно данным изучения ФВ, формирование кварца в рудных флюорит-кварцевых жилах из грейзенов Юго-Коневского и флюорит-мусковит-кварцевых жилах Пороховского месторождений происходило из близких по составу флюидов. Газовая фаза в них в основном представлена CO_2 с примесью CH_4 и, возможно, NH_3 , N_2 и H_2S , содержание которых суммарно не превышает 0.5%, но присутствие фиксируется в виде слабых возмущений на КР-спектрах и понижает температуру тройной точки углекислоты. Жидкая фаза включений имеет преимущественно хлоридно-натриевый состав с примесью KCl , CaCl_2 , KF и карбонатных соединений Ca^{2+} и Mg^{2+} с возможной небольшой примесью фторидов, NH_4^+ и HS^- . Наиболее распространенная кристаллическая фаза в ФВ кварца обоих месторождений представлена нахолитом, а во флюорите из рудной кварцевой жилы – кальцитом. Находки этих минералов согласуются с углекислотным составом флюида. Экспериментальными работами ранее было доказано, что вольфрам в виде WO_4^{2-} переносится

щелочно-карбонатными растворами, отлагаясь в виде гиобнерита при понижении температуры (Li et al., 2018). Это соответствует установленному нами существенно карбонатному составу флюида, из которого сформировались рудные жилы.

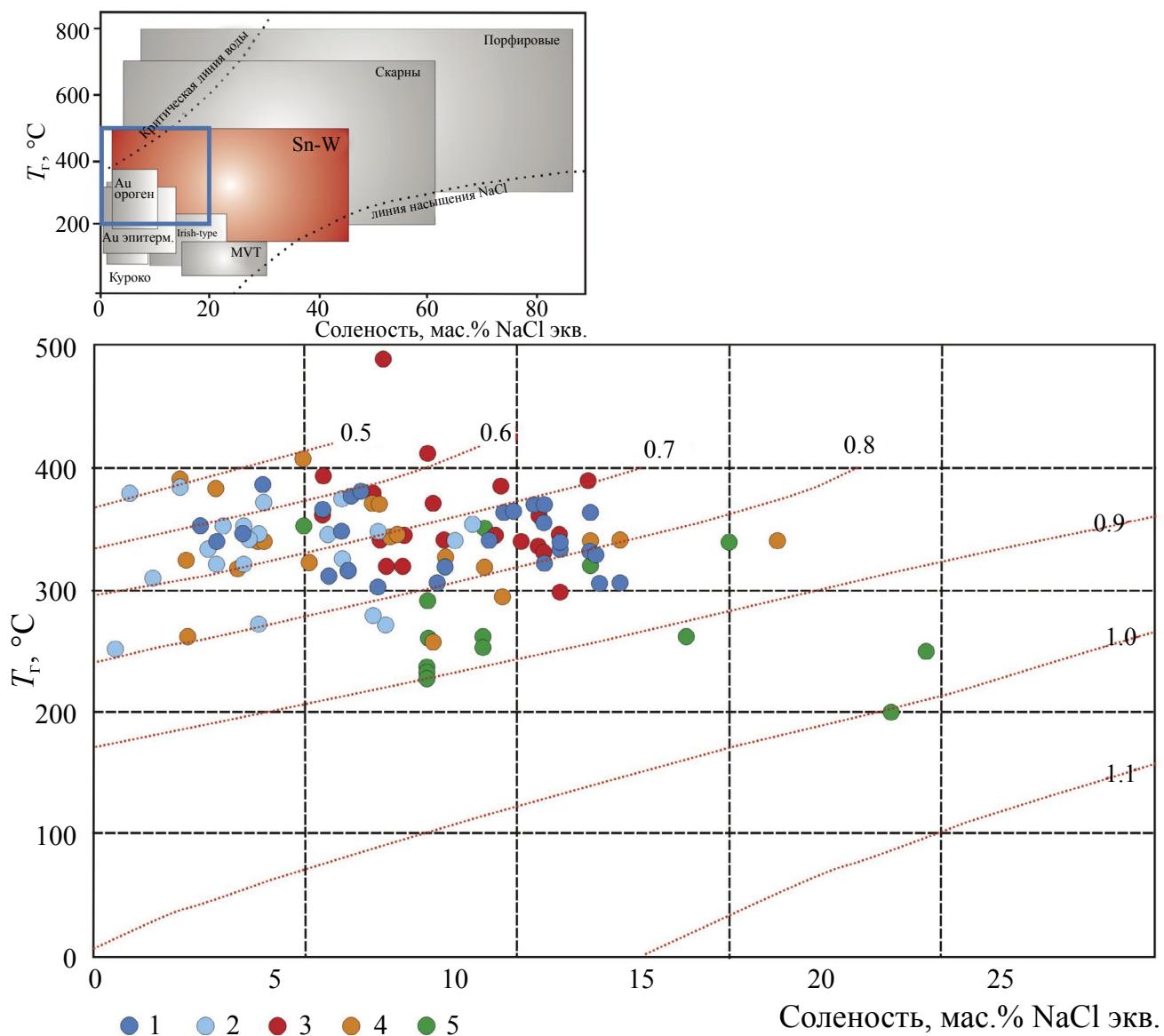
Сходство химического состава флюидов, мигрировавших в гранитах и сланцах, свидетельствует об их вероятном едином источнике и неизначительном влиянии вмещающих пород. Тем не менее, в составе жидкой фазы ФВ кварца Пороховского месторождения, по данным КР, наблюдается тенденция увеличения количества Ca^{2+} , по сравнению с Юго-Коневским, что может быть связано с взаимодействием флюидов с известковистой компонентой сланцев.

