

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 4, 2022

Роль детачмента в распределении рудоносных палеофлюидопотоков Центрально-Колымского региона – нетрадиционный подход к прогнозно-металлогеническим построениям <i>Ю. С. Савчук, А. В. Волков</i>	321
Отложения силурийских “черных курильщиков” на Урале <i>В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский</i>	339
Золото-теллуридная минерализация в рудах Pb–Zn–Fe скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) <i>У. А. Ятимов, Н. Р. Аюпова, В. В. Масленников, В. А. Котляров, В. В. Шиловских</i>	362
Коклановское W–Mo месторождение (Зауралье): минералого-геохимическая зональность <i>К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, Е. Е. Паленова, М. В. Заботина, В. А. Котляров</i>	382
Рудоформирующий биогенный фактор образования месторождений урана песчаникового типа <i>О. А. Дойникова, В. А. Петров</i>	406

УДК 553.411:551.24(575.1+571.65)

РОЛЬ ДЕТАЧМЕНТА В РАСПРЕДЕЛЕНИИ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОФЛЮИДОПОТОКОВ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА – НЕТРАДИЦИОННЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ПОСТРОЕНИЯМ

© 2022 г. Ю. С. Савчук^а, А. В. Волков^{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 18.02.2021 г.

После доработки 25.10.2021 г.

Принята к публикации 24.01.2022 г.

Центрально-Колымский регион – наиболее золотоносная часть Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса. Анализ разработанных геодинамических моделей образования складчато-надвиговых поясов и Верхояно-Колымского в частности, приводят нас к заключению о ведущей роли близгоризонтальных перемещений по зоне срыва – детачменту в основании складчатого сооружения, как “постели”, по которой происходили срывы тектонических покровов на ранней стадии, а на коллизионной стадии – непосредственной связи с детачментом главных взбросо-сдвиговых структур, имеющих листрический характер. По нашему мнению, роль детачмента – этой важнейшей региональной структуры – в прогнозно-металлогенических построениях явно недооценена. Тектоническая зона детачмента осложнена поперечными северо-восточными разломами, где возможно увеличение ее мощности и флюидопроницаемости. Предложен вариант увязки ранее выявленных месторождений и рудопоявлений золота в 5 полос рудоносности вдоль предполагаемых трасс палеофлюидопотоков. Здесь трасса палеофлюидопотока – проекция на горизонтальную плоскость наиболее вероятного пути перемещения выделившихся флюидов от зоны их генерации до зоны рудоотложения, проводится через наиболее крупные скопления руды.

Ключевые слова: Центрально-Колымский, складчато-надвиговый, рудно-россыпной узел, золото, россыпной, детачмент, палеофлюидопотоки

DOI: 10.31857/S0016777022040050

ВВЕДЕНИЕ

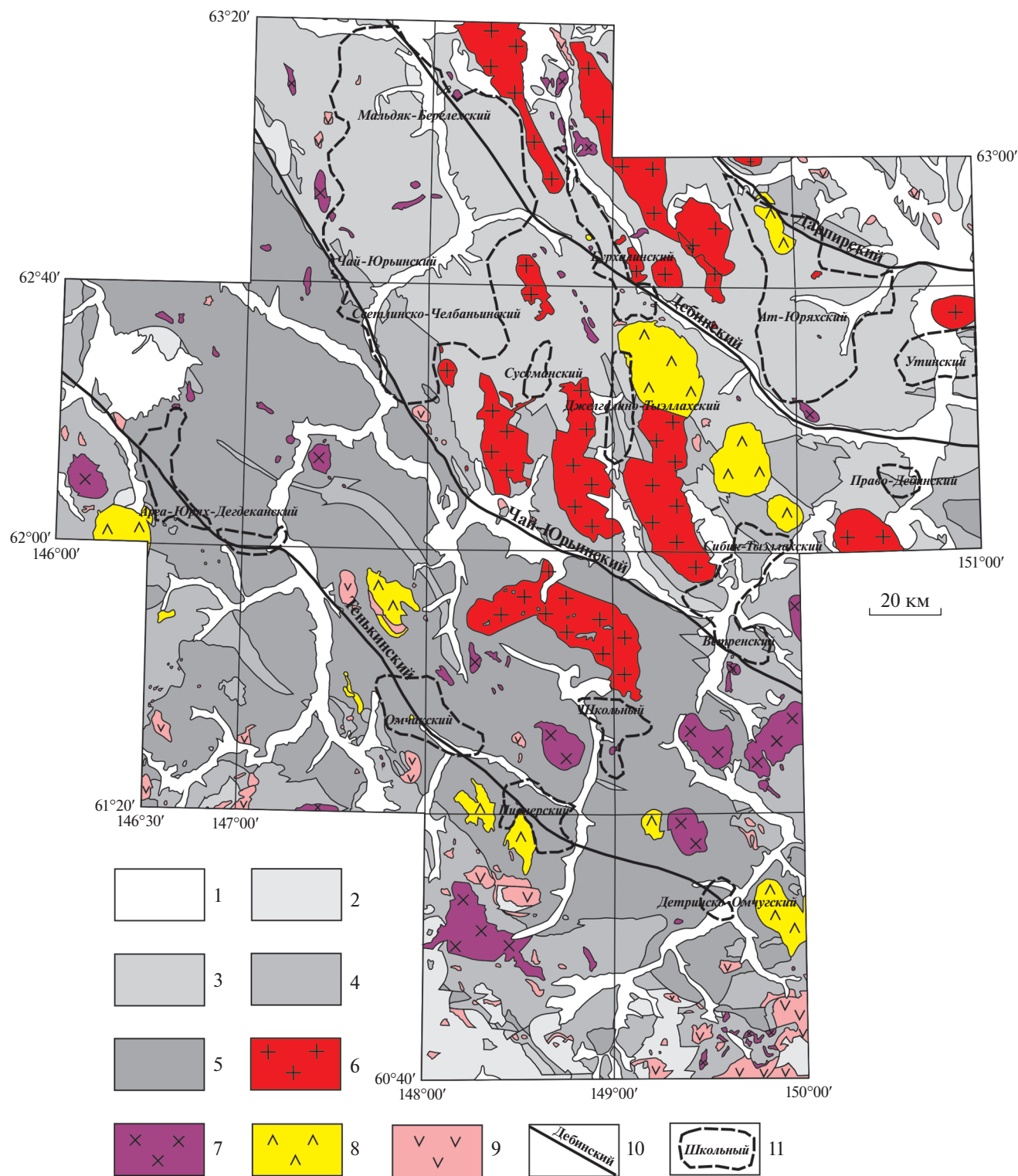
На территории Верхояно-Колымского складчатого пояса, в состав которого входит Центрально-Колымский регион, прогнозно-металлогенические исследования на золото проводились по стандартным методикам (Нарсеев и др., 1986; Принципы..., 2010), с приоритетом точечных источников рудного вещества, самостоятельных для отдельного месторождения или группы сближенных объектов, объединяемых в рудно-россыпные узлы (фиг. 1).

Рудогенерирующими для них признавались нескрытые плутоны, и выделялись рудно-магматические системы, имеющие глубинные мантийные корни, на которые указывало присутствие интрузивных пород гранитоидного ряда (Гельман, 2000; Горячев, 1998, 2003; Соболев, 1989; Фирсов, 1985; Трунилина и др., 2008; Шкодзинский, 2001; Fridovsky, 2018). Также учитывалось положение золотых проявлений в зоне влияния ближайшего глубинного разлома, кольцевой структуры и при-

нималось близвертикальное перемещение мантийных рудоносных флюидов по нарушенным зонам (Русинов, 2005).

Несмотря на несомненные значительные успехи применяемых методических подходов, выделяемые рудно-россыпные узлы (РРУ), с одной стороны, локализовали участки для концентрации поисково-разведочных работ, а с другой – фактически исключали из геологоразведочного процесса остальные обширные территории. Для исправления такого положения и выделения других перспективных площадей необходимы новые, “нетрадиционные” прогнозно-металлогенические построения, что возможно при использовании геодинамических моделей.

Разработанные геодинамические модели образования складчато-надвиговых поясов, основывающиеся, в том числе, и на палинспастических реконструкциях (Тектоника..., 2001; Хаин, Ломизе, 2005 и др.), приводят нас к заключению о



Фиг. 1. Схема геологического строения Центрально-Колымского региона (по материалам Госгеокарт масштаба 1 : 200000 и использованием данных С.Ф. Стружкова и др., 2006ф.). 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – верхняя юра–мел (молассовая формация); 3 – юра (алевро-песчаная флишеидная турбидитная формация); 4 – триас (песчано-глинистая формация глубокого шельфа); 5 – пермь (углеродистая алевро-глинистая турбидитная формация); 6–9 – магматические формации (по Пальмский и др., 2015); 6 – колымская серия позднеюрских гранитоидов; 7 – тенькинская серия позднеюрско-раннемеловая гранодиорит-гранитная; 8 – охотская серия позднемеловая гранитоидов; 9 – субвулканические образования; 10 – глубинные сдвиго-взбросовые нарушения; 11 – рудно-россыпные узлы (по Стружкову и др., 2009; с дополнениями).

ведущей роли близгоризонтальных перемещений по детачменту в основании складчатого сооружения, как “постели”, по которой происходили срывы тектонических покровов на ранней стадии, а на коллизионной стадии — непосредственной связи с детачментом главных взбросо-сдвиговых структур, имеющих листрический характер.

В статье сделана попытка включить в генетическую модель орогенных месторождений золота в качестве основной флюидоконцентрирующей поверхности — детачмент, по которому происходило перемещение надвиговых покровов в пределы континентальной окраины. По этой поверхности, вдоль ее осложнений, происходило перемещение рудоносных гидротерм. Обосновывается возможность прорыва высокотемпературных рудоносных гидротерм из нижележащих участков зоны поддвига и затем их миграции в термоградиентном поле зоны детачмента в виде отдельных струй — палеофлюидопотоков и рудоотложение в системах широко развитых коллизионных тектонических нарушений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Верхояно-Колымский складчатый пояс сложен морскими терригенными отложениями прибрежных и более удаленных фаций, с возрастом от пермского до юрского, метаморфизованных в начальных ступенях зеленосланцевой фации. Большинство выделенных стратиграфических подразделений относится к черносланцевым турбидитам или имеет тонкозернистый флишевый характер и изредка включает грубообломочные и олистостромовые горизонты. В позднеюрское-раннемеловое время произошли основные тектонические события, приведшие к образованию складчатого пояса. А.В. Прокопьев и А.В. Тронин (2004) выделяют несколько этапов деформаций раннемелового времени, включающих образование надвигов и последующей складчатости. В это время была заложена серия продольных северо-запад—юго-восточных и близмеридиональных тектонических нарушений — поверхностных отражений глубинных коллизионно-транспрессионных сдвиговых зон: Дарпирский, Дебинский, Чай-Юрьинский, Тенькинский разломы (Шахтыров, 2009, 2010). Отмечается приуроченность зон рассеянной сульфидизации к зонам этих крупных разломов (Волков и др., 2008; Сидоров и др., 2009; Горячев и др., 2020), что свидетельствует о высокой гидротермальной активности вдоль них. При различных углах падения к северо-востоку иногда они интерпретируются как надвиги. Кроме того, дешифрируются более молодые поперечные северо-восточные нарушения сбросо-взбросового характера (Миловский и др., 2018).

В это же время образован Главный Колымский батолитовый пояс, в пределах которого Н.А. Горячев и Н.В. Бердников (2006) выделили три группы гранитоидов: орогенные граниты S-типа ильменитовой серии (преобладающие), орогенные граниты I-типа ильменитовой (I_{ilm}) и магнетитовой (I_m) серий и посторогенные граниты A-типа магнетитовой серии. Согласно последним представлениям (Горячев, Палымский, 2012; Палымский и др., 2015), в пределах территории развиты колымская серия позднеюрских гранитоидов и тенькинская позднеюрско-раннемеловая, образующая гранодиорит-гранитные массивы юго-западнее Главного пояса. Установлен близкий диапазон возраста интрузивов; пик средневзвешенных значений $^{238}U/^{206}Pb$ возрастов, определенных SHRIMP методом, для большинства интрузивов составил около 150 ± 3 млн лет, единичные определения более надежным методом TIMS дают такие же значения (Акинин и др., 2009). Формирование даек нера-бохапчинской серии относится к верхней юре, т.е. ко времени до коллизии и синхронному с ней: от оксфорда, не менее 162 млн лет, по данным Rb—Sr геохронологии (Zaitcev et al., 2019) и до самого позднего титона, что подтверждается U—Pb данными SHRIMP-II для цирконов из кислых пород — 151–145 млн лет (Fridovsky et al., 2020).

Геологический смысл эти датировки преобразования изотопных систем гранитоидов получают при анализе других событий, происходивших рядом с ареалом распространения Главного батолитового пояса. Формирование известково-щелочных вулканических пород в Уяндино-Ясачненском поясе, примыкающем к батолитовому поясу с северо-востока, происходило в средней—поздней юре (Паракецов, Паракецова, 1989; Fridovsky et al., 2020). Этот пояс возник в результате взаимодействия Сибирского кратона с Колымо-Омолонским массивом. Мнения о полярности палеосейсмофокальной зоны, контролировавшей вулканизм, расходятся (Котляр и др., 2016; Fridovsky et al., 2020). Так, Л.М. Парфенов (1984), относит образования Иньяли-Дебинского синклинория к отложениям преддугового турбидитового прогиба, субдуцировавшего к востоку, а с этапом коллизии кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном предположительно связано формирование надсубдукционного Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и пояса гранитных батолитов (Парфенов и др., 1993, 2003). В.Ю. Фридовский с соавторами (Fridovsky et al., 2020), вслед за (Гедько, 1998; Ставский и др., 1994) обосновывает субдукцию под Сибирский кратон, и в этом случае Уяндино-Ясачненская дуга располагается на окраине континента, а следы небольшого Оймяконского океана располагаются к северо-востоку от нее. При такой интерпретации Верхояно-Колымский пояс занимает задуговую позицию.

Более поздняя Охотская плутоническая серия включает интрузивные комплексы, размещающиеся во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса и его перивулканической части, здесь U–Pb SHRIMP методом для гранитоидов массива Улахан установлен возраст 98 ± 1 млн лет (Акинин и др., 2011). Эти гранитоиды метаморфизуют золото-кварцевые жилы на месторождениях Игуменовское и Родионовское (Фирсов, 1956, 1958; Скорняков, 1949) и являются уже пострудными для орогенной золото-сульфидно-кварцевой минерализации.

ВОЗРАСТ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Данные о времени образования золотой минерализации Центрально-Колымского региона неоднозначны. Так, результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по 17 объектам региона (Ворошин, Ньюберри, 2001; Voroshin et al., 2004; Goldfarb et al., 2014) укладываются в интервал 125–139 млн лет, с которым не связано никаких крупных эндогенных термальных событий в регионе, как то – внедрения интрузий или регионального метаморфизма. По этим данным датировки оруденения моложе на 10–25 млн лет времени становления гранитоидов. Отметим, что на территории Центрально-Колымского региона традиционно выделяются жильные и прожилково-вкрапленные золотые проявления в терригенных толщах и дайках (т.н. среднеканский тип) (фиг. 2д–е).

И.Н. Котляр с соавторами (2016) по данным изотопных геохронометров магматических пород сделал вывод, что синхронность (1) наиболее молодых $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок, (2) минимумов на K–Ar гистограммах, (3) моментов повторного включения Rb–Sr и Ar–Ar часов позволяет утверждать, что все они фиксируют единое термальное событие, имевшее место 150–140 млн лет назад и отвечающее, вероятнее всего, процессу формирования золото-кварцевых руд в Яно-Колымском золотоносном поясе (Русакова, Котляр, 2003). Также отмечается, что остается непонятным временной разрыв между гранитоидами и рудами длительностью, как минимум, в 15 млн лет (Котляр и др., 2010).