Несколько отличными параметрами ФВ характеризуется кварц из скарнов, развитых по известковистым туфам. Повышенная, по сравнению с ФВ из кварца рудных жил, $T_{\text{эвт}}$ в них соответствует растворенным солям NaCl с примесью сульфатов, а соленость значительно варьирует. Присутствие сульфатной составляющей во флюиде, вероятно, является результатом

ассимиляции сульфата из известковистых пород, входящих в разрез вулканогенно-осадочной толщи. Измеренная температура начала фазовых переходов («тройной точки»), значительно превышающая таковую для углекислоты, возможно, некорректна.

Согласно результатам изучения ФВ, формирование кварцевых жил на обоих изученных объектах происходило также и в близких PT условиях из флюидов с концентрациями солей, варьирующими от 0.54 до 16.13 мас. % NaCl-экв.,

при минимальных истинных температурах минералообразования 245–540 °С и давлении захвата флюидных включений ~350 бар. Полученные данные соответствуют в целом составу флюидов и температурному диапазону грейзенового процесса, связанного с действием постмагматических флюидов (Метасоматизм..., 1998; Pirajno, 2009; Harlov, Austrheim, 2013). На диаграмме T_r – соленость (фиг. 16) наши данные ложатся в поле W-Sn жил (Wilkinson, 2001), занимая преимущественно его низкотемпературную



Фиг. 16. Соотношение температуры гомогенизации и солености ФВ.

а – поля характеристик ФВ для разных типов месторождений (Wilkinson, 2001), синей рамкой показаны граничные значения, полученные для Юго-Коневского и Пороховского месторождений; б – данные для ФВ Юго-Коневского (1, 2) и Пороховского (3–5) месторождений. 1, 3 – первичные, 2, 4, 5 – первично-вторичные ФВ. Пунктирными линиями обозначены изолинии плотности ($\text{г}/\text{см}^3$) водного раствора NaCl, насыщенного паром (по Bodnar, 1983).

и относительно слабо минерализованную часть. В сводке (Wilkinson, 2001) T_g включений в минералах кальцит-флюорит-кварцевых ассоциаций с вольфрамитом находятся в диапазоне 150–500 °C, соленость 0–45 мас. % NaCl-экв., а среди минералов-узников перечислены галит, сильвин, барит, кальцит, сульфиды, гематит, магнетит. Для скарнов Пороховского месторождения зафиксированы более низкие T_g , свидетельствующие об образовании кварца в скарнах на более позднем этапе существования гидротермальной системы.

Для изученных нами месторождений характерны флюиды с относительно низкой плотностью (фиг. 16). Ранее, в гибнерите из мусковит-флюорит-кварцевых жил Инкурского месторождения, принадлежащего классическому представителю грейзеновой формации – Джидинскому рудному полю, наряду с двухфазными, встречено большое количество первичных однофазных газовых включений, свидетельствующих о низкой плотности флюида, при этом температурный диапазон и соленость флюидов близки к таковым для изученных нами месторождений, хотя состав флюида отличается в сторону преобладания хлоридов Ca и Mg (Дамдинова, Дамдинов, 2020). Ранее при систематическом изучении ФВ в кварце из Zn-Pb-Ag-Va месторождения, было показано, что кварц из жил в контурах рудного тела образовался из менее плотных растворов, чем кварц в подводящей зоне, что было интерпретировано как отражение относительной мобильности растворов разной концентрации и причина их разгрузки (Everett et al., 1999; Wilkinson, 2001).

Оцененные по ФВ давления минералообразования 330–440 и 320–420 бар для Юго-Коневского и Пороховского месторождений, соответственно, ниже, чем нижняя граница образования кварцевых жил, связанных с процессами грейзенизации 560 бар (Метасоматизм..., 1998). Тем не менее, полученные нами данные не являются экзотическими, а относительно низкие давления образования вольфрамовых руд устанавливались и ранее. Давление 400 бар и температура 250–350 °C установлены для Mo-W-Sn прожилковых руд, связанных со штоком лейкогранитов, на месторождении Глен Эден (Glen Eden) в Австралии (Somarin and Ashley, 2004; Somarin, 2009). Рудообразующие флюиды на этом месторождении разделяются на высокоминерализованные (>30 мас.% NaCl-экв.) и слабо-минерализованные (<8 мас.% NaCl-экв.), что интерпретируется как отражение вскипания флюида

и используется авторами в качестве аргумента в пользу принадлежности этого месторождения к переходному типу между порфировыми и типичными грейзеновыми.

Давление ≤ 400 бар при температуре минералообразования ≤ 450 °C оценены для рудных тел в зоне брекчирования в гранитах месторождения W Дегана (Раджастан, Индия), а давление ≤ 300 бар при температуре 420–240 °C – для кварц-вольфрамит-касситеритовых жил месторождения Тигриное (Приморье, Россия) (Крылова и др., 2012). В обоих случаях вольфрамоносные ассоциации образовались из существенно Na-Cl растворов при широко варьирующей солености. Низкие параметры рудообразования характеризовали жилы, образовавшиеся в результате хрупких деформаций консолидированных вмещающих пород, обусловивших резкий сброс давления и, вероятно, температуры. По-видимому, в рассмотренной нами гидротермальной системе был реализован сходный механизм, когда рудоотложение происходило в системе открытых трещин, что подтверждается также взаимоотношениями минералов в жилах. Относительно быстрое падение температуры рудоносных растворов на Пороховском месторождении фиксируется и по относительно слабому проявлению окологильных изменений (обычно около 2–5 см, редко до 10 см). Для Коклановского вольфрам-молибденового месторождения в Зауралье, связанного с одноименным массивом лейкогранитов, давление формирования грейзенов оценено по ФВ как ~ 1.1 кбар, истинные минимальные температуры рудообразования 225–465 °C и соленость 0.5–23.4 мас. % NaCl-экв. (Заботина и др., 2015). Нужно отметить, что рудогенерирующий Коклановский массив локализован в породах, метаморфизованных в более высокой амфиболитовой фации метаморфизма, а руды в грейзенах представлены не только прожилками, но и гнездами, т.е. рудоотложение происходило и в трещинах, и в объеме породы, что и обеспечивалось более высоким давлением флюида.