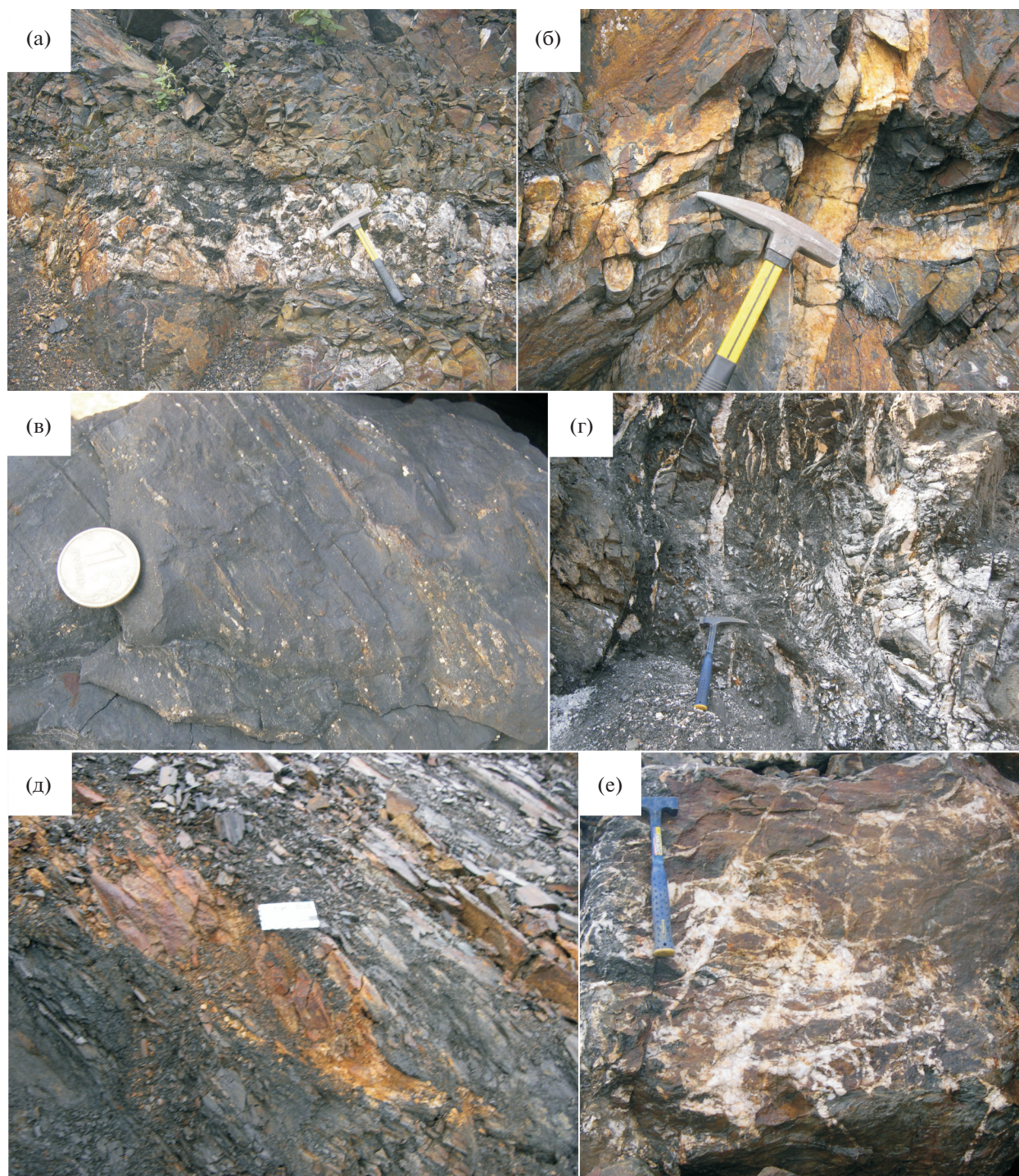
Таким образом, несмотря на некоторые разночтения в датировках как гранитоидного магматизма, так и золоторудной минерализации, устанавливается запаздывание рудообразования от становления интрузивных массивов на 10–25 млн лет. Но, согласно распространенной модели постмагматического рудообразования, в которой рудоносные флюиды отделяются от остывающего интрузива и мигрируют вверх до уровня рудоотложения, такой значительный промежуток времени маловероятен. Что же происходило в этот временной промежуток? Возможно, он может указывать на длительность

перемещения мобилизованного флюида по ослабленным зонам.

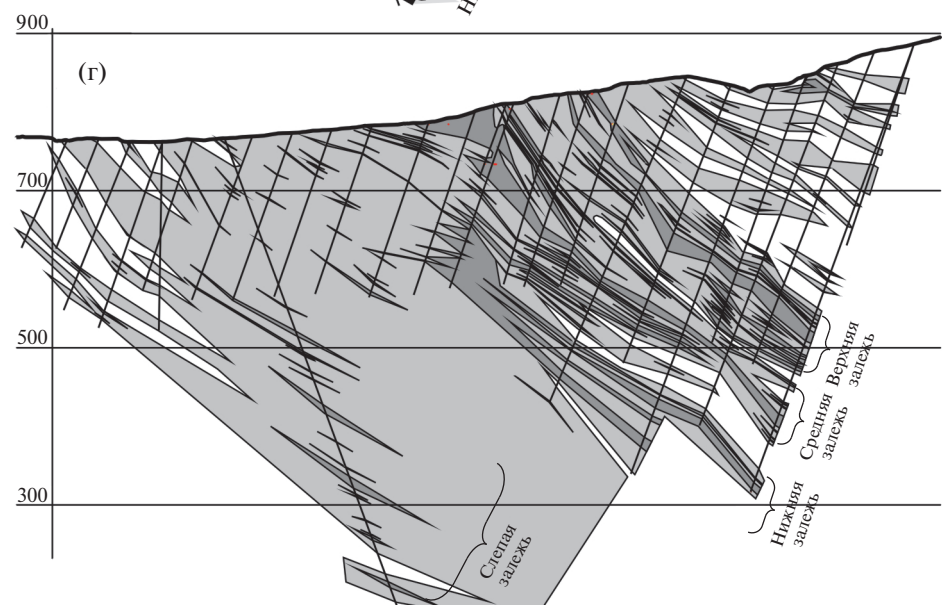
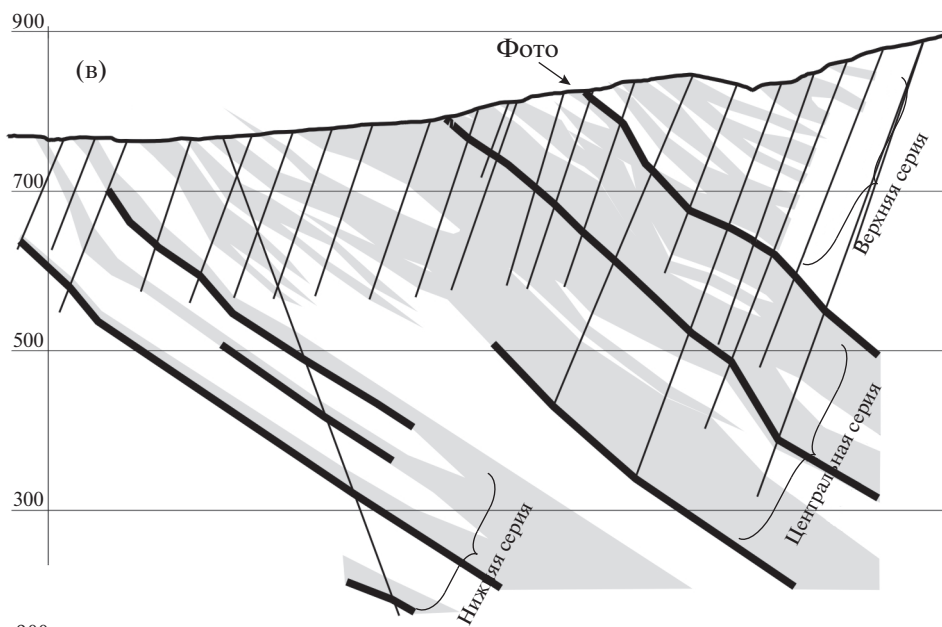
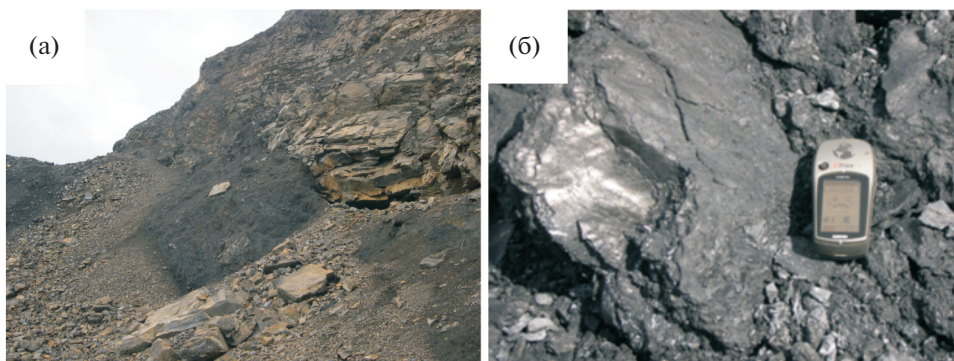
Рассмотрим процессы, происходившие в этот период и ответственные за проявление этапов преобразований, магматизма и рудообразования. Золото-сульфидно-кварцевая минерализация Верхояно-Колымского складчатого пояса сформирована в конце поздней юры–начале раннего мела и близка по времени с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским кратоном (Парфенов и др., 1993; Тектоника..., 2001; Nokleberg et al., 1998; Fridovsky et al., 2020). Эта коллизия сопровождалась структурно-метаморфической перестройкой пород, входящих в Верхояно-Колымский складчатый пояс. Мобилизация флюидов и металлов проходила по мере прогрессивного преобразования толщ (Тюкова, Ворошин, 2007), начиная с процессов литогенеза и заканчивая региональным метаморфизмом, пик которого совпадает с выплавлением коллизионных гранитов.

Н.А. Горячев, Н.В. Бердников (2006), отмечают, что выплавление коллизионных гранитоидов I-типа и S-типа ильменитовой серии является хронологически и тектонически единым процессом, но происходит на разных уровнях – нижней (I-тип) и верхней (S-тип) коры и, таким образом, все преобразования, от метаморфизма и сопровождающей его флюидогенерации до плавления, затрагивают разные уровни погружающейся коры. При описании последовательности происходящих событий отмечается (Горячев и др., 2020), что в каждом этапе фиксируются близкие по времени два процесса (магматический и гидротермальный): (1) внедрение даек нера-бохапчинской серии и опережающая волна гидротерм, продукты которой выражены на месторождениях пиритовой вкрапленностью (безрудная и рудная) вдоль основных рудоконтролирующих нарушений (фиг. 2в, д) и (2) образование крупных гранитоидных массивов и отложение золото-кварцевого оруденения в тех же самых нарушениях (фиг. 3). Такая “связка” приводит к выводу о постмагматическом характере рудоносных гидротерм. Но, по нашему мнению, более отвечает наблюдаемым фактам и общей последовательности развития складчатой области учет дискретности процесса метаморфических преобразований во время погружения на значительные глубины и инициированной им флюидогенерации.

Также это время характеризуется развитием складчато-блоковой структуры территории, со значительными перемещениями по продольным глубинным сдвигу-взбросовым нарушениям (фиг. 1, 3). Например, для этих нарушений В.Г. Шахтыров (2009) выделяет: 1 – кинематически правосторонний складчатый этап флюидно-деформационной переработки терригенных углеродсодержащих толщ верхоянского комплекса (J_3), сопровождаемый слабопроявленным магматизмом в форме



Фиг. 2. Различные типы руд месторождений Центрально-Колымского региона: а–б – Родионовское, системы пологой и крутопадающих кварцевых жил и прожилков; в–г – Дегдекан, прожилково-вкрапленный пирит и кварцево-прожилковые зоны в углеродистых милонитах; д–е – Среднеканское, измененная дайка диоритовых порфиров с вкрапленностью пирита и арсенопирита, окаймленная кварцевыми прожилками. а – пологая жила кварца в надвиговой зоне, с многочисленными ксенолитами вмещающих пород; б – характер секущих кварцевых жил выше пологой надвиговой зоны; в – вкрапленность и прожилки пирита; г – внутреннее строение зоны прожилкового окварцевания в углеродистых милонитах; д – апофиза измененной дайки с кварцевым прожилком; е – сетчатое окварцевание в за-льбандах дайки.



даек или мелких штоков, прогрессивной стадией регионального метаморфизма и золото-сульфидным оруденением с тонким “невидимым” золотом; 2 — кинематически левосторонний этап формирования метаморфогенно-гидротермального золото-кварцевого оруденения с крупным переотложенным золотом и сульфидами (K_1). Этот этап сопровождался более интенсивным магматизмом в форме даек, штоков, массивов средних размеров и регрессивной стадией регионального метаморфизма. Золотоносность развивается по постмагматически гидротермальной модели с формированием золото-редкометалльной минерализации, обогащенной висмутом, теллуrom, молибденом, оловом, вольфрамом; 3 — последующие деформационные этапы ответственны уже за формирование постмагматических золото-сурьмяных проявлений и т.д.

Дискретность рудообразования, отмечаемая, например, В.Г. Шахтыровым (2009), может быть связана не только со скачкообразным нарушением сплошности и, соответственно, сбросу давления в тектоническом процессе, но и поэтапным вовлечением в дегидратацию громадных масс осадочных пород при повышении *PT*-параметров. Именно таким механизмом можно объяснить многочисленные результаты геохимических и изотопных исследований рудной минерализации, полученные в последние годы, которые не укладывались в традиционные схемы, т.к. свидетельствовали не о чисто мантийном, а о преобладающем коровом происхождении различных компонентов рудообразующих растворов на золотых месторождениях (Волков и др., 2016; Соцкая, 2017). Удивительное сходство характеристик (включая состав, температуру, давление и т.д.) этих растворов, отразившееся на составе золотого оруденения, наводит на мысль об их принадлежности к генетически сходным гидротермальным рудообразующим системам, либо к единой региональной флюидной системе, в противовес мнению о многочисленных, разобщенных источниках, связанных каждый со своим изолированным интрузивом.

Исходя из этой схемы и с учетом громадного ресурсного потенциала золотого оруденения региона (суммарная добыча около 3200 т золота и оценочные запасы 5000 т (Михайлов, 2007; Стружков и др., 2009; Гос. доклад..., 2019)), должна существовать гигантская зона генерации гидротермальных флюидов, которые могли мобилизовать рудные элементы.

Таким образом, учитывая разработанный сценарий геодинамической истории региона (Fridovsky et al., 2020) и большую протяженность или латеральную растянутость различных проявлений золотой минерализации в Центрально-Колымском регионе (и Верхояно-Колымском поясе в целом) с юго-востока на северо-запад, единственным местом, удовлетворяющим всем условиям, являются глубинные уровни палеозоны поддвига окраины Сибирского кратона под Колымо-Омолонский супертеррейн: здесь коровый материал погружается на значительные глубины, с высокими *PT*-параметрами, где происходят метаморфические преобразования с выделением огромных масс высокотемпературных флюидов и до ультраметаморфизма и плавления. В качестве поверхностного выражения такой зоны для Центрально-Колымского района можно принять полосу вдоль разлома Дарпир, где наиболее широко проявлены гранитоидные массивы и нера-бохапчинская дайковая серия — Полоусно-Колымская сутура по В.Ю. Фридовскому (Fridovsky et al., 2020).

Но эта модель не объясняет широкое развитие и расположение наиболее масштабной золотой минерализации на значительном удалении от этого сутурного шва и еще дальше на запад, в пределах складчатого пояса. Также остается непонятным значительный временной разрыв между становлением интрузивов и рудоотложением. Возникает закономерный вопрос, каким образом и какими путями такой объем высокотемпературных гидротерм перемещается на многие десятки—сотни километров от места флюидогенерации? В качестве движущей силы, как и в традиционной гидротермальной модели, можно предположить градиент давления и температуры, логично также определить направление движения — от глубинных уровней зоны субдукции—коллизии в сторону складчатого пояса, где происходило рудоотложение, т.е. перемещение в большей степени по латерали, а не по вертикали. Но в таком случае должна существовать ослабленная зона, по которой происходила эта миграция. Единственный вариант для выполнения всех этих условий — это детачмент!

ДЕТАЧМЕНТ

В связи с отсутствием в составе Верхояно-Колымского складчатого пояса типичных офиолитов — реликтов океанической коры, наличие которых позволило бы предположить субдукционный механизм закрытия палеобассейна при образова-

←
Фиг. 3. Месторождение Павлик. а — общий вид пологой зоны взбросо-сдвига в карьере; б — форма углеродистых “ока-тышей” в зоне взбросо-сдвига; в—г — разрезы по разведочной линии 14: в — зоны надвигов и объемной трещиноватости, г — интенсивность прожилково-метасоматических изменений. 1 — буровые скважины; 2 — зоны взбросо-сдвигов; 3 — зоны объемной трещиноватости и дробления; 4 — прожилково-метасоматический ореол ($Au = 0.01–0.79$ г/т); 5 — интенсивные изменения — рудные зоны ($Au = 0.8$ г/т и более).

нии пояса, как альтернатива был предложен коллизионный вариант (Горячев, Бердников, 2006), либо рассматриваются небольшие размеры закрывшегося бассейна и задуговая позиция региона (Fridovsky et al., 2020). Отметим, что при любом сценарии необходимо учитывать значительное сокращение осадочных поперечных размеров палеобассейна осадконакопления. Так, А.В. Прокопьев и А.В. Тронин (2004) сделали вывод, что общая величина сокращения территории Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория за счет складчатости и надвигов составляет 35–65%. Но такое сокращение невозможно без латерального перемещения крупных блоков осадочного разреза. Основная глубинная структура, по которой осуществляется связь фиксируемых на поверхности структурных элементов с глубинными уровнями и перемещение этих блоков, – детачмент (Хайн, Ломизе, 2005).

Детачмент – неперенный элемент складчатых областей (Прокопьев и др., 2004). Например, для Урала В.Н. Пучков (2000, стр. 18) отмечает, что на глубинах 5–10 км, “главным, хотя и скрытым структурным элементом форланда является главная поверхность срыва (детачмент) с отходящими от него вверх листрическими надвигами и складками, порожденными движениями по этим надвигам”.

В.И. Шпикерман (1998) на разрезах вдоль Дебинско-Тасканского фрагмента профиля МОВ, составленных с использованием данных наземной магнито- и гравиразведки, сейсморазведки МОВ, выделяет в пределах Яно-Колымского террейна нижний, средний и верхний (терригенные породы триаса–юры) сейсмические горизонты и ниже, на глубине 7–8 км, гранитизированный фундамент Сибирского кратона. А.В. Прокопьев и А.В. Дейкуненко (2001) на разрезе через Баринский антиклинорий Верхоянского складчатого пояса проводят тектоническую границу между палеозоем и кристаллическим фундаментом, расположенную на глубинах 12–13 км, к которой примыкают листрические взбросы. Граница между верхней и нижней корой проводится ими на глубинах 20 км, а общая мощность коры оценивается в 30–33 км.

Существование детачмента в регионе подтверждает также фрагмент сейсмического разреза опорного геофизического профиля 3-ДВ, который дал возможность разделить земную кору на основные слои и протрассировать разломы (Гашко, Гайдай, 2016; Гайдай и др., 2020). Верхний наиболее энергетически насыщенный слой земной коры располагается в модели от дневной поверхности до глубины около 15 км. Подошва верхнего слоя коры прослежена по отражающему горизонту (детачменту). Верхний слой коры наиболее тектонизирован, включает в себя многочислен-

ные надвиги и взбросы мезозойско-кайнозойского возраста. По данным Е.Ю. Гашко и Н.А. Гайдаи (2016), Тенькинская и Хейджано-Мылтинская разломные зоны сопровождаются подъемом и скучиванием нижнего слоя коры, что свидетельствует об их надвиговой, коллизионной природе. Сочленение же Дебинской северо-западной и Правооротуканской северо-восточной систем разломов сопровождается, напротив, погружением нижнего слоя коры до отметки в 50 км. Погружение отдельных пластин нижнего слоя коры в центральной части этой разломной зоны заканчивается “растворением” слоя Мохо. Это позволяет предположить существование в нижнем слое коры под Балыгычанским поднятием зоны субдукции Охотоморской плиты под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона (Геодинамика ..., 2006).