Одновременное присутствие низкоконцентрированных включений и включений с кристаллической фазой свидетельствует о фазовой сепарации (Von Damm et al., 2003), что согласуется с низкими давлениями минералообразования, полученными нами, и сходно с данными для месторождения Глен Эден (Somarin, 2009). Это явление более характерно для кварцевых жил Юго-Коневского, тогда как на Пороховском месторождении включения с кристаллической

фазой относительно редки. Также на основании изучения ФВ участие фазовой сепарации (вскипания) в процессах формирования доказано как для более раннего молибденового штокверка Первомайского (Дамдинов, Дамдинова, 2020), так и для более позднего вольфрамового штокверка Инкурского (Damdinova et al., 2019) месторождений Джидинского рудного поля.

Кристаллы-узники нахколита описаны в ФВ из кварца руд, образовавшегося в результате метасоматоза разных формаций, затрагивающего карбонатные породы: золото-сульфидное оруднение в березитах месторождения Урях, Иркутская область (Абрамов, Грознова, 2016), апокарбонатные F-Be руды Ауникского месторождения, Забайкалье (Дамдинова и др., 2019) или в щелочных магматических породах (Rainer и др., 2006). Нами нахколит найден в ФВ из кварца как Юго-Коневского, так и Пороховского месторождений, что свидетельствует в пользу первичного обогащения постмагматического флюида CO_2 , возможно, связанного с асимиляцией карбонатных пород межевской (S_{1m}) и колуткинской (S_{1-2k}) толщ еще в процессе внедрения гранитоидов коневско-карасьевского комплекса. Нельзя также исключить дополнительного привноса углекислоты во флюид уже при его проникновении во вмещающие породы Пороховского месторождения.

Попытка оценки температуры формирования грейзенов и рудных жил по составу мусковита дала сходные, но определенно заниженные ввиду недостаточной активности натрия в минералообразующем растворе, температуры для Юго-Коневского и Пороховского месторождений. Тем не менее, можно отметить сходство состава мусковита в целом и максимальных содержаний Na в нем из рудных жил обоих объектов. Температура формирования мусковита из кварцевой жилы, содержащей альбит и флюорит, в скарноидах по содержанию Na оценивается в ~ 400 °С. С учетом высокой активности Na (парагенезис с альбитом), эту цифру можно условно принять за температуру формирования мусковит-флюорит-альбитовых ассоциаций в скарнированных породах. Подобные жилки иногда содержат вольфрамит. Эта оценка удовлетворительно согласуется с оценкой температуры образования рудных жил по результатам изучения ФВ в кварце. Нужно отметить, что включения в мусковите из гибнерит-содержащих кварцевых жил Инкурского месторождения гомогенизировались при 167–202 °С, в то время как ФВ из кварца – при 195–343 °С (Дамдинова, Дамдинов, 2020), что

авторы считали доказательством более поздней кристаллизации мусковита.

Состав хлорита из метавулканитов и метаосадков на Пороховском месторождении достаточно стабилен, а температура его образования (263–265 °С) соответствует низам зеленосланцевой фации, что коррелирует и с их минеральным составом. Хлорит из метасоматических ассоциаций и поздних прожилков в рудных жилах Пороховского месторождения имеет более вариабельный и более железистый состав. Температура образования хлорита из скарноидов наиболее высокая (285 °С) и превышает температуру образования метаморфогенного хлорита. Близкая температура рассчитана для хлорита из сульфид-содержащих хлорит-кварцевых жил в породах, непосредственно вмещающих Юго-Коневский массив. Хлорит из прожилков, секущих рудные жилы, содержащих сульфиды, образовался при самых низких температурах 245 °С. По-видимому, эта температура может быть принята за нижнюю границу формирования поздней сульфидной минерализации в вольфрамоносных жилах. Существенная разница в железистости хлорита из поздних прожилков Юго-Коневского и Пороховского месторождения, вероятно, отражает локальные различия в составе вмещающей рамы.

Обобщая данные о температуре образования разных минеральных ассоциаций, полученные различными способами для Юго-Коневского и Пороховского месторождений, можно предложить следующую схему. На первом этапе образовались рудоносные существенно кварцевые жилы на обоих месторождениях: средняя истинная температура образования кварца в них, определенная по T_g с поправкой на давление, составляет 380–400 °С. Близкие максимальные температуры получены для скарноидов по составу мусковита (370–400 °С), что позволяет считать эти образования близсинхронными. Температура формирования рудных парагенезисов с хлоритом попадает в диапазон ~ 280 –240 °С и характеризует эпигрейзеновый гидротермальный этап, с которым связана поздняя полисульфидная минерализация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам изучения ФВ в кварце, формирование кварц \pm флюорит-мусковитовых жил с гибнеритом на Юго-Коневском и Пороховском месторождениях происходило при участии флюидов сходного состава в близком диапазоне *PTX*-условий при минимальных истинных

температурах минералообразования 245–540 °С, давлении захвата флюидных включений ~350 бар, из углекислотно-водных флюидов натрий-хлоридного состава с примесью KCl, KF и карбонатов Ca и Mg, с соленостью 0.54 до 16.13 мас. % NaCl-экв. В составе газовой фазы преобладает CO₂ и фиксируются примеси CH₄, N₂ и H₂S.

Сходство минерального состава жил, состава флюида, оцененного по ФВ, и состава мусковита в грейзенах Юго-Коневского месторождения и рудных жилах, залегающих в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще Пороховского месторождения, свидетельствует о незначительном влиянии вмещающих пород на рудоносный флюид и его едином или весьма сходном источнике для обоих месторождений.

Одновременное присутствие низкоминерализованных включений и ФВ с твердой фазой указывает на фазовую сепарацию флюида, более проявленную на Юго-Коневском месторождении.

ФВ в позднем кварце из скарнов, сформированном при более низких температурах, чем рудные жилы, и из растворов, в составе которых присутствовала сульфатная составляющая, отражает вероятную асимиляцию сульфата из вмещающей толщи, содержащей прослои известняков.

Низкие давления минералообразования, оцененные по ФВ в кварце, обусловлены сбросом давления при формировании рудных жил в результате хрупких деформаций консолидированных пород. На Пороховском месторождении невысокая плотность и относительно низкое давление флюида привели к незначительному развитию оклозильных изменений.

Полученные РТХ-параметры флюидов в целом соответствуют таковым, характерным для объектов грейзеновой формации, и попадают в относительно низкобарическую и низкотемпературную область, характерную для жильной фации грейзеновой формации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны К.А. Новоселову за доброжелательную критику и ценные замечания, а также ООО “Инфомаркетресурс” и лично Р. Ирмакову за возможность работать с керном скважин. Мы признательны И.В. Викентьеву, чьи рекомендации позволили усовершенствовать текст статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работы выполнены в рамках гранта РНФ № 24-27-20030. КР-спектры флюидных включений получены в ресурсном центре “Геомодель” Научного Парка СПбГУ при поддержке СПбГУ, проект № 124032000029-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов С.С., Грознова Е.О. Флюидный режим формирования Сюльбанской Золоторудной зоны (месторождение Урях, Иркутская обл.) по данным изучения гидротермальных изменений и флюидных включений // Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения Ф.Г. Рейфа. Улан-Удэ, 12–16 сентября 2016. С. 7–10.

Алтунин В.В. Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Издательство стандартов, 1975. 546 с.

Барабанов В.Ф. О сущности процесса оклозильной грейзенизации и механизме формирования метасоматически-конкремионных жил грейзенового типа // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1965. Т. XCIV. № 3. С. 258–271.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б. Минеральный состав и условия формирования руд Инкурского вольфрамового месторождения (Джидинское рудное поле, Юго-Западное Забайкалье) // Науки о Земле и недропользование. 2020. Т. 43. № 3. С. 290–306. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2020-43-3-290-306>

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

Заботина М.В., Паленова Е.Е., Юминов А.М. Условия образования грейзенов на Коклановском месторождении вольфрама и молибдена (Курганская область) // Минералогия. 2015. № 3. С. 36–44.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской области, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварыцкого УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.

Карагодин С.С., Макаров А.Б., Бирючев С.И., Рысин В.А. Околорудные метасоматиты Кирдинского месторождения // Геология руд. Месторождений, 1989. Т. 31. № 4. С. 116–121.