Можно констатировать, что в Верхояно-Колымском складчатом поясе и в Центрально Колымском регионе в частности, на глубинах 7–15 км располагается пологая тектоническая поверхность регионального срыва – детачмент. Согласно построениям В.Ю. Фридовского (Fridovsky, 2018), этот детачмент, по которому происходило латеральное перемещение крупных блоков осадочного разреза, развивался на границе мезозойских терригенных и палеозойских карбонатных отложений, а листрические взбросо-сдвиги пересекают эту тектоническую структуру, достигая архей–протерозойского фундамента. По-видимому, вытянутая уплощенная форма крупных гранитоидных массивов S- и I-типов (фиг. 1) определяется размещением их нижних частей вблизи этой пологой тектонической поверхности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При крупномасштабных прогнозно-поисковых работах необходимо выявление и прослеживание признаков флюидного режима прошлого, картирование зон аккумуляции и путей движения рудоносных растворов, с учетом размещения зон локальной проницаемости литосферы (Абрамович, Клушин, 1987). В отличие от ранее разрабатываемых вариантов, когда вне зависимости от генетических представлений, фактически для каждого месторождения, рудного поля или рудного узла обосновывалось существование самостоятельно-го источника гидротерм, ниже предлагается рассмотреть возможность функционирования площадной поверхности, вдоль которой происходила миграция выделившихся гидротерм.

Н.А. Горячев с соавторами (2020) отмечают, что “во многих исследованиях крупных орогенных поясов уже давно ставится вопрос о существовании таких региональных флюидных потоков, структурированных крупными разломами и обеспечивающих проявления зонального метаморфизма и минерализации”. В Верхояно-Ко-

лымском складчатом поясе мы имеем: (1) зону поддвига, поверхностным выражением которой является Уяндино-Ясачненская дуга и насыщенная магматическими проявлениями полоса вдоль разлома Дарпир, (2) на глубинных уровнях зоны поддвига происходят процессы дегидратации и плавления, (3) по-видимому, связанные с этой зоной, но значительно удаленные от нее рудные районы с крупными среднетемпературными месторождениями. Возникает вопрос о связи всех этих элементов, где же могут существовать эти региональные флюидные потоки, что это за ослабленные зоны, по которым перемещались рудоносные флюиды, их физическое выражение и признаки? Попытаемся ответить на эти вопросы.

В складчатых поясах обычно некоторое количество рудных проявлений группируется в рудные узлы, которые располагаются вдоль региональных глубинных разломов с определенным шагом (Шахтыров, 2010), т.е. одни и те же структуры на своем протяжении являются и безрудными, и рудоносными, хотя и те и другие с мощной гидротермальной проработкой, что мы показали на примере Северного и Приполярного Урала (Савчук, Волков, 2020). О роли региональных сдвигов в гидротермальной активности и возможности формирования “компактных флюидно-магматических колонн”, которые связаны с образованием в нижней коре щелочных и габбро-диоритовых, а в верхней коре гранитных магм, писал В.Л. Русинов (2005). Но, как уже отмечалось, в нашем случае оруденение гораздо моложе времени становления интрузивов и поэтому выделяемые при геологическом картировании региональные сдвиговые зоны (Шахтыров, 1997, 2009) и их осложнения могут служить лишь рудоподводящими и рудовмещающими структурами (Савчук и др., 2018), а золотеносность их конкретной секции зависит еще от каких-то других факторов.

В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе (2005) отмечают значительную флюидизацию детачмента и присутствие в его зоне поровых флюидов со сверхвысокими давлениями, обусловленных многоступенчатым процессом дегидратации. Учитывая громадные объемы пород, вовлеченных в эти процессы, можно предположить, что детачмент — основной канал сбора и перемещения флюидов в коллизионном складчатом сооружении. Отметим важную особенность детачмента. Он, при общем пологом залегании, имеет наклон в направлении, противоположном надвиганию, т.е. погружается от Форланда к хинтерланду. В этом же направлении, вдоль этой региональной тектонической зоны, должны меняться температура и, в меньшей степени, давление. Здесь важное значение имеет эффект гидроразрыва в результате достижения аномально высоких пластовых давлений: высокое давление уменьшает пористость, снижая проницаемость пород, в то время как кливаж и разрывы

создают пути подтока больших масс высокотемпературных гидротерм из нижележащих участков зоны поддвига (Савчук, Мухин, 1993). Такие свойства детачмента (флюидизация) значительно облегчают перемещение тектонических покровов по его поверхности.

Также, необходимо учесть присутствие поперечных нарушений фундамента (северо-восточных и близширотных в нашем случае), которые вносили “возмущения” в рельеф пологого детачмента. Так, отмечается, что важное значение в размещении рудных полей и разновозрастных магматических проявлений на расположенной севернее рассматриваемой территории и геологически близкой по строению центральной части Верхне-Инди-гирского района, имеют зоны поперечных разрывных нарушений северо-восточного простирания (Фридовский и др., 2017). Такие же северо-восточные разломы выделяются и в Центрально-Колымском регионе (Миловский и др., 2018). Возможно, именно эти пересечения детачмента поперечными разломами ответственны за локальные увеличения его мощности и степени нарушения, чем влияли на общую проницаемость пологой тектонической поверхности. Таким образом, предлагается принять, что перемещение выделившихся рудоносных гидротерм происходило вдоль тектонического срыва в основании складчатого пояса — детачмента, но не сплошным потоком, а в виде отдельных струй высокотемпературных палеофлюидопотоков, приуроченных к местам пересечения. Такое перемещение флюидов происходило до достижения поперечной структуры одного из региональных глубинных сдвигов, где часть гидротерм поднималась вверх по листрическому тектоническому нарушению, и уже в его оперениях и осложнениях происходило рудоотложение. Это объясняет факты постоянного превышения температур рудоотложения золотой минерализации над параметрами регионального динамотермального метаморфизма, обычно не превышающего зеленосланцевой фации. Механизмом гидроразрыва объясняется образование различных рудоносных брекчий на кварцевожильных месторождениях (Kemp et al., 2016).

Таким образом, направление миграции золотоносных флюидов могло определяться градиентом температуры и давления вдоль детачмента, т.е. из более высокотемпературных областей по восстанию полого-наклонной зоны детачмента и затем вверх по нарушенным зонам в пределы региональных сдвигов. Этим достаточно сложным и длительным путем может объясняться разрыв во времени между гранитоидным магматизмом, когда предполагается мобилизация рудного вещества выделившимися гидротермами при нарастании метаморфизма и плавлении, и собственно рудоотложением, при резком снижении давления флюида на верхних уровнях.

Таблица 1. Критерии выделения полос рудоносности

1	Рудно-геологические	Наличие локально сконцентрированных месторождений, рудопроявлений, рудных точек, увязанных в полосы, трассирующиеся поперек складчатого пояса
2	Минералогические	Присутствие зон измененных пород, метасоматитов, кварцевых жил, шлиховых ореолов
3	Геохимические	Наличие ореолов рассеяния Au и сопутствующих элементов
4	Геофизические	Аномалии по различным методам, фиксирующие гидротермальные изменения в зонах разломов

Необходимо отметить еще одну важную особенность происходящих процессов – по зоне detachment, а также по поперечным разломам фундамента может происходить поступление какого-то количества мантийных флюидов и смещение их с выделившимися при динамотермальном метаморфизме гидротермами. Активная роль коро-во-мантийного взаимодействия при формировании орогенных месторождений золота находит отражение в минеральном составе руд и их геохимическом спектре, что отмечалось Н.А. Горячевым (2014). Именно этим можно объяснить появление гибридных ассоциаций, например, минерализации Sb и Hg на некоторых золоторудных объектах (Бортников и др., 2010).

ВЫДЕЛЕНИЕ ТРАСС ПАЛЕОФЛЮИДОПОТОКОВ

Обоснование рудоподводящей роли detachment и поперечных разломов фундамента имеет большое значение, т.к. появляется возможность выделять трассы палеофлюидопотоков, рудный потенциал которых мог реализоваться в пределах зоны влияния продольных региональных сдвиговых нарушений при достижении благоприятных термодинамических условий. В таком случае, *трасса палеофлюидопотока – проекция на горизонтальную плоскость наиболее вероятного пути перемещения струй выделившихся флюидов от зоны их генерации до зоны рудоотложения и проводится через наиболее крупные скопления руды*. Рассмотрим вариант выделения трасс палеофлюидопотоков вдоль пологого detachment, на примере Центрально-Колымского сегмента Верхояно-Колымской складчатой области.

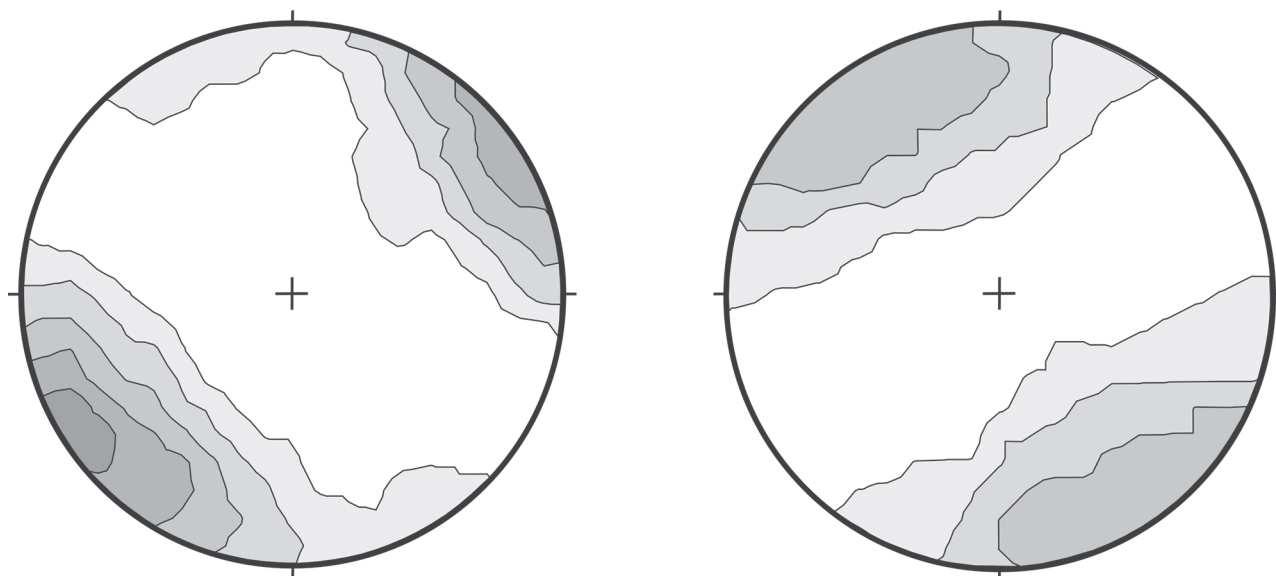
На дневной поверхности эти трассы выражаются полосами повышенной рудоносности, включающими практически все разномасштабные проявления оруденения. Выделение этих полос проводится по ряду признаков: рудно-геологических, минералогических, геохимических, геофизических и т.д., в масштабе 1 : 500000–1 : 200000 (табл. 1).

На описываемой площади учтено 270 проявлений золота различного масштаба (Стружков и др., 2006ф.), от уникальных и крупных месторождений, до проявлений одиночных золотоносных

жил. Рудная минерализация в них образует либо самостоятельные тела в терригенной толще, либо проявлена в виде измененных и затронутых прожилкованием даек. При решении задачи трассирования палеофлюидопотоков могут помочь ориентировки проявлений рудной минерализации – тел, жил, залежей, которые часто бывают унаследованы от направлений рудоподводящих глубинных структур, либо указывают на их оперяющие элементы. Северо-западная ориентировка характерна для 120 проявлений (т.е. 44.4%), в т.ч. 69 замеров вынесены на диаграмму (фиг. 4а). Северо-восточную ориентировку рудных тел имеют 40 объектов (т.е. 14.8%), в т.ч. 14 вынесены на диаграмму (фиг. 4б). Также отметим, что, несмотря на связь рудных проявлений с главными разломами, контуры рудно-россыпных узлов часто им не конформны, и иногда вытянуты поперек их простирания (фиг. 1). Вероятно, преобладающая северо-западная ориентировка минерализации унаследована от коллизионно-транспрессионных сдвиго-взбросов, пересекающих всю площадь – Тенькинского, Чай-Юрьинского, Дебинского и Дарпирского разломов.

Северо-восточные ориентировки, как предполагается В.Ю. Фридовским и др. (2017) для Адыча-Тарынской минерагенической зоны, могут отражать направления поперечных разломов в глубоководном фундаменте. Также в регионе на золоторудных проявлениях известна минерализация сурьмы и ртути, что свидетельствует о глубинности их источников. Как выше отмечено, эти разломы могли обеспечивать неоднородности в строении поверхности detachment, более благоприятные для перемещения палеофлюидопотоков.

По набору критериев на схеме рудоносности (фиг. 5) с вынесенными золотыми проявлениями разного масштаба ограничиваются площади, вытянутые поперек генерализованного простирания региональных сдвигов коллизионного этапа, т.е. в соответствии с предполагаемым направлением миграции гидротерм. Здесь уже учитываются северо-восточные ориентировки части золотых проявлений. Эти площади первоначально выделяются в участках локально сконцентрированных месторождений, рудопроявлений, рудных точек (рудно-геологические критерии). Далее границы таких



Фиг. 4. Ориентировки рудных тел, жил и залежей: сводная (а) и северо-восточных (б).

площадей интерполируются и трассируются на менее рудоносные территории. Значительную помощь при этом могут оказать откартированные зоны измененных пород, метасоматитов, кварцевых жил (минералогические критерии), а также геохимические ореолы рассеяния Au и элементов-спутников (геохимические критерии).

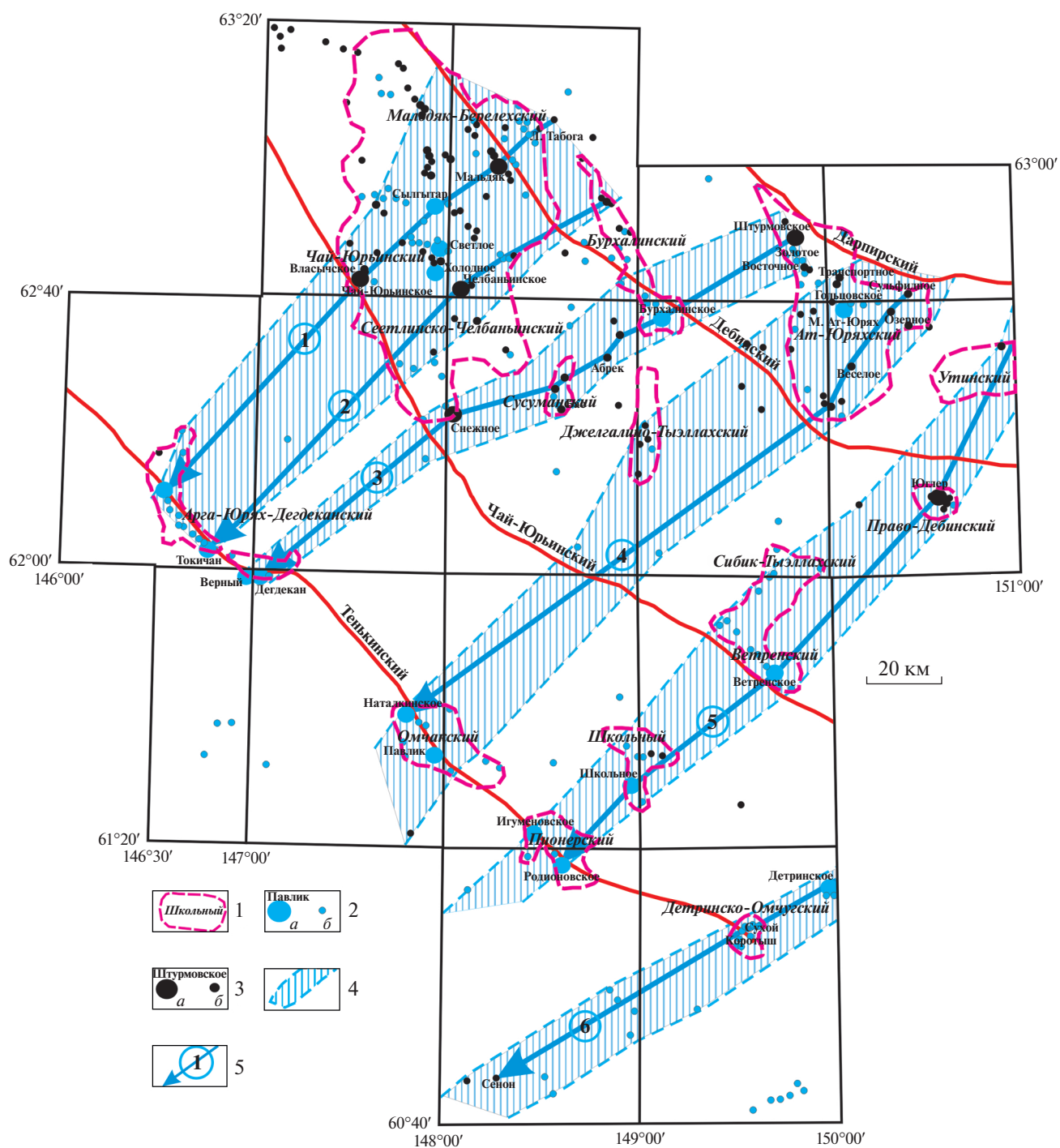
Примечательным является выделение В.Г. Шахтыровым (2009) на схеме металлогенического районирования золотоносности Верхояно-Колымского района продольных рудоконтролирующих зон кинематически левосторонних (постскладчатых) и поперечных рудоконтролирующих зон кинематически правосторонних (соскладчатых). Эти поперечные зоны имеют северо-восточные и близширотные ориентировки, и их положение очень близко к выделенным нами трассам палеофлюидопотоков, хотя и не всегда включают в себя золотые проявления.