- Каллистов Г.А., Осипова Т.А.* К характеристике геохимических особенностей гранитоидов Шилово-Коневской группы массивов (Средний Урал), продуктивных на вольфрамовое оруденение грейзенового типа // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 12 (300). С. 4–11.
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-12-4-11>
- Касаткин А.В., Белогуб Е.В., Кузнецов А.М., Новоселов К.А., Шкода Р., Нестола Ф., Рогов Д.А.* Висмутовые минералы Юго-Коневского и Пороховского месторождений вольфрама (Южный Урал) // Минералогия. 2023. Т. 9 (3). С. 26–49.
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2023-9-3-26-49>
- Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Кузовков Г.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 274 с.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М.* Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов. Вестник ОНЗ РАН, 2012. Т. 4. NZ9001.
https://doi.org/10.2205/2012NZ_ASEMPG
- Крылова Т.Л., Pandian M.S., Бортников Н.С., Vijay Anand S., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г.* Вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения Дегана (Раджастан, Индия) и Тигриное (Приморье, Россия): состав минералообразующих флюидов и условия отложения вольфрамита // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 329–349.
- Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н.* Термобарогеохимия. М.: Академический проект, 2008. 222 с.
- Метасоматизм и метасоматические породы / ред. Жариков В.А., Русинов В.Л. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Паленова Е.Е., Заботина М.В., Котляров В.А.* Коклановское W-Mo месторождение (Зауралье): минералого-геохимическая зональность // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 63. № 3. С. 1–24.
- Омельяненко Б.И.* Окаторудные гидротермальные изменения пород. М. Недра, 1978. 215 с.
- Повилайтис М.М.* Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М.: Наука, 1975. 261 с.
- Покровский П.В.* Минеральный состав, структурные особенности и условия локализации Карасьевского, Пороховского, Пьянковского вольфрамовых месторождений Боевского-Юго-Коневской группы, 1950. 255 с.
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-12-4-11>
- Раппорт М.С.* Геология и магнетизм района шиловско-коневской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале: Автореферат дисС канд. геол.-мин. наук. АН СССР. Уральск. науч. центр. Ин-т геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого. Свердловск, 1971. 26 с.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 560 с.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1970. 328 с.
- Чистяков Н.Е., Белозерова М.А., Белковский А.И.* Отчет Пороховской партии за 1963 г. о поисковых работах на редкие металлы в южной части Шилово-Коневской гранитной интрузии. Свердловск, 1964ф.
- Щерба Г.Н.* Грейзеновые месторождения // Генезис рудных месторождений (Б. Скиннер ред.). М.: Недра, 1968. Т. 1. С. 378–440.
- Abelson P.H.* Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory, 1954–1955. Carnegie Inst. Wash. Year Book 54, 107, 1955.
- Bakker M.C.M., Verweij M.D.* An approximation to the far field and directivity of elastic wave transducers // J. of the Acoustical Society of America, 2002. V. 111. № 3. P. 1177–1188.
- Blencoe J.G.* An experimental study of muscovite-paragonite stability relations. Ph.D. Dissertation, Stanford University, 1974.
- Bodnar R.J.* A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P–V–T–X properties on inclusion fluids // Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 535–542.
- Brown P.E., Lamb W.M.* PVT properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 6. P. 1209–1221.
- Cathelineau M.* Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. V. 23. P. 471–485.
- Cathelineau M., Nieva D.* A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system. (Mexico) // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 91. P. 235–244.
- Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.W., Bryansky N.V., Khubanov V.B., Yudin D.S.* Age, Conditions of Formation, and Fluid Composition of the Pervomaiskoe Molybdenum Deposit (Dzhidinskoe Ore Field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. № 10. P. 572.
<https://doi.org/10.3390/min9100572>