Таким образом, выделено 5 полос различной ширины (от 8 до 35 км), пересекающих Центрально-Колымский регион в северо-восточном направлении и включающих в себя подавляющее большинство золоторудных объектов (фиг. 5). Они располагаются с определенным “шагом”, что наводит на мысль о ритмичности проявления ослабленных и достаточно пронизаемых для гидротерм участков северо-восточной ориентировки вдоль зоны детачмента. Косвенным подтверждением унаследования этих ослабленных зон от более ранних разломов фундамента, является присутствие в их пределах минерализации сурьмы и ртути.

Северная полоса самая широкая (табл. 2) и включает две сближенные трассы с Арга-Юряхским, Чай-Юрьинским, Светлинско-Челбаньинским и

Мальдяк-Берелехским РРУ, суммарным потенциалом (сумма добытого россыпного и коренного золота) по данным С.Ф. Стружкова с соавторами (2009) около 994 т. Следующая полоса включает месторождения Дегдекан, Снежное, Сусуманский и Бурхалинский РРУ, месторождение Штурмовское, с суммарным потенциалом порядка 152 т. Затем полоса, включающая Омчакский, Джелгалино-Тыэллахский и Ат-Юряхский РРУ с потенциалом 754 т, без учета месторождений Наталка и Павлик, с разведанными запасами более 1680 т (суммарно) (Госдоклад..., 2019). Полоса, включающая Пионерский, Школьный, Ветренский, Сибик-Тыэллахский, Право-Дебинский и Утинский РРУ, оценивается в 250 т. И самая юго-восточная полоса включает Детринско-Омчугский РРУ с потенциалом 22 т. Разброс значений потенциала полос рудоносности составляет от 22 т до 772 т. Ясно, что с учетом ресурсов, которые предложены для некоторых рудопроявлений, эти цифры могут быть значительно больше и достигать 2400–2500 т золота.

При анализе изменения рудного потенциала вдоль выделенных полос отмечается порой аномальная рудоносность (до ураганных содержаний) в “корневых” РРУ (например Мальдяк-Берелехском и т.д.), но небольшие масштабы проявлений. Наоборот, наиболее удаленные РРУ (Омчакский) часто имеют наибольший масштаб золотой минерализации, но сравнительно низкие содержания. В связи с этим можно предположить, что продуктивность отдельных сегментов полос рудоносности может определяться, с одной стороны, степенью нарушения (развитие оперяющих нарушений) зон влияния верхней части основных коллизионных сдвиговых зон, а с другой – изменением кон-



Фиг. 5. Полосы рудоносности и трассы палеофлюидопотоков вдоль детачмента. 1 – рудно-россыпные узлы; 2–3 – золото-сульфидно-кварцевые проявления: 2 – жильные месторождения и крупные рудопроявления (а), мелкие рудопроявления (б); 3 – жилы и прожилки в дайках – месторождения и крупные рудопроявления (а), мелкие рудопроявления (б); 4 – полосы рудоносности; 5 – трассы палеофлюидопотоков и их номера.

центрации рудных компонентов в гидротермах. Исходя из этих посылов, становятся понятными большая ширина полос рудоносности, с развитием многочисленных небольших проявлений в их “корневой” части (наиболее тектонизированная часть складчатого пояса) и сравнительно неболь-

шое число компактно расположенных достаточно крупных месторождений в наиболее удаленной и узкой части.

Несмотря на явную приуроченность значительной части РРУ к главным коллизионным взбросо-сдвигам (фиг. 5), наиболее крупные месторожде-

Таблица 2. Параметры полос рудоносности Центрально-Колымского региона

№№ п/п	Ширина, км	Протяженность, км	Рудно-россыпные узлы	Суммарная рудоносность, тонн (по Стружкову и др., 2009)*	Основные объекты
1	20–35	145	Мальдяк-Берелехский; Чай-Юрьинский; Арга-Юряхский	772	Буровое, Мальдяк, Чай-Юрья, Ковбой
2	10–20	145	Светлинско-Челбаньинский; Арга-Юряхский	222	Светлое, Челбаньинское, Токичанское
3	8–20	175	Ат-Юряхский; Бурхалинский; Сусуманский; Дегдеканский	152	Штурмовское, Бурхалинское, Обрывистый, Дегдекан
4	20–32	200	Ат-Юряхский; Джелгалино-Тыэллахский; Омчакский	754**	Ат-Юрях, Наталкинское, Павлик
5	18–26	200	Утинский; Право-Дебинский; Сибик-Тыэллахский; Ветренский; Школьный; Пионерский	250	Утинское, Юглер, Ветренское, Школьное, Игуменовское, Родионовское
6	14–16	120	Детринско-Омчугский	22	Детринское, Сухой, Коротыш, Сенон

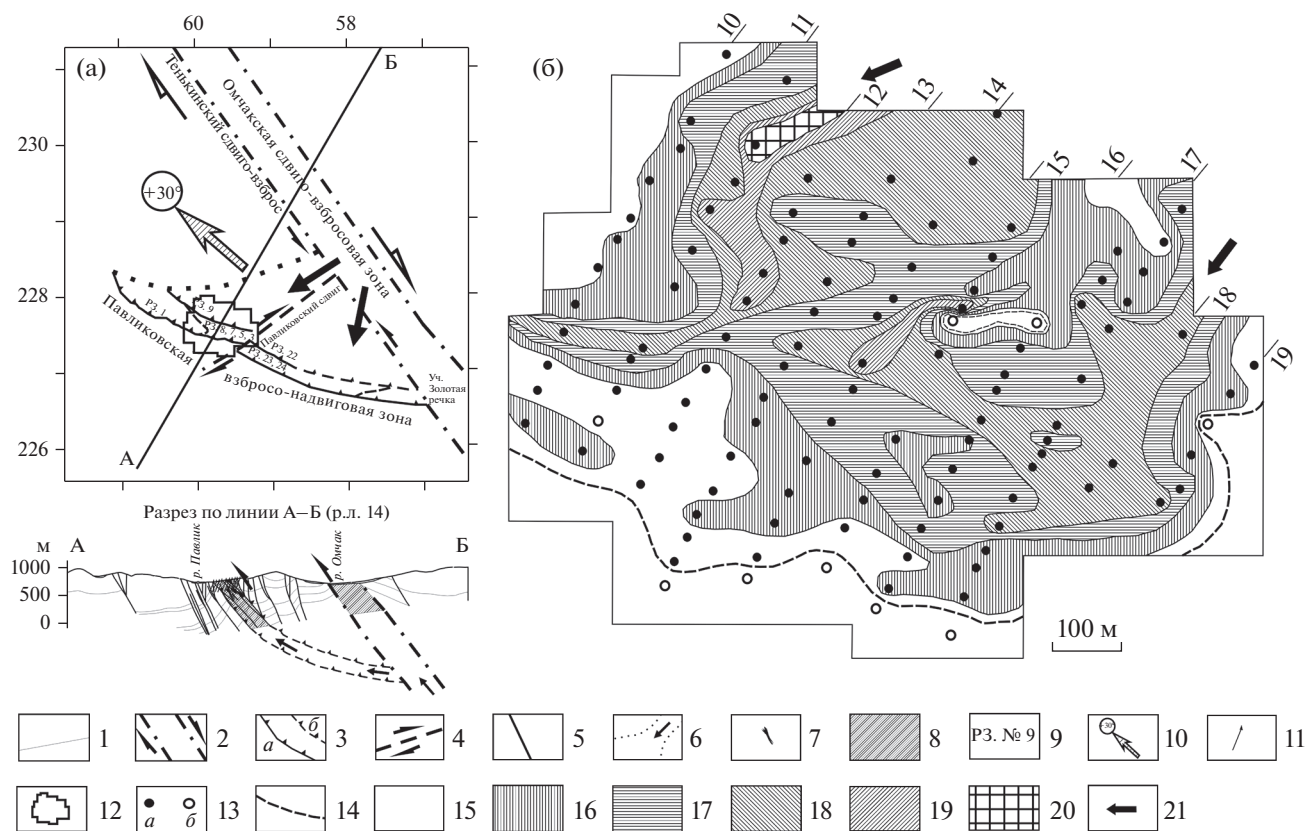
Примечание. * Суммарная добыча из россыпных и коренных источников. ** Без учета запасов месторождений Наталка – 1500 т и Павлик – 180 т (Госдоклад..., 2019).

ния золота располагаются на удалении от них и либо в лежащем, либо в висячем боках этих нарушений. Эти рудоносные структурные позиции изучены на примере месторождения Павлик (Савчук и др., 2018). Рудные зоны, приуроченные к лежащему боку Тенькинского глубинного разлома (Омчакский сдвиг-взрос), локализируются в оперяющей его Павликовской взбросо-надвиговой зоне (фиг. 6а) и представляют собой сочетание жил, прожилков, зон метасоматического и брекчиевидного окварцевания, связанных разнообразными взаимопереходами.

Выделяются два типа тектонических нарушений: первый – это серии надвиговых зон, выраженных углеродистыми милонитами (фиг. 3а, б) и имеющими мощность от первых метров до 10 м и более, а второй – это зоны объемной интенсивной трещиноватости, смятия и дробления, мощностью до 10 и более метров, с развитием мелких кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Оба типа тектонических нарушений развиваются взаимосвязано и, как правило, надвиговые зоны – осевые, окаймляют нарушенные блоки, а дробление развито в междвиговом пространстве (фиг. 3в). Такие особенности обусловили пологий, погружающийся на северо-восток под углами 40°–45°, рудный штокверк (фиг. 3г).

Для выявления предполагаемых трасс палеофлюидопотоков на месторождении Павлик (Савчук и др., 2018) проведена статистическая обработка данных опробования керна разведочных скважин на наиболее изученных профилях 10–30 (фиг. 6б). Мощности рудных интервалов умножались на среднее содержание и суммировались по каждой скважине. Полученные суммы линейной продуктивности выносились на план и отстраивались изолинии (м · г/т). Выделенные области максимальных значений вытянуты по направлению трасс палеофлюидопотоков с северо-востока на юго-запад. По этим данным корневые части палеофлюидопотоков перспективны на выявление наиболее мощной и интенсивной минерализации, что может служить дополнительным обоснованием при определении направления первоочередных геологоразведочных работ.

Итогом прогнозно-металлогенических построений должно быть выделение перспективных площадей, соответствующих по параметрам рудному полю или рудному узлу. В предлагаемом варианте, в зависимости от масштаба построений, варьируются рудоконтролирующие элементы конкретных структур (табл. 3).



Фиг. 6. Структурно-кинематическая модель и разрез месторождения Павлик (а) и схема положения и ориентировки палеофлюидопотоков (проекция на горизонтальную плоскость) по данным опробования разведочных скважин (б). 1 – литологические и стратиграфические границы на разрезе; 2 – правосдвиговые перемещения по Омчакской сдвиго-взбросовой зоне (дорудный этап); 3 – Павликовская взбросо-надвиговая зона прослеженная (а) и предполагаемая (б); 4 – правосдвиговые перемещения по Павликовскому сдвигу; 5 – разломы на разрезе; 6 – направление миграции рудоносных гидротерм и ореол их влияния – площадь, перспективная на “слепое” и глубокозалегающее оруденение; 7 – рудные тела на разрезе; 8 – метасоматиты карбонат-кварцевые штокверкового типа на разрезе; 9 – рудные залежи и их номера; 10 – направление перемещения блока, ограниченного Павликовской взбросо-надвиговой зоной в левосдвиговый этап рудоотложения; 11 – скважины разведочной линии 14 на разрезе; 12 – контур схемы (б); 13–21 – на схеме: 13 – скважины пробуренные по разведочным линиям (номера сверху): с рудными интервалами (а) и безрудные (б), 14 – граница распространения рудной минерализации в скважинах; 15–20 – площади развития различных значений интенсивности оруденения (суммированные м · г/т по скважинам): 15 – 1–9 м · г/т, 16 – 10–49 м · г/т, 17 – 50–99 м · г/т, 18 – 100–199 м · г/т, 19 – 200–299 м · г/т, 20 – 300 и >300 м · г/т; 21 – предполагаемое направление миграции рудоносных гидротерм – палеофлюидопотоков.

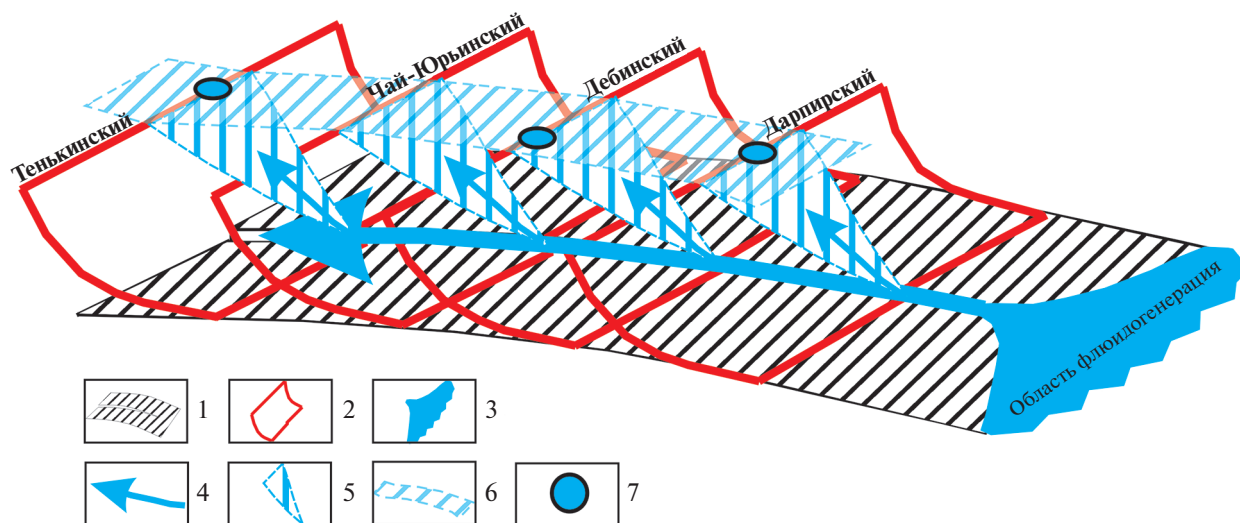
ВЫВОДЫ

Центрально-Колымский регион – наиболее рудоносный в Верхояно-Колымском складчатом поясе. Здесь проявлен широкий спектр магма-

тических, структурно-метаморфических и рудных образований. Сравнительно высокая степень изученности позволяет считать его эталонным и на этой основе разрабатывать наиболее обоснован-

Таблица 3. Объекты прогноза

Масштаб работ	Прогнозируемые объекты	Рудоконтроль
1 : 500000–1 : 200000	Полосы рудоносности	Главные трассы палеофлюидопотоков
1 : 50000	Рудное поле, рудный узел	Пересечение полосы рудоносности с зонами коллизионных разломов
1 : 25000–1 : 10000	Позиция месторождения	Ориентировка серии оперяющих нарушений
1 : 5000–1 : 500	Положение рудных тел	Оперяющие структурные элементы и ориентировка локальных флюидопотоков



Фиг. 7. Модель образования орогенных месторождений в коллизионных сдвиговых зонах складчато-надвиговых поясов. 1 – поверхность зоны глубинного срыва – детачмента и осложняющий северо-восточный разлом фундамента; 2 – коллизионные сдвиговые зоны; 3 – область флюидогенерации; 4 – трасса палеофлюидопотока и направление перемещения подвижной фазы вдоль осложнения детачмента; 5 – поднятие гидротерм вдоль коллизионных сдвиговых зон; 6 – полоса рудоносности; 7 – позиция месторождений в оперяющих нарушениях коллизионных сдвиговых зон.

ные и новые варианты при прогнозно-металлогенических построениях в мезозой-кайнозойских складчатых областях. В этом регионе образование основных рудных скоплений на месторождениях происходит значительно позже магматических проявлений, хотя часть рудных жил развивается в пределах даек и вблизи них. Такая позиция оруденения инициировала создание генетических моделей рудообразования в межконтинентальных складчато-надвиговых поясах, базирующихся на коллизионном сценарии закрытия палеобассейна, когда при метаморфизме погруженных блоков пород, достигающем до анатексиса, выделившиеся флюиды выщелачивали рудные элементы (золото) и, поднимаясь по нарушенным зонам вверх, создавали рудные концентрации. Но эта модель не объясняла размещение наиболее крупных скоплений руды на значительном удалении от коллизионной зоны, запаздывание на 10–25 млн лет рудоотложения от магматизма и отсутствие связи с конкретными интрузивными массивами.

Сделана попытка преодолеть этот ряд необъяснимых фактов путем включения в генетическую модель, в качестве основной структуры, детачмента, по которому происходило перемещение надвиговых покровов в пределы континентальной окраины. Эта тектоническая зона развита под всем складчато-надвиговым поясом и осложнена поперечными разломами фундамента. Вдоль поверхности детачмента, по этим осложнениям, происходило перемещение рудоносных гидротерм.

Обосновывается возможность прорыва высокотемпературных рудоносных гидротерм из нижележащих участков и затем их миграции в термогради-

ентном поле зоны детачмента в виде отдельных струй – палеофлюидопотоков и рудоотложение в системах широко развитых коллизионных тектонических нарушений. Таким образом, в представленной модели (фиг. 7) детачмент выступает в качестве основной флюидоконцентрирующей и дренирующей структуры, коллизионные сдвиго-взбросы здесь выступают в качестве рудоподводящих, а оперяющие их нарушения – рудовмещающих (Савчук и др., 2018).

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН “Металлогения вулканогенных и складчатых орогенных поясов. Минеральные системы месторождений стратегических видов сырья. Сравнение российских и мировых примеров”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Ленинград: Недра, 1987. 247 с.
- Акинин В.В., Альшевский А.В., Гельман М.Л. Гранитоидный магматизм Яно-Колымской золотоносной провинции: изотопно-геохронологические данные и соотношение с орудением // Граниты и процессы рудообразования: Всерос. конф. памяти акад. В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2011. С. 12–13.
- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В.* Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпitherмальных антимонитовых руд // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Томсон И.Н., Алексеев В.Ю.* Зоны тонкорасеянной сульфидной минерализации Северо-Востока России – эффективные источники вещества рудных месторождений // К 100-летию Радкевича. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 36–51.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Савчук Ю.С., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Земскова М.И., Аристов В.В., Вольфсон А.А.* Золото-кварцевые месторождения Яно-Колымского складчатого пояса: геохимические особенности руд и флюидов, условия рудообразования // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 3. С. 3–21.
- Ворошин С.В., Ньюберри Р.Дж.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки золотого оруденения в Штурмовском рудном узле // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. : Матер. XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО “Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина” (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). Т. 2. Металлогения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2001. С. 159–162.
- Гайдай Н.К., Горячев Н.А., Хасанов И.М., Гошко Е.Ю.* Структурные особенности глубинного строения юго-востока Яно-Колымского орогенного пояса по результатам комплексных геофизических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 697–709.
- Гедько М.И.* Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геотектоника. 1998. № 2. С. 88–100.
- Гельман М.Л.* Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных петрографических провинциях Северо-Востока Азии // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. В 2-х т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. Т. 2. С. 5–79.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Горячев Н.А.* Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Горячев Н.А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
- Горячев Н.А.* благороднометалльный рудогенез и мантйно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 323–332.
- Горячев Н.А., Бердников Н.В.* Типы рудоносных гранитов юго-восточной части мезозойского северо-востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 3. С. 40–52.
- Горячев Н.А., Пальмский Б.Ф.* Плутонические серии Охотско-Колымского региона // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: матер. Всерос. конф. СПб.: СПбГУ. 2012. Т. 1. С. 174–176.
- Горячева Н.А., Соцкая О.Т., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.И., Горячева Е.М., Семышев Ф.И., Бердников Н.В., Малиновский М.А., Альшевский А.В.* О сульфидной минерализации зон крупных разломов Яно-Колымского орогенного пояса // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2020. № 1. С. 11–29.
- Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. Гл. Редактор: Киселев Е.А. М.: ФГБУ ВИМС, 2019. 426 с.
- Гошко Е.Ю., Гайдай Н.К.* Соотношение гипоцентров глубоких землетрясений и сквозькорковых разломов Иньяли-Дебинского синклинали вдоль опорного геофизического профиля 3-ДВ // В сборнике: Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. XI Международной сейсмологической школы. 2016. С. 113–116.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* О времени формирования гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса: опыт согласования геологических данных и результатов изотопного датирования (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 45–62.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Генезис гранитоидов и руд Главного Колымского золотоносного пояса: соотношение коллизионных и субдукционных процессов // Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания “Магматизм и метаморфизм в истории Земли”. Екатеринбург. 2010. Т. 1. С. 336–337.
- Миловский Г.А., Макаров В.П., Троицкий В.В., Лямин С.В., Орлякин В.Н., Шемякина Е.М., Гиль И.Г.* Применение результатов дистанционного зондирования для выявления закономерностей локализации золотого оруденения в Центральной части Аян-Юряхского антиклинария Магаданской области // Исследование Земли из космоса. 2018. № 5. С. 23–30.
- Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В., Тямисов Н.Э., Узюнокян А.А.* Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции // Руды и металлы. 2007. №5. С. 4–17.
- Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А.* Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М.: ЦНИГРИ, 1986. 192 с.
- Пальмский Б.Ф., Горячев Н.А., Акинин В.В., Голубенко И.С., Лямин С.М.* Позднемезозойские плутонические серии Охотско-Колымского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 2. С. 3–14.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна позднеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 289 с.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Белличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / Под ред. А.И. Кривцова. ЦНИГРИ, 2010. 95 с.

Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // В кн. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

Прокопьев А.В., Тронин А.В. Седиментологические и структурные особенности зоны сочленения Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинали // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 49–56.

Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы (Морфология, геометрия и кинематика). Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.

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

Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 3–17.

Русинов В.Л. Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. 2005. № 3. С. 66–79.

Савчук Ю.С., Мухин П.А. Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон) // Геотектоника. 1993. № 6. С. 63–81.

Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М. Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 77–85.

Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В. Структурно-динамические условия формирования крупных орогенных месторождений золота Центральной и Северо-Восточной Азии // Литосфера. 2021. Т. 21. № 3. С. 349–364.

Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.

Сидоров А.А., Волков А.В., Савва Н.Е. О зонах тонкой сульфидизации (Северо-Восток России) // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 84–89.

Соцкая О.Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Автореф. дис. ... к. г.-м. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2017. 23 с.

Скорняков П.И. Контактные минералы в кварцево-золоторудных жилах из бассейна ручья Игуменовского на Колыме // Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан: Сов. Колыма, 1949. Вып. 7. С. 53–58.

Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Уяндино-Ясачинская островная дуга // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. С. 265–296.

Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Уникальные золоторудные регионы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) – сопоставительный анализ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009. № 4. С. 72–81.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Петрология и рудоносность гранитоидов Главного батолитового пояса Верхояно-Колымской орогенной области // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 210–227.

Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 107 с.

Фирсов Л.В. Перекристаллизация кварца и золота в жилах Родионовского месторождения // Тр. ВНИИ-1. Сер. геол. Магадан. 1956. Вып. 11. С. 56–64.

Фирсов Л.В. Структура, морфология, минералогия и оруденение Игуменовского золоторудного месторождения // Тр. ВНИИ-1. Сер. геол. Магадан. 1958. Вып. 33. С. 191–262.

Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.

Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э. Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения центральной части Адыча-Тарынской минерагенической зоны (Северо-восток Якутии) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: матер. VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 5–7 апреля 2017 г. в 2 т. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2017. Т. 1. С. 201–208.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62–64.

Шахтыров В.Г. Верхне-Колымский золотоносный район в свете сдвиговой тектоники // Изв. Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. № 2. Вып. 35. С. 89–98.

Шахтыров В.Г. Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы. Автореф. дис. ... д. г.-м. наук. Иркутск: Иркут. Гос. техн. ун-т, 2010. 51 с.

Шкодзинский В.С. Геодинамика и металлогения / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 467–499.

Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 350 с.

Goldfarb R. J., Taylor R. D., Collins G. S., Goryachev N. A., Orlandini O. F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research 25. 2014. P. 48–102.

Fridovsky V.Y. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev. 103. 2018. P. 38–55.

- Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V.* Geodynamic emplacement setting of late jurassic dikes of the Yana–Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U–Pb Zircon Data // *Minerals*. November 2020. 27 p.
- Kempe U., Graupner T., Seltmann R., Boorder H., Dolgoplova A., Emmichoven M. Z.* The Muruntau gold deposit (Uzbekistan) – a unique ancient hydrothermal system in the Southern Tien Shan // *Geoscience Frontiers*. 2016. 7. P. 495–528.
- Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Bundtzen T.K., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Ratkin V.V., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Diggles M.F., Eremin R.A., Fujita K., Gordey S.P., Gorodinskiy M.E., Goryachev N.A., Feeney T.D., Frolov Y.F., Grantz A., Khanchuk A.I., Koch R.D., Natalin B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W.J., Plafker G., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.V., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L.* Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera: U.S. Geological Survey Open-File Report 98–136. 1998. 1 CD-ROM.
- Voroshin S.V., Newberry R.J., Layer P.W.* 40Ar/39Ar dating of Au-quartz mineralization in the Upper Kolyma Region (Magadan Oblast, Russia) // metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins: Proc. of the Interim IAGOD Conf. Vladivostok. Russia. 1–20 September, 2004. Vladivostok: Dalnauka. 2004. P. 568–571.
- Zaitcev A.I., Fridovsky V.Y., Yakovleva, K.Y., Kudrin M.V., Vernikovskaya A.E.* Composition and age of the basitic dikes of the Nastenka site of the Malo-Tarynskoe orogenic gold deposit (Verkhoyansk-Kolymafolded region. Northeast Russia) // Proceedings of the 19th International Multidisciplinary Scientific Geo Conference-SGEM, Varna, Bulgaria, 30 June–6 July 2019; Bulgarian Acad. Sci.: Varna, Bulgaria. 2019. V. 19. P. 99–108.

УДК 549(470.5)

ОТЛОЖЕНИЯ СИЛУРИЙСКИХ “ЧЕРНЫХ КУРИЛЬЩИКОВ” НА УРАЛЕ© 2022 г. **В. Г. Кориневский^а, *, Е. В. Кориневский^а, ****^аИнститут минералогии Южно-Уральского Федеративного Научного Центра Минералогии и Геоэкологии УрО РАН, Миасс, Челябинская область, 456317 Россия

*e-mail: vgkor@mineralogy.ru

**e-mail: ujoe@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.02.2021 г.

После доработки 02.10.2021 г.

Принята к публикации 09.11.2021 г.

Рассмотрено геологическое положение и минеральный состав специфичных троилитсодержащих кварцевых пород – ключевитов. Они слагают отдельные прослои среди глубоководной углеродисто-кварцевой силурийско-нижнедевонской булатовской толщи в Арамильско-Сухтелинской зоне Южного Урала. Уникальность ключевитов заключается в необычно широком наборе содержащихся в них минералов и присутствии большого количества троилита. Первоначально ключевиты представляли собой кремнеземный гель, возможно, осаждавшийся на дне водоема из горячих источников (гидротермы и “дымы” курильщиков), и рассеянных в его массе мельчайших пластинок троилита, аутигенных зерен других сульфидов, оксидов V, Ti, Fe, Cr, Zn, Mn сложного состава, редких выделений ванадийсодержащих слюд и попавших в этот гель обломков кварца и полевого шпата, отдельных зерен циркона, монацита-(Ce), ксенотима-(Y), рутила, ильменита, фторапатита, имевших терригенное происхождение. После литификации в дальнейшем эта порода подверглась интенсивному дроблению и переотложению в виде прослоев, сходных по составу и облику с кварцитами.

Ключевые слова: черные курильщики, ключевит, черносланцевые углеродисто-кремнистые породы, глубоководные осадки, ранний силур, Южный Урал

DOI: 10.31857/S0016777022040049

ВВЕДЕНИЕ

Обнаруженные на дне современных рифтовых долин в зонах спрединга дна Мирового океана многочисленные выходы горячих гидротермальных источников, в результате деятельности которых отлагаются залежи колчеданных полиметаллических рудопровялений, получили в литературе название “курильщики” (Rona et al., 1986; Лобье, 1990; Лисицын и др., 1990; Короновский, 1999; Богданов и др., 1997, 2002; Бортников и др., 2003; Бортников, Викентьев, 2005). Сформированные при этом рудные постройки и признаки действовавших при этом курильщиков обнаружены и в древних (до палеозойского возраста включительно) медноколчеданных месторождениях (Scott, 1981; Кронен, 1982; Naumon et al., 1984; Oudin, Constantnou, 1984; Зайков, 2006; Зайков и др., 1995; Масленникова, Масленников, 2007; Масленников и др., 2019). По данным перечисленных исследователей, курильщики извергают высоко-температурный (около 300 до 375°C) флюид. Выйдя за пределы рудных построек (труб), флюид резко охлаждается и приобретает мутный черный, белый или серый цвет, образуя т.н. “дым”. Разница окрасок “дымов” вызвана разным составом

взвеси, образующейся при излиянии гидротермальных растворов в окружающую воду. У черных курильщиков “дым” состоит в основном из сульфидов железа, аморфного кремнезема с примесью сульфидов Zn и Cu, а у белых – из аморфного кремнезема, ангидрита и барита.

Взвесь “дымов” рассеивается в водной толще океана и смешивается с другими осадками. Если вещество, слагающее многочисленные постройки современных и древних курильщиков, изучено достаточно подробно (Масленников и др., 2019; Масленникова, Масленников, 2007), то сведений о минералогии отложений “дымов” этих курильщиков нам в литературе не встретилось. Ниже мы сообщаем о составе силурийских кремнистых глубоководных отложений на Южном Урале, среди которых нами обнаружены прослои пород, которые, предположительно, могли бы быть отложениями древних “дымов” черных курильщиков.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В пределах развития углеродисто-кремнистой булатовской толщи нижнего силура – нижнего девона (Сначев и др., 2006) на Южном Урале (Че-



Фиг. 1. Места находок ключевитов (черные кружки) в Чебаркульском районе Челябинской области, Россия.

баркульский район Челябинской области, фиг. 1) в 1994 г. нами были обнаружены необычные по составу и текстуре кварцитовидные породы. Координаты их первой находки: $54^{\circ}43'30''$ с.ш., $60^{\circ}27'33''$ в.д. Позже они были описаны в ряде публикаций (Кориневский, Котляров, 2010; Кориневский, Кориневский, 2015). Описания аналогов этих пород со своеобразной текстурой и составом (в т.ч. содержащих много троилита) в литературе обнаружить не удалось. Мы сочли эти породы новыми и предложили называть их ключевитами – по дер. Ключевка, в окрестностях которой они были первоначально встречены. Это существенно кремнистые породы с малыми количествами других компонентов (табл. 1, ан. 21). Ими сложены отдельные прослои мощностью в десятки сантиметров (фиг. 2а, б), залегающие согласно с напластованием вмещающих углеродисто-кремнистых пород, нередко обогащенных фосфором. В породе хорошо видна полосчатая текстура и массивное строение (фиг. 2в), но в отдельных прослоях заметны признаки динамометаморфизма (плойчатость, тонкие секущие кварцевые жилки) (фиг. 2г). Вмещающие углеродисто-кремнистые сланцы содержат реликты кремневых скелетов радиолярий. В пределах развития булатовской толщи известны находки граптолитов и конодонтов раннесилурийского возраста (Сначев и др., 2006). Этим доказывается осадочное происхождение прослоев ключевитов.

Ключевиты состоят из черных изометричных зерен кварца размером 0.5–1 мм (фиг. 2д), которые отделяются друг от друга белыми и коричневыми неравнозернистыми агрегатами кварца или рыхлыми массами глинистого вещества, нередко обохренного. Черный цвет зерен кварца и

их необычный для этого минерала шелковистый блеск обусловлены присутствием в них обильных, весьма мелких и тонких (диаметром 1–14 мкм и толщиной 0.7–2 мкм) немагнитных пластинок изометричных или гексагональных очертаний (фиг. 2е). Этот минерал оказался моносulfидом железа – троилитом (FeS). Совместно с ним, но в резко подчиненном количестве присутствуют столь же мелкие зернышки железо-ванадиевых и титан-ванадиевых оксидов и обогащенных ванадием слюд, которые до наших работ на Урале были неизвестны. Довольно обычны зерна железистого сфалерита. Суммарное содержание всех этих минералов в ключевитах редко превышает 1 мас. %.

В каждом изометричном зерне кварца выделяются темное (макроскопически черное) ядро и белая кайма (фиг. 2д). Именно в этих ядрах сосредоточено основное количество пластинок троилита (фиг. 2е). Зерна кварца, в которых присутствуют включения троилита, оптически однородны. Их периферия, почти не содержащая включений, окаймляет темное ядро, насыщенное ими, и срезает торцы полос, в которые черные пластинки группируются. В пределах таких полос можно наблюдать несколько систем ориентировки непрозрачных пластинок. Нередко порода обладает брекчиевидной текстурой. Полосчатость в обломках сохраняет свою ориентировку, что говорит о незначительных величинах механических перемещений при окварцевании породы.