- Davis W.J., Williams-Jones A.E.* A fluid inclusion study of the porphyry-greisen tungsten-molibdenum deposit at Mount Pleasant, New Brunswick, Canada // *Mineral. Deposita*. 1985. V. 20. P. 94–101.
<https://doi.org/10.1007/bf00204317>
- Everett, C.E., Wilkinson, J.J., Rye, D.M.* Fracture-controlled fluid flow in the Lower Palaeozoic basement rocks of Ireland: implications for the genesis of Irish-type Zn–Pb deposits. In: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L., Wilkinson, J.J. Eds., *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Geological Society of London, Special Publications, 1999. V. 155. P. 247–276.
- Eugster H.P.* Muscovite-paragonite join and its use as a geologic thermometer // *Bull GSA*. 1956. V. 67. 1693 p.
- Eugster H.P., Albee A.L., Bence A.E., Thompson J.B., Waldbaum D.R.* The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions // *J. Petrol.* 1972. V. 13. P. 147–179.
<https://doi.org/10.1093/petrology/13.1.147>
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A.* Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *J. of Geochemical Exploration*. 2012. V. 112. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- Guidotti C.V., Sassi F.P., Blencoe J.G., Selverstone J.* The paragonite-muscovite solvus: I. P - T - X limits derived from the Na-K. compositions of natural, quasibinary paragonite-muscovite pairs // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994₁. V. 58. P. 2269–2275.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90009-4)
- Guidotti C.V., Sassi F.P., Sassi R., Blencoe J.G.* The effects of ferromagnesian components on the paragonite-muscovite solvus: a semiquantitative analysis based on chemical data for natural paragonite-muscovite pairs // *J. Metamorphic Geology*. 1994₂. V. 12. P. 779–788.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00059.x>
- Harlov D.E., Austrheim H.* Metasomatism and the chemical transformation of rock, *Lecture Notes in Earth System Sciences*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. 806 p.
- Hey M.H.* A new review of the chlorites // *Mineral Magazine*. 1954. V. 30. P. 277–292.
- Jowett E.C.* Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Program with Abstracts of GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, 1991. V.16. P. 62.
- Koller F., Hogelsberger H., Koeberl C.* Fluid-Rock interaction in the Mo-bearing Nebelstein greisen complex, Bohemian massif (Austria) // *Mineralogy and Petrology*. 1992. V. 45. P. 261–276.
- Kranidiotis P., MacLean W.H.* Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // *Econ. Geol.* 1987. V. 82. P. 1898–1911.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Lambert R.S.J.* XXV. The Mineralogy and Metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knodart Districts of Inverness-shire // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 1959. V. 63. № 3. P. 553–588.
<https://doi.org/10.1017/S0080456800003148>
- Li J., Liu Yo, Zhao Zh., Chou I-Ming.* Roles of carbonate/CO₂ in the formation of quartz-vein wolframite deposits: Insight from the crystallization experiments of huebnerite in alkalicarbonate aqueous solutions in a hydrothermal diamond-anvil cell // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 95. P. 40–48.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02>
- Pirajno F.* Hydrothermal processes and mineral systems. Springer. Berlin, 2009. 1235 p.
- Puchkov V.N.* General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 4–29.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Rogov D.A., Belogub E.V., Novoselov K.A., Rassomakhin M.A., Irmakov R.R., Chugaev A.E.* Mineral Forms of Tungsten at the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe Deposits (Southern Urals) // *Ore Geol. Rev.* 2023. V. 65. № 2. P. 261–275.
<https://doi.org/10.1134/s1075701523090064>
- Roux J., Hovis G.L.* Thermodynamic mixing models for muscovite-paragonite solutions based on solution calorimetric and phase equilibrium data // *J. Petrology*. 1996. V. 37. P. 1241–1254.
- Somarin A.K.* Ore mineralogy and mineral chemistry of the Glen Eden M-W-Sn greisen-breccia system, Eastern Australia // *J. of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2009. V. 104. № 6. P. 339–355.
<https://doi.org/10.2465/jmps.070929>
- Somarin A.K., Ashley P.* Hydrothermal alteration and mineralisation of the Glen Eden Mo-W-Sn deposit: a leucogranite-related hydrothermal system, Southern New England Orogen, NSW, Australia // *Mineral. Deposita*. 2004. V. 39. P. 282–300.
- Vityk M.O., Bodnar R.J., Schmidt C.S.* Fluid inclusions as tectonothermobarometers: Relation between pressure-temperature history and reequilibration morphology during crustal thickening // *Geology*. 1994. V. 22. № 8. P. 731–734.
- Von Damm K.L., Lilley M.D., Shanks W.C., Brockington M., Bray A.M., O'Grady K.M.* Extraordinary phase separation and segregation in vent fluids from the southern East Pacific Rise // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 206. P. 365–378.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01081-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01081-6)