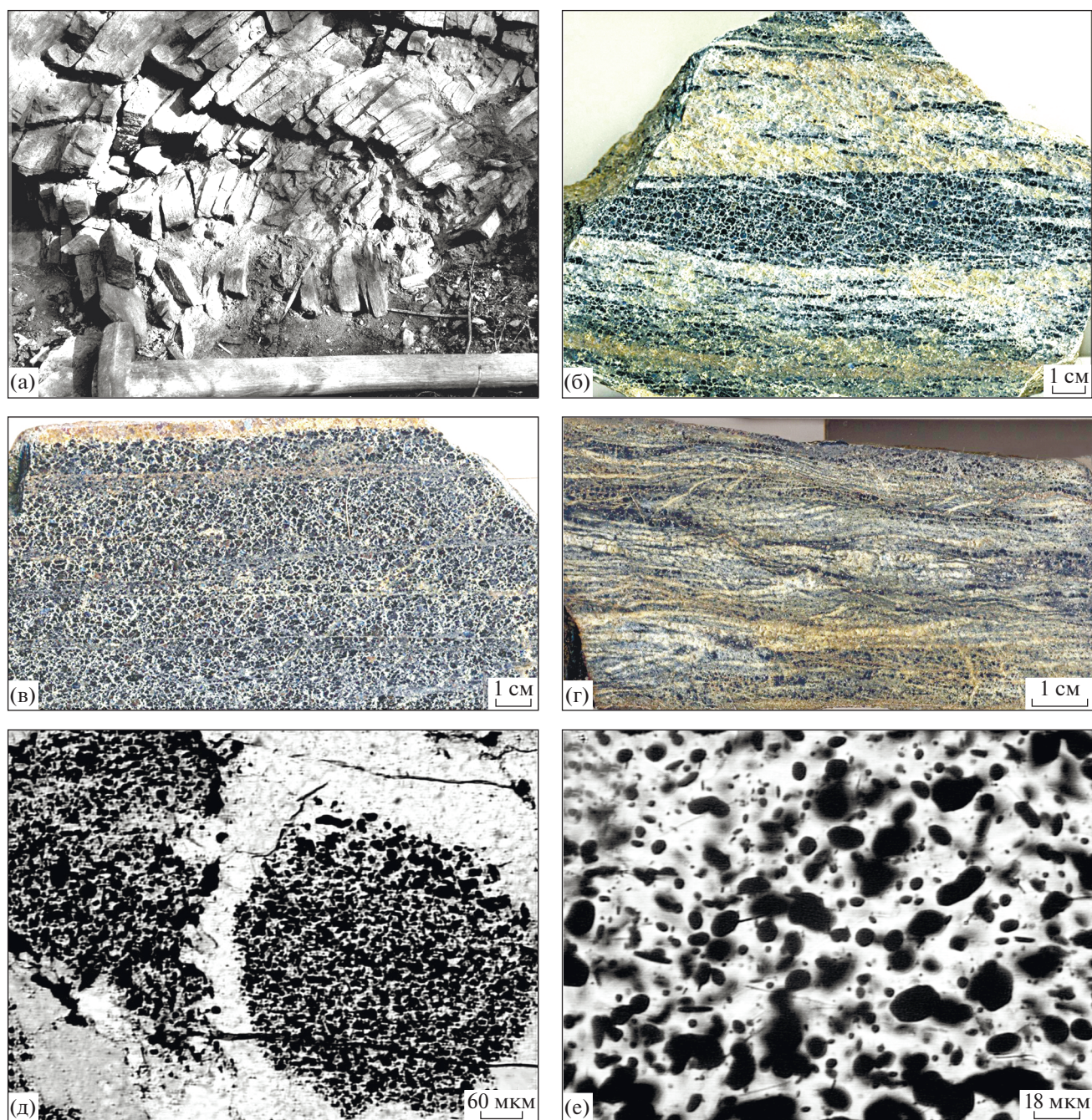
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из-за крайне малых размеров (первые микрометры или их десятки) основным методом диагностики минералов, встреченных в ключевитах,

Таблица 1. Химический состав (мас. %) ключевитов

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Проба	38-1	38-3	196-1	196-2	196-6	196-10	196-13	197-1	198	198-1	198-6	285	290-2	291	292	КЛ-1	КЛ-2-1	КЛ-3	КЛ-5	КЛ-6-8	Среднее
SiO ₂	94.06	95.89	95.30	96.02	96.10	95.89	95.80	95.25	96.18	95.48	94.73	95.03	95.68	93.75	96.27	95.18	96.13	95.80	95.20	95.58	95.46/0.70
TiO ₂	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.09	0.23	0.07	0.11	0.18	0.08	0.08	0.14	0.08/0.05
Al ₂ O ₃	1.16	0.65	1.06	1.19	0.57	0.65	0.85	1.00	0.70	0.75	0.39	0.79	0.62	0.59	0.55	1.24	0.28	1.15	0.51	0.71	0.77/0.28
Fe ₂ O ₃	0.18	0.39	0.26	0.23	0.15	0.31	0.10	0.30	0.15	0.10	0.10	0.49	0.10	0.64	0.35	0.44	0.41	0.44	0.65	0.59	0.29/0.17
FeO	0.68	0.50	0.37	0.26	0.86	0.16	0.72	0.37	0.26	0.62	0.56	1.09	0.81	1.08	0.85	0.86	1.58	1.10	1.02	1.34	0.75/0.38
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02/0.01
MgO	0.32	0.26	0.25	0.23	0.27	0.27	0.09	0.19	0.27	0.26	0.26	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.04	0.08	0.03	0.16/0.10
CaO	1.36	0.82	0.84	0.62	0.60	0.60	0.58	0.64	0.70	0.56	0.68	0.14	0.10	0.11	0.16	0.03	0.20	0.12	0.19	0.07	0.45/0.35
Na ₂ O	0.15	0.04	0.07	0.07	0.05	0.03	0.03	0.07	0.03	0.06	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04/0.03
K ₂ O	0.38	0.21	0.16	0.17	0.15	0.17	0.11	0.36	0.15	0.25	0.08	0.16	0.18	0.09	0.11	0.22	0.02	0.14	0.09	0.02	0.16/0.09
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.09	0.09	0.07	0.06	0.05	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.11	0.15	0.13	0.14	0.10/0.04
V ₂ O ₅	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	0.06	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02	0.01	0.04/0.02
П.п.п.	1.70	0.80	1.12	0.88	0.86	1.34	1.64	1.52	1.14	1.64	2.74	1.28	1.56	2.66	1.08	1.03	0.36	0.56	1.39	0.58	1.29/0.61
Сумма	100.21	99.74	99.60	99.84	99.79	99.59	100.12	99.95	99.76	99.87	99.74	99.36	99.39	99.44	99.67	99.40	99.42	99.65	99.40	99.26	99.61

Примечание. 1–20 — анализы отдельных проб, 21 — среднее по 20 пробам, в числителе — среднее содержание, в знаменателе — стандартное отклонение. Анализы классическими методами мокрой химии выполнены в химической лаборатории Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик М.Н. Маляренко.



Фиг. 2. Особенности строения ключевитов: а – прослой плитчатых ключевитов среди углеродисто-кремнистых сланцев булатовской свиты (обнажение у развалин дер. Косотурка); б – линзовидные прослой ключевитов (темное) среди углеродистых кварцитов (светлое); в – равномерно-среднезернистый плитчатый ключевит; г – пloyчатo-полосчатая текстура ключевита; д – пятнистое распределение скоплений троилита в неравномернозернистой кварцевой матрице породы; е – изометричная форма скоплений черных пластинок троилита в ядрах кварцевых зерен, разделенных мелкозернистым кварцевым агрегатом (светлое). а–г – фотографии полированных поверхностей образцов, д, е – фотографии шлифов, без анализатора.

послужили исследования под растровым электронным микроскопом РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой LZ-5 Link Systems с Si–Li-детектором (аналитик В.А Котляров, Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

Работа велась на полированных зернах, запрессованных в эпоксидную смолу, с углеродным напылением при ускоряющем напряжении 20 кВ, низком токе электронного пучка (3×10^{-10} А) и диаметре пучка 1–2 мкм.

Обработка энергодисперсионных спектров производилась с помощью программы Magallanes 2.2. Для стандартизации использовались препараты из эталонной шашки ASTM JMEX Scientific Limited MJNM 25-53, серия Mineral Mount № 01-044. Большинство элементов определялось по спектральным линиям K-серии. Стандартами для измеренных элементов послужили диоксид (Mg, Ca, Si), жадеит (Al), родонит (Mn), альбит (Na), ортоклаз (K), сфалерит (S, Zn), галенит (Pb), V_2O_3 (V), TiO_2 (Ti), Cr_2O_3 (Cr), Fe_2O_3 (Fe), Co, Ni. Для большинства элементов нижние пределы обнаружения составляли 0.2–0.3 мас. %.

Качественный спектральный анализ марганцевых прожилков в ключевитах проводился на оптико-эмиссионном спектрографе PGS-2с (аналитик Р.Т. Зайнуллина) с использованием установки дугового источника возбуждения спектра Prima, а также установки многоканальной системы регистрации спектров на основе фотоэлектронной каскады ФЭК-9 с соответствующим программным обеспечением. Пробы испарялись из кратера фанонного угольного электрода (ЕС-02, тип 2) с применением дугового разряда постоянного тока силой 10 А, время экспозиции 40 с.

В отдельных случаях для диагностики минералов использовались данные дебаеграмм и рамановские спектры. Шлифы ключевитов просматривались и фотографировались на микроскопе Axiolab. Анализы пород классическими методами “мокрой” химии выполнены в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН им. М.Н. Малярёнок. Пересчеты составов минералов на формульные количества проведены с помощью программы PetroExplorer (Кориневский, 2015). Составы однотипных минералов из разных образцов породы иногда заметно различаются, поэтому их анализы приведены отдельно для разных образцов.

МИНЕРАЛОГИЯ КЛЮЧЕВИТОВ

Текстурные особенности ключевитов (темные ядра в зернах кварца, цементирующий эти зерна разнозернистый агрегат, наличие поздних тонких прожилков) заставляют рассмотреть минералы этих одновременных составляющих породы раздельно. В результате этой работы в ключевитах установлено присутствие почти полусотни минеральных видов и разновидностей (табл. 2). Некоторые из них встречены впервые для Урала, в том числе ассоциация почти стехиометрически чистых фаялита и геденбергита в тонких прожилках среди ключевитов. Для ряда встреченных минеральных фаз не удалось найти известных аналогов.

Минералогия темных ядер кварцевых зерен

Основу изометричных зерен в ключевитах составляет кварц. Темный цвет ядрам кварцевых зе-

рен придают насыщающие их тонкие мельчайшие пластинки троилита. Выделения троилита занимают не более 1–3% объема зерен кварца, будучи приурочены к отдельным плоскостям, в пределах которых они занимают от 42 до 53% площади (подсчеты в шлифах по программе Jmiprovision.com). Большинство пластинок троилита в кварце расположено субпараллельно, слагая две–три взаимно перпендикулярных системы (фиг. 2е). Обычно преобладает одна из них, в пределах которой пластинки троилита в отраженном свете гаснут одновременно. Возможно, имеет место синтаксическое срастание троилита и кварца, одновременное их образование, о чем свидетельствуют ступеньки поверхностей синхронного роста на кристаллах троилита. В отличие от чешуек графита, присутствующих в межзерновом пространстве ключевитов, пластинки троилита не несут следов деформации, оставаясь плоскими, тогда как выделения графита часто прихотливо изогнуты.

Пластинки троилита имеют в плане округлые или гексагональные очертания (фиг. 2е). Их размер колеблется в пределах 1.1–14 мкм. В тонких шлифах породы видна сильная оптическая анизотропия минерала в поперечном срезе, тогда как в плоскости пластинки изотропны. В проходящем свете минерал непрозрачен, а в отраженном – имеет отчетливый металлический блеск и соломенно-желтый цвет.

В разных сечениях и разных пластинках микротвердость троилита колеблется в пределах от 20–30 до 260–440 кг/мм², в то время как у сходных по морфологии с троилитом пластинок графита она составляет около 10 кг/мм². По спектрам отражения троилит также весьма заметно отличается от графита (Кориневский, Кориневский, 2015). Первое определение состава троилита получил А.В. Мохов (ИГЕМ РАН). Согласно его данным, троилит представлен гексагональной модификацией и имеет почти идеальный состав (мас. %): S – 36.53, Fe – 63.08, что соответствует формуле: $Fe_{0.99}S_{1.00}$. Близкий к стехиометрическому (FeS) состав и приведенные выше физические свойства минерала соответствуют троилиту (Минералогия Урала, 1990; Чесноков, Щербакова, 1991).

Специфику ключевитов составляет также и присутствие редких ванадий-содержащих минералов (Кориневский, Котляров, 2010), до наших работ на Урале неизвестных (Юшкин и др., 1986). Их количество в породе очень невелико, и распределены они в ней неравномерно. По данным химического анализа (табл. 3, анализы 5–13), Ti–V- и Fe–V-минералы можно отнести к гидроксидам и оксидам. По морфологии и размерам зерен они практически не различаются (фиг. 3) и имеют отчетливые кристаллографические (преимущественно гексагональные) очертания. Ti–V-гид-

Таблица 2. Список минералов из ключевитов

Темные ядра изометричных зерен кварца	Межзерновой агрегат	Прожилки в ключевитах
Кварц	Кварц	Фаялит
Троилит	Каолинит	Геденбергит
Калиевый полевой шпат	Тайниолит (?)	Гётит
Анортит	Графит	Пирротин
Цоизит (?)	Биотит	
Диопсид	Мусковит	
Энстатит	Хлорит	
Паргасит	Кальцит	Анортит
Магнезиогорнблендит	Калиевый полевой шпат	Эденит
Тарамит	Альбит	Магнетит, в т.ч. Zn-содержащий
Магнетит	Альмандин-спессартин	
Пирротин	Фторапатит	Ковеллин
	Циркон	Халькопирит
Пентландит	Голландит	Малахит
Сфалерит железистый и медистый	Малахит	Литиофорит (?)
	Ильменит	Криптомелан
Пирит	Пирротин	Пирохроит (?)
Халькопирит	Халькопирит	Неизвестные гидроксиды Mn
Мусковит V-содержащий	Сфалерит	Водный алюмосиликат Mn
Биотит V-содержащий		
Циркон		
Ксенотим-(Y)		
Монацит-(Ce)		
Ильменит Mn-содержащий		
Рутил		
Фторапатит		
Бердесинскиит		
Ti–V гидроксид (тиванит?)		
Кулсонит (?)		
Спессартин-альмандин		

Примечание. Жирным шрифтом выделены новые для Урала минеральные виды и разновидности.

роксид (табл. 3, анализы 12–13) имеет значительные колебания содержаний TiO_2 , V_2O_3 , FeO, но приближается к составу тиванита. Другой существенно Ti–V-минерал в ключевитах является оксидом с довольно постоянным содержанием основных компонентов (TiO_2 , V_2O_3 , FeO) и незначительным количеством Cr_2O_3 (менее 1.4 мас. %). Состав минерала хорошо рассчитывается на формулу $(V,Fe)_2TiO_5$ (табл. 3, анализы 9–11), что близко к составу бердесинскиита из известных его местонахождений в Кении (Bernhardt et al., 1983), в Западном Прибайкалье (Конева, Суворова, 1995) и гор Прадес в Испании (Sanet et al., 2003). Во всех случаях отмечаются значительные колебания со-

держаний Cr_2O_3 в бердесинскиите. Минерал этот редкий, его находка на Урале является первой. Сложнее обстоит дело с существенно Fe–V оксидом, содержащим заметные количества MnO и ZnO (табл. 3, анализы 5–8). По составу он близок к редкому шпинелиду кулсониту $(Fe,Mn,Zn)V_2O_4$ из гор Прадес в Испании (Sanet et al., 2003).

Среди скоплений черных пластинок троилита в темных ядрах изометричных зерен нередко встречаются коричневые гексагональные выделения биотита (фиг. 3е). Привлекает внимание заметная (от 1.5 до 7.3 мас. %) примесь V_2O_3 в этом биотите (табл. 3, анализы 3–4). Значительно реже, чем биотит, в темных участках кварцевых зерен встречаются

Таблица 3. Химический состав (мас. %) V-содержащих слюдов и ванадиевых оксидов из ключевитов

Минерал	Мусковит		Биотит		Кулсонит (?)				Бердесинскиит			Тиванит (?)	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	46.48	44.46	38.67	36.93	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	1.27	0.42	1.47	1.91	1.40	1.64	1.57	1.24	37.11	32.08	36.27	32.00	32.98
Al ₂ O ₃	28.53	29.61	16.01	14.72	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0.58	—	0.84	—	2.66	3.61	9.74	0.47	—	—	0.28	—
V ₂ O ₃	3.93	6.73	7.38	6.76	53.29	52.23	51.04	45.30	50.93	59.91	48.47	47.44	48.24
FeO	2.41	0.95	8.68	9.99	38.01	38.16	35.73	34.43	11.25	7.87	14.30	9.74	8.19
MnO	—	0.01	0.59	2.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1.82	0.33	13.79	13.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0.44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	10.94	11.06	8.76	8.98	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	1.91	2.15	4.34	5.75	—	—	—	—	—
Сумма	95.38	94.15	95.73	95.39	99.63	99.81	99.82	99.40	99.76	99.86	99.04	89.46	89.41

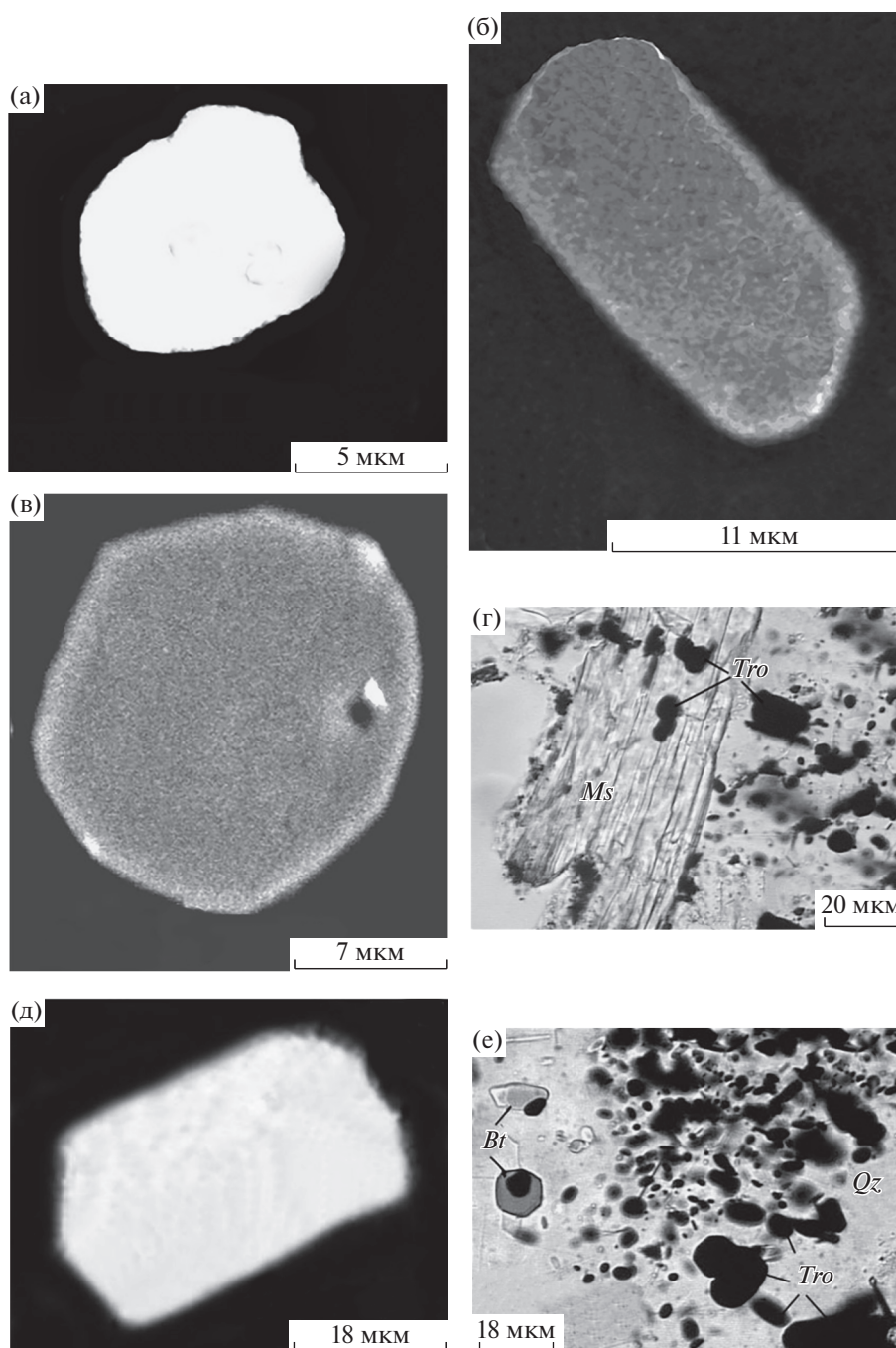
Примечание. Состав минералов определен В.А. Котляровым на сканирующем электронном микроскопе РЭММА-202 М с энергодисперсионной приставкой. As, Sb, Pb не обнаружены; прочерк — компонент не выявлен.

ся очень мелкие ксеноморфные выделения мусковита (фиг. 3г), в котором тоже обнаружена примесь (от 0.7 до 6.7 мас. %) V₂O₃ (табл. 3, анализы 1–2). В межзерновой кварцевой массе ключевитов светло-зеленые пластинки мусковита встречаются значительно чаще, и там они имеют более крупные размеры. Кроме ванадиевой разновидности, здесь обнаружены листочки мусковита, ванадия практически не содержащие. До нашей находки обогащенный ванадием мусковит на Урале был также неизвестен (Юшкин и др., 1986). Весьма редко в темных ядрах зерен кварца из ключевитов встречаются отдельные зерна анортита, более часто — кальцевого полевого шпата. В одном из образцов встречено несколько зерен, по составу приближающихся к минералам группы эпидота (цоизиту). Из тяжелой фракции протолочек ключевитов извлечены зерна темно-зеленых, почти черных амфиболов. Их размеры не превышают 0.1–0.3 мм. По химическому составу они относятся к группе кальциевых амфиболов. Среди них установлены магниогорнблендит (магнезиальная роговая обманка), паргасит и тарамит. В одном образце могут одновременно присутствовать два-три вида амфиболов. По энергодисперсионным спектрам в ключевитах было установлено присутствие диопсида и энстатита.

Сульфиды Fe, Zn, Cu, Ni присутствуют во всех образцах ключевитов в виде разобщенных кристаллических индивидов размерами в несколько микрометров (фиг. 4). Их содержание в породе не превышает нескольких долей процента. Сфалерит преимущественно представлен железистой разновидностью (марматитом), в котором содержание Fe иногда достигает 20–27 мас. %

(табл. 4, анализы 2–3). Изредка попадаются зерна марматита с высоким содержанием меди (около 13 мас. %, табл. 4, анализ 3). Еще более распространены кристаллики пирротина, в том числе, предположительно, его никелистая разновидность (Ni около 14 мас. %, табл. 4, анализы 6–7). В отличие от сфалерита, пирротин образует сростки с другими сульфидами (халькопиритом, пентландитом), которые встречаются редко (табл. 4, анализы 9, 10).

Экзотическими даже на фоне редкой вкрапленности сульфидов в ключевитах выглядят находки мельчайших зернышек обогащенного Mn ильменита, фторапатита, циркона, рутила, монацита-(Ce), ксенотима-(Y). Изометричные зерна ильменита содержат до 9 мас. % MnO, а отдельные — также немного Zn. В некоторых образцах ключевитов встречаются округлые в поперечном сечении зерна бесцветного фторапатита с почти полным отсутствием хлора. Здесь же обнаружены изометричные со сглаженными ребрами зерна монацита-(Ce), содержащие значительную примесь тория. Подобную морфологию имеют и зерна обогащенного иттербием ксенотима-(Y). Сростков с другими минералами у них не отмечено. Такая морфология зерен фторапатита, монацита и ксенотима может свидетельствовать об их терригенном происхождении. Редкими оказались и находки мельчайших кристаллов магнетита, содержащего в виде незначительной примеси лишь MnO. Кристаллы рутила отличаются друг от друга содержаниями примесей ванадия, ниобия и марганца. Это также может говорить об их терригенной природе. Более часты находки зернышек циркона. Наблюдаемые иногда идиоморфные кристаллики граната оказались принадлежащими спессартин-

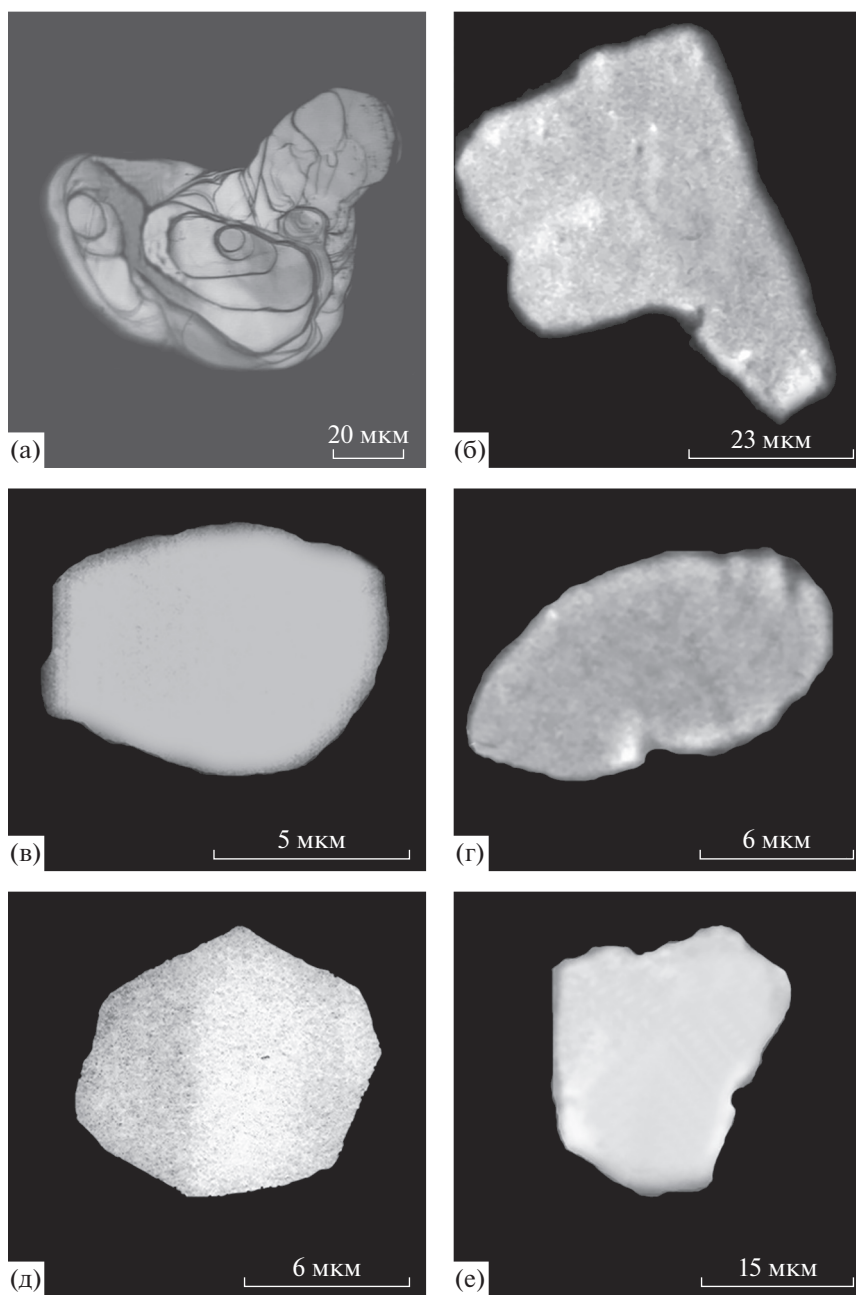


Фиг. 3. Ванадиевые минералы из ключевитов: а – бердесинскиит; б – кулсонит (?); в – тиванит (?); г – ванадийсодержащий мусковит с включениями троилита (черное, Tro); д – ванадийсодержащий биотит; е – включения изометричных пластинок ванадийсодержащего биотита (Bt) совместно с пластинками троилита (черное, Tro) в кварце (Qz); а–д – фотографии сделаны под СЭМ РЭММА-202 М в режиме отраженных электронов, г, е – фотографии шлифов, без анализатора.

альмандину с разнонаправленным изменением состава в поперечном срезе отдельных кристаллов.

Таким образом, темные ядра изометричных зерен кварца в ключевитах, помимо троилита, содержат рассеянную вкрапленность ванадиевых мине-

ралов, железистую и медистую разновидности сфалерита, пирротин, зерна фторапатита, ильменита, монацита-(Ce), ксенотима-(Y), рутила, циркона, многие из которых имеют признаки окатанности. Этот набор минералов резко отличается от тако-



Фиг. 4. Сульфиды в ключевитах: а – пластинка троилита с закругленными ребрами и хорошо заметными ступенями роста на грани пинакоида. Троилит заключен в кварце, фотография шлифа, без анализатора; б – сфалерит; в – пентландит; г – пирит; д – пирротин; е – халькопирит. б–е – фотографии сделаны под СЭМ РЭММА-202 М в режиме отраженных электронов.

вого из неравнозернистого кварцевого агрегата, цементирующего изометричные зерна кварца с темным ядром.

Минералогия межзернового агрегата

Выше отмечалось, что основная часть зерен цементирующего изометричные зерна кварца с темными ядрами в ключевитах представлена плотно

соприкасающимися по зазубренным извилистым границам разновеликими выделениями бесцветного кварца. Объем этой преимущественно кварцевой массы в разных образцах ключевитов сильно колеблется – от первых процентов до резкого преобладания в породе. В последнем случае в неравнозернистом агрегате кварца сохраняются лишь отдельные изометричные зерна с темным ядром, и порода приобретает облик обычного кварцита светлого бу-

Таблица 4. Химический состав (мас. %) сульфидов из ключевитов

Минерал	Сфалерит				Пирротин			Пирит	Халькопирит	Пентландит	Троилит
	197-1	196-3		198	38	197-1	196-3				
Проба	197-1	196-3		198	38	197-1	196-3	КЛ-6-1	196-2	196-13	38
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fe	11.11	27.13	20.19	9.74	60.88	46.64	47.77	46.66	30.80	33.72	63.08
Zn	54.82	35.47	31.57	51.38	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	13.09	—	—	—	—	—	33.58	—	—
Cd	0.91	0.51	0.64	1.01	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	0.85	14.61	14.04	—	—	33.61	—
Co	—	—	—	—	—	0.87	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	4.07	—	—	—	—	—	—
S	33.02	36.59	34.30	33.48	37.98	37.69	37.97	52.92	35.32	33.61	36.53
Сумма	99.86	99.70	99.79	99.68	99.71	99.81	99.78	99.58	99.70	100.94	99.61

Примечание. Состав минералов определен В.А. Котляровым на сканирующем электронном микроскопе РЭММА-202 М с энергодисперсионной приставкой. Cr, Mo, V, As, Sb, Pb не обнаружены; прочерк — компонент не выявлен.

ровато-серого цвета (образцы КЛ-6-1, КЛ-6-3). По морфологическим признакам (отсутствие полиэдрической структуры, сложная морфология кварцевых зерен с зазубренными границами, наличие в кварце многочисленных включений других минералов, прожилковидная форма выделений кварца в промежутках между темными зернами, неравнозернистое сложение агрегата и т.д.) эти кварциты можно отнести к метасоматическим образованиям, возникшим по первичному апоосадочному ключевитовому субстрату. По преобладанию среди аксессуариев пластинок слюд, чешуек графита, кристаллов граната и других минералов можно выделить графитовые, мусковит-биотитовые и другие разновидности этих пород. Поскольку размер зерен в них значительно больше, чем в темных ядрах кварцевых зерен, в отдельных случаях удалось отобрать минералы для получения дебаграмм, что позволило подтвердить диагностику минералов, сделанную на основе электронно-зондовых анализов. Эти минералы в данной существенно кварцевой породе встречаются в аксессуарных количествах (менее 1% объема). Они располагаются либо в межзерновых промежутках, либо слагают вроски в зернах кварца. Графит в форме довольно крупных, нередко изогнутых чешуек располагается вдоль поверхностей кварцевых зерен. Его выделения в десятки раз крупнее пластинок троилита из ядер изометричных зерен кварца.

Рыхлый мелкопластинчатый агрегат белого цвета, выполняющий промежутки между зернами тем-

ного кварца, по составу отвечает каолиниту. Каолинит, заключенный в зернах кварца, нередко представлен лучистыми сноповидными выделениями. Иногда здесь же присутствуют мелкие призмы циркона, кристаллики фторапатита. Принадлежность большинства белых скоплений глинистого минерала к каолиниту подтверждена дебаграммой (Кориневский, Котляров, 2010), однако в одном случае (образец КЛ-6-11) внешне подобный каолиниту белый мелкопластинчатый слюдястый минерал оказался, по данным дифрактограммы, близким к тайниолиту $\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$. В полированных пластинах образца КЛ-6-2 видно, что прозрачные зерна желтовато-бурого кварца в пределах полосы шириной около 4.5 см содержат многочисленные белые комочки, как бы взвешенные в кварце. На поверхность образца они выходят в виде вытравленных пустоток, иногда прямоугольного или ромбовидного сечения. Кое-где в пустотках сохраняется рыхлое снежно-белое мелкозернистое вещество. Размеры “комочков” — 0.3–1 мм. Как показала дебаграмма этого вещества, оно представлено каолинитом в смеси с кварцем. Это позволяет предположить, что мы имеем дело с псевдоморфозами по кристаллам полевого шпата.

В описываемом кварцевом агрегате нередки пластинчатые выделения слюд — светло-зеленоватого мусковита (см. фиг. 3г) и темно-коричневого биотита. Состав каждой из слюд определен электронно-зондовым методом, а диагностика подтверждена дебаграммами (Кориневский, Котляров,

2010). Характерно, что среди этих слюд встречаются как ванадиевые разновидности, так и безванадиевые. Переменное количество V_2O_5 зафиксировано и в слюдах из темных ядер кварцевых зерен. В обломке серпентинита в кварците встречены пластинки зеленовато-серого клинохлора, имеющего состав (мас. %): SiO_2 34.43, Al_2O_3 17.87, FeO 12.33, MnO 0.52, MgO 22.51, сумма 87.66. Очевидно, хлорит не принадлежит к первоначальной минеральной ассоциации ключевитов. Совместно с кварцем изредка встречаются бесцветные зерна кальцита, определяемого в шлифах по оптическим свойствам и по линиям на дебаеграмме.

Наиболее заметными аксессуориями в кварцевой матрице ключевитов являются хорошо ограниченные кристаллы малиново-красного граната, содержащие очень мелкие включения прозрачных минералов (кварца?). На их гранях видны многочисленные узкие параллельные борозды. По составу этот гранат является альмандин-спессартином. Он более марганцовистый, нежели внешне сходные с ними гранаты из темных ядер кварцевых зерен (Кориневский, Котляров, 2010). Альбит в виде зерен сложной формы также входит в состав кварцевого агрегата в ключевитах. Вместе с ним встречаются и отдельные зерна калиевого полевого шпата. Альбит содержит очень небольшую примесь минала калиевого полевого шпата, а в зернах последней доля альбитового минала меньше 6%. В протолочке существенно кварцевой мелкозернистой массы ключевитов встречены обломки изумрудно-зеленых радиально-лучистых сростков кристаллов малахита (определен по дебаеграмме). Диагностика черных блестящих кристалликов ильменита из такой протопочки также осуществлена по дебаеграмме. Состав этих зерен не изучен. Энергодисперсионные спектры встреченных здесь же кристаллов фторапатита и циркона оказались аналогичны таковым из темных ядер кварцевых зерен.

В одном из образцов (КЛ-6-1) в зерне кварца обнаружены пластинчатые вроски непрозрачного минерала. Его химический анализ в трех точках показал очень высокое содержание MnO и повышенное количество BaO (6–8 мас. %), сопоставимые количества Al_2O_3 , FeO , постоянное присутствие SiO_2 и K_2O (1.6–1.9 мас. %) при низкой сумме анализа (84–90 мас. %) (Кориневский, Котляров, 2010). При пересчете состава минерала на 8 катионов выявилось близкое его сходство с голландитом $[Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}]$. По данным энергодисперсионных спектров в неравнозернистой кварцевой массе ключевитов имеются редкие выделения очень мелких кристаллов пирротина, не содержащего примесей, а также сростки халькопирита и сфалерита.