- Wang X., Ming-Chou I., Hu W., Burruss R.C., Sun Q., Song Y. Raman spectroscopic measurements of CO₂ density: experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 4080–4093.
- Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos*. 2001. V. 55. P. 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Yang X.M., Lentz D.R., McCutcheon S.R. Petrochemical evolution of subvolcanic granitoid intrusion within the Late Devonian Mount Pleasant Caldera, southwestern New Brunswick, Canada: a comparison of Au versus Sn-W-Mo-polymetallic mineralization systems // *Atlantic Geology*. 2003. V. 39. P. 97–121. DOI 10.4138/1175
- Yoder H.S., Eugster H.P. Synthetic and natural muscovites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1955. V. 8. P. 225–280. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(55\)90001-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(55)90001-6)
- Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil // *Mineral. Deposita*. 1995. V. 30. P. 30–38.

FORMATION CONDITIONS OF THE YUGO-KONEVSKOE AND POROKHOVSKOE TUNGSTEN DEPOSITS (SOUTHERN URALS) BASED ON MICROTHERMOCRYOMETRY AND MINERALOGICAL THERMOMETRY DATA

E. V. Belogub^{a,*}, K. P. Mal'tseva^{a, b}, D. A. Rogov^a, V. V. Smolenskiy^b, V. N. Bocharov^c,
M. A. Rassomakhin^a, V. R. Kopeykina^b

^a Federal State Budgetary Institution of Science South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, 456317, Ilmeny Reserve, Miass, Chelyabinsk district, Russia

^b Empress Catherine II Saint-Petersburg Mining University,

199106, Saint-Petersburg, Vasil'yevskiy ostrov, Line 21, 2, Russia

^c Saint-Petersburg State University, 199034, Saint-Petersburg, Universitetskaya nab., 7/9, Russia

*E-mail: belogub@mineralogy.ru

The article is devoted to the assessment of the formation conditions of the Yugo-Konevskoye and the Porokhovskoye deposits belonging to the same ore zone, localized in granites and in a metamorphosed volcanogenic-sedimentary sequence, respectively, and separated by a large thrust. According to the results of the study of fluid inclusions in quartz, the formation of quartz ± fluorite ± muscovite veins with hubnerite at both deposits was under similar conditions at minimum true temperatures of 245–540 °C and a pressure of ~ 350 bar, from carbon dioxide -water fluids of sodium-chloride composition with an admixture of KCl, KF and Ca and Mg carbonates, with a salt concentration of 0.54 to 16.13 wt. % NaCl-eq. CO₂ predominates in the gas phase and impurities of CH₄, N₂ and H₂S are recorded. The similarity of the mineral composition, fluid and muscovite composition in the ore veins indicates a single source of ore-bearing fluid for both deposits and an insignificant influence of the host rocks on it. The simultaneous presence of low-mineralized inclusions and inclusions with a solid phase indicates a phase separation, which is more pronounced at the Yugo-Konevskoye deposit. Late quartz in the skarns of the Porokhovskoye deposit was formed at lower temperatures than the ore veins and from solutions that contained a sulfate component, reflecting the probable assimilation of limestones from the host strata during skarnification. Low pressures estimated from FI are due to the formation of ore veins as a result of brittle deformations of consolidated rocks. The obtained PTX parameters of the fluids correspond to those characteristic of greisen formation objects, falling into the relatively low-pressure and low-temperature region.

Keywords: tungsten, greisen, microthermocryometry, formation conditions, Southern Urals, Porokhovskoye, Yugo-Konevskoye