МИНЕРАЛОГИЯ ПРОЖИЛКОВ В КЛЮЧЕВИТАХ

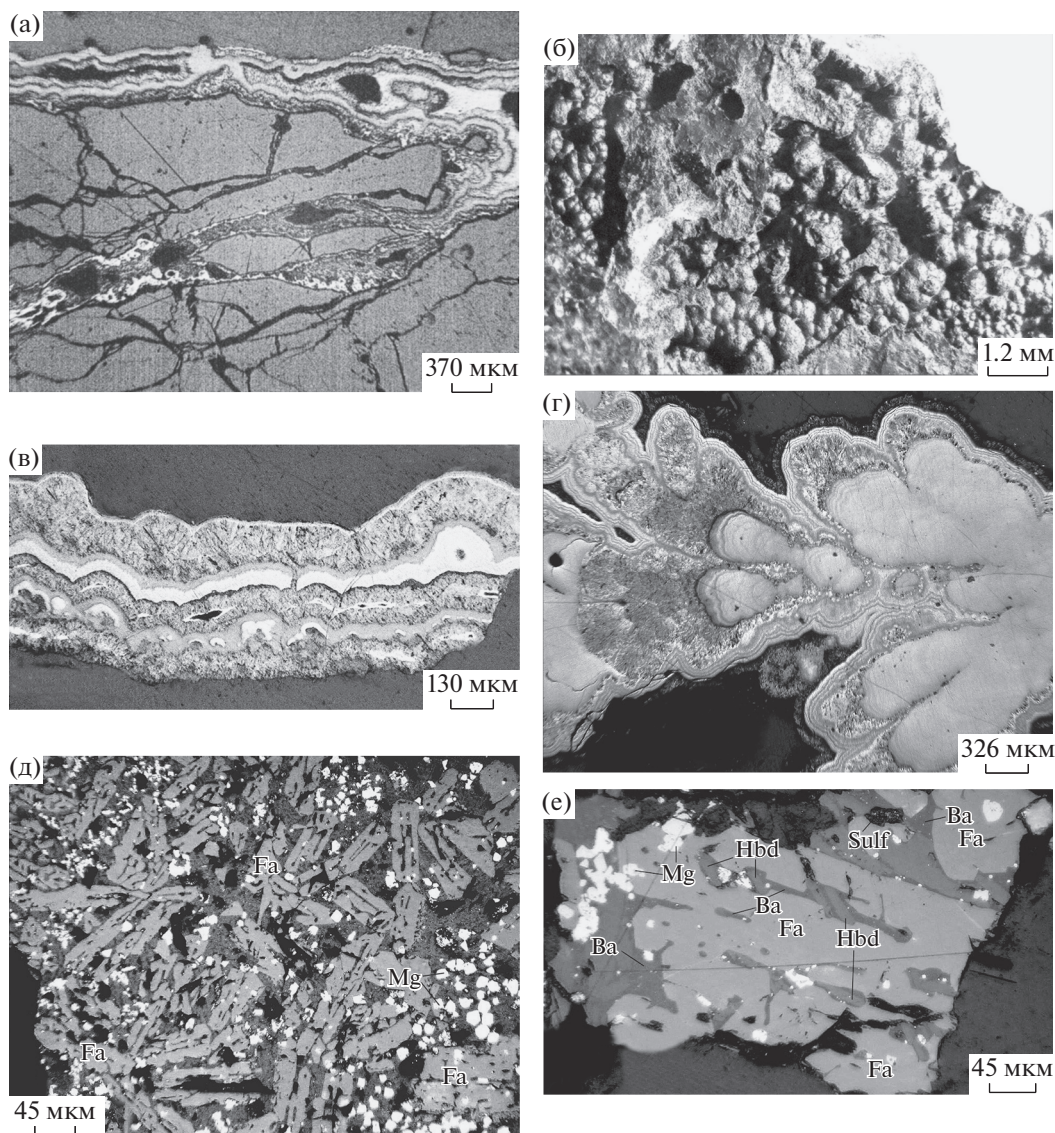
В отдельных глыбах ключевитов обнаружены тонкие (1–3 мм мощностью) прожилки марганцевых и железистых минералов. Морфология прожилков разного состава одинакова – это тонкие ветвящиеся жилки, секущие полосчатость (слоистость) ключевитов. В одном из них наблюдается необычная минеральная ассоциация, представленная фаялитом, геденбергитом, магнетитом, разнообразными сульфидами железа и меди (Кориневский, 2011б). В других прожилках преобладают гётит, гидроксиды железа и марганца и др. Отметим повсеместное присутствие в темноцветных минералах примеси Zn , а во вмещающей тонкозернистой массе породы – нередко Ba и S .

Железо-марганцевые прожилки в ключевитах

Черносланцевые толщи в настоящее время – один из самых перспективных объектов для обнаружения в них месторождений редких и благородных металлов. Карбонатсодержащие отложения этой формации также являются вмещающими для ряда марганцевых месторождений (Парнокское на Урале и др.: Прокин, Душин, 2010). Однако в более распространенных углеродисто-кремнистых отложениях черносланцевого типа, в которых карбонатно-глинистые отложения практически отсутствуют, рудопроявлений и месторождений марганца пока не выявлено. Следует привлечь внимание к поискам в этих заметно метаморфизованных породах проявлений железа, марганца, ванадия и других металлов, которые могут оказаться ценными комплексными рудами. Одним из примеров подобного рода является выявленное нами в 2010 г. железо-марганцевое проявление Косотурка в углеродисто-кремнистых сланцах и кварцитах.

Рудопроявление находится у развалин дер. Косотурка в 3 км западнее дер. Ключевка-2-я Чебаркульского района Челябинской области. Вмещающими породами для него служат силурийские графитисто-кремнистые сланцы булатовской свиты (Сначев и др., 2006), содержащие очень тонкую рассеянную вкрапленность ванадий-содержащих минералов (обогащенных ванадием разновидностей мусковита и биотита, бердесинскиита и других $Fe-Ti-V$ оксидов), пирротина и железистого сфалерита (Кориневский, Котляров, 2010).

На участке рудопроявления обнажений коренных пород очень мало. Здесь развит довольно мощный (нередко более 2 м) делювиально-почвенный слой. Старые бульдозерные каналы местами вскрывают подстилающие его коренные породы. Среди них в нескольких пунктах встречены темно-бурые с поверхности нередко пещеристые и каверзные породы преимущественно лимонит-гётитового состава, а также тонкополосчатые кварциты с послей-

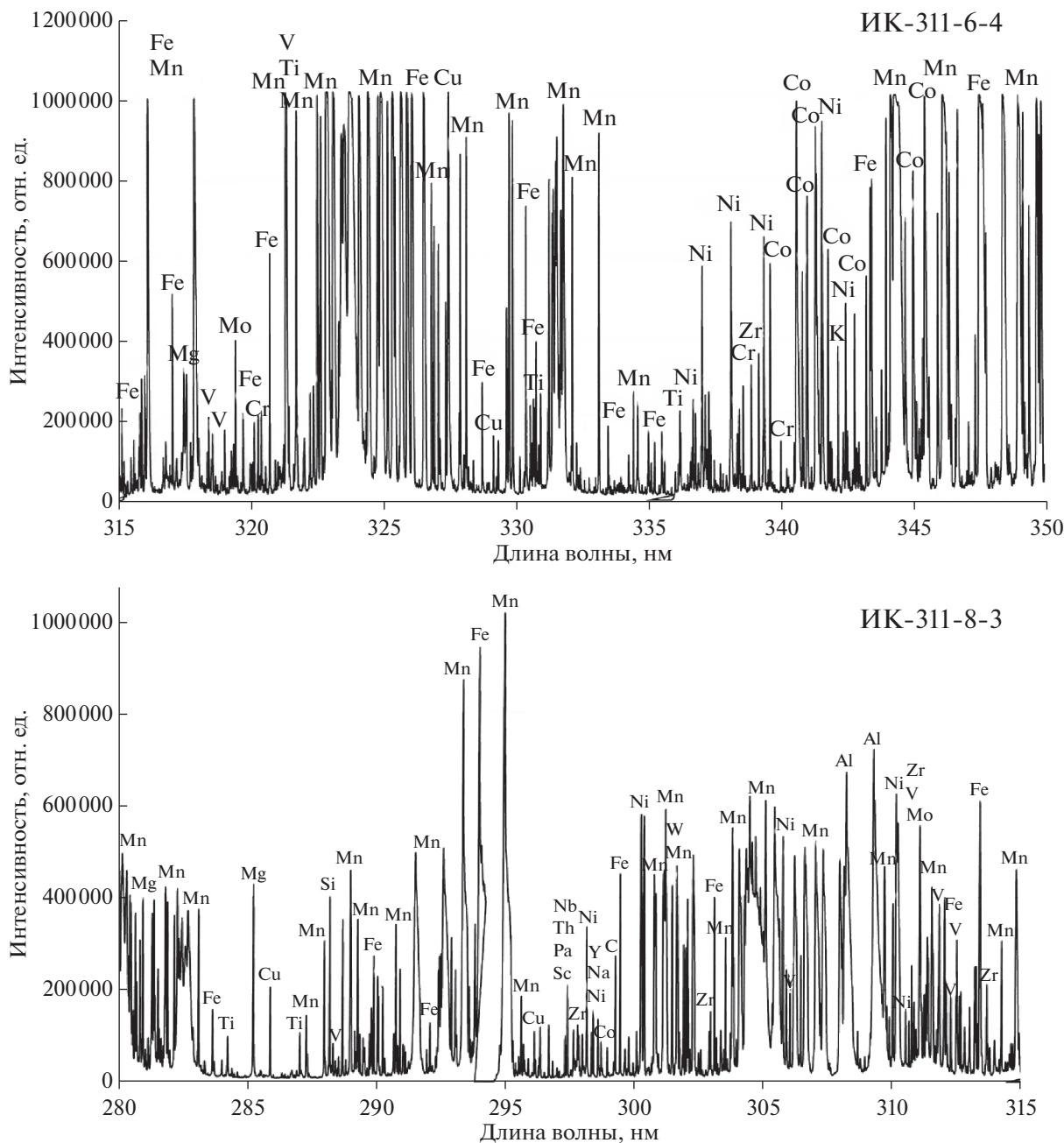


Фиг. 5. Строение минеральных агрегатов в прожилках среди ключевитов: а – ветвящиеся тонкие марганцевые прожилки; б – сферолитовое сложение марганцевых прожилков; в – полосчатое распределение минералов в марганцевом прожилке; г – лопастной характер заполнения полостей в марганцевых прожилках; д – геденбергит-фаялитовый прожилок: неориентированное расположение таблитчатых кристаллов фаялита (Fa), рассеянная вкрапленность магнетита (Mg), цементирующая серая масса – симплектиты фаялита и геденбергита (Hdb) с баритом (Ba); е – фиг. 5д: темные вроски геденбергита в кристаллах фаялита вытянуты параллельно граням призмы.

ными маломощными (1–5 мм) прожилками черного цвета. В стенках бульдозерных зачисток среди графитисто-кремнистых сланцев наблюдаются пачки мощностью до 1 м зеленовато-серых кварцитов. Их рыхлое сложение связано с присутствием окисленных гнезд и прожилков железомарганцевого состава. В более плотных образцах кварцитов минералы железа и марганца слагают секущие тонкие (1–2 мм) прожилки (фиг. 5а). В полированных образцах видно, что эти прожилки имеют симметрично-зональное строение, которое подчеркивается слоями разного минерально-

го состава (фиг. 5в). Зальбанды прослоев и жилкок сложены агрегатами сферолитового строения, которые выстилают и стенки небольших полостей в осевых частях жилкок (фиг. 5б). Внутренние части прожилков представлены чередованием слоев рудных минералов с разной отражательной способностью. Структура полиминерального агрегата рудных прожилков однозначно говорит о формировании их в открытых полостях с последовательной сменой рудоотложения от краев трещин к их середине (фиг. 5г).

К настоящему времени рентгенографическим методом удалось установить присутствие в соста-



Фиг. 6. Фрагменты спектрограмм вещества из черных прожилков в углеродисто-кремнистых породах участка Косотурка. Спектры сняты Р.Т. Зайнуллиной в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.

ве рудных прожилков минералов марганца (криптомелан, литиофорит?) и железа (гётит, магнетит) (Кориневский, 2011б). Несколько ранее (Кориневский, Котляров, 2010) в кварцитах были обнаружены прожилки с голландитом. По объему заметно преобладают минералы марганца. Гётитом сложены сферолитовые агрегаты из зальбандов прожилков, а магнетит присутствует в них в виде редких мелких зерен. Иногда наблюдались выделения малахита. Литиофорит(?) образует смоля-

но-черные с сильным стекляннным блеском тонкие секущие жилки в кварцитах.

Были получены данные спектрального анализа вещества из двух тонких секущих рудных прожилков в кварцитах. На фиг. 6 приведены наиболее информативные участки этих спектров. В одном случае (проба ИК-311-6-4) анализировался прожилок полиминерального состава, в другом (проба ИК-311-8-3) – прожилок состоял преимущественно из литиофорита(?). Результаты спек-

Таблица 5. Химический состав (мас. %) породообразующих минералов из прожилков в ключевитах

Компонент	Фаялит-геденбергитовый прожилок				Марганцевые прожилки			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	29.74	29.29	47.61	46.58	—	0.13	0.42	36.65
TiO ₂	—	—	—	0.44	—	0.30	0.71	0.09
Al ₂ O ₃	—	0.22	1.50	0.99	21.53	1.90	8.54	33.92
FeO	69.82	67.01	32.23	34.93	0.12	0.15	0.12	1.06
MnO	—	—	0.01	—	49.94	75.88	61.57	10.73
MgO	—	0.39	0.07	0.22	—	—	0.89	—
CaO	—	1.29	17.72	15.51	—	0.52	1.12	0.29
Na ₂ O	—	—	0.36	0.03	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0.11	0.06	2.70	0.80	0.16
ZnO	0.40	1.60	—	1.10	0.26	—	0.14	—
CoO	—	—	—	—	0.56	0.66	0.86	—
NiO	—	—	—	—	0.14	—	0.14	—
CuO	—	—	—	—	2.42	0.50	0.53	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0.08	0.32	—
Сумма	99.96	99.80	99.50	99.91	75.01	82.82	76.16	82.90

Примечание. 1 – фаялит из вкрапленников, 2 – фаялит из симплектитов, 3 – геденбергит из вкрапленников, 4 – геденбергит из симплектитов, 5 – литиофорит (?), 6 – пирохроит (?), 7 – гидроксид марганца, 8 – алюмосиликат марганца. Состав минералов определен В.А. Котляровым на сканирующем электронном микроскопе РЭММА-202 М с энергодисперсионной приставкой. Cr, Mo, Pb не обнаружены, прочерк – компонент не выявлен.

трального анализа перечисленных минералов говорят о преобладании в их составе Mn и Fe, присутствии в заметных количествах Cu, Ni, Co, Cr, Mg, Ti, V, Al, K, Li, т.е. тех элементов, что наблюдаются в составе железо-марганцевых конкреций и прослоев в глубоководных осадках на дне океанов (Геология океана, 1979).

Рудные прожилки в разных образцах отличаются последовательностью отложения минералов, симметричным или асимметричным их расположением (фиг. 5в). Определение химического состава минералов электронно-зондовым методом показало, что основная их масса является гидроксидами марганца с переменным содержанием MnO, которое колеблется в пределах 40–75 мас. % (табл. 5). Отметим очень низкое содержание в них FeO (0.1–2.85 мас. %), отсутствие Cr, Mo, W, Zr, а также присутствие в переменных количествах (местами значительных) Co, Ni, V, Cu, Zn. По высокому содержанию Al₂O₃ (15–23 мас. %) и умеренному – MnO (40–50 мас. %) можно предположить, что многие из зон в прожилках сложены литиофоритом (табл. 5, ан. 5) Наличие характерного для него Li подтверждается данными

спектрального и атомно-абсорбционного анализа (аналитик М.Н. Малярёнок, проба ИК-311-8, г/т): Cu 15551.3, Zn 5772.1, Pb < 5.0, Mg 0.08, Ca 0.24, Ni 7991.4, Co 2302.2, Li 1706.3, Cd < 3.0, Fe 0.11, Na 0.13, K 0.19, Ba 15073.2, Al 83554. Обращает на себя внимание необычно большое разнообразие примесей в этом минерале и весьма заметные их количества. Минерал с очень высоким содержанием MnO (72–75 мас. %), низким – Al₂O₃ и, вероятно, большим количеством воды (порядка 20–25 мас. %) мы предположительно отнесли к пирохроиту (табл. 5, ан. 6).

Для части минералов Mn, слагающих отдельные слои, мы не смогли отыскать аналогов среди известных минералов. Особо следует отметить присутствие в эндоконтактной зоне одного из прожилков (табл. 5, ан. 8) специфического высокоглиноземистого силиката марганца, вероятно, высоководного.

Фаялит-геденбергитовый прожилок

Краевая часть этого прожилка тонкозернистая. Ближе к его центральной зоне в породе по-

являются отдельные таблитчатые зерна фаялита, которые в осевой зоне слагают около 70% объема породы. Исследование минералов велось в полированных препаратах в отраженном свете (Кориневский, 2014).

Нематобластовая структура породы обусловлена большим количеством таблитчатых кристаллов фаялита, расположенных большей частью беспорядочно (фиг. 5д), участками – субпараллельно. Их длина – 0.02–0.08 мм, а в поперечнике они редко превышают 0.02 мм. Очертания зерен резкие, большей частью прямолинейные. Характерной особенностью является присутствие в кристаллах фаялита включений вмещающей их породы (сростков микровыделений геденбергита, фаялита, по-видимому, с баритом и витеритом) в виде тонких полос, расположенных параллельно граням призмы минерала-хозяина (фиг. 5е). К этим полосам-включениям приурочены и выделения идиоморфных зерен магнетита, а также короткопризматических кристаллов геденбергита. Последние имеют в поперечнике около 0.01 мм, достигая в длину 0.05 мм. Как и у фаялита, контуры кристаллов геденбергита резкие и прямолинейные (фиг. 5е).

Микровкрапленники фаялита распределены в очень тонкозернистой массе, которая макроскопически выглядит однородной, а на самом деле представляет собой симплектитовые сростки фаялита и геденбергита. Их появление, скорее всего, связано с одновременной кристаллизацией. Под растровым электронным микроскопом удалось увидеть слагающие эту тонкозернистую массу индивиды. Среди них преобладают удлиненные выделения фаялита с закругленными контурами. Промежутки сложной формы между ними заполнены геденбергитовой массой, к которой приурочены мельчайшие кристаллы магнетита и сульфидов. Их скопления образуют своеобразную муаровую структуру основной массы породы прожилка.

Многочисленные мелкие кристаллы магнетита из фаялит-геденбергитового прожилка почти не содержат примесей. Их состав колеблется в незначительных пределах (мас. %): Al_2O_3 0.47–0.85, FeO 97.49–98.61, MnO 0–0.41 (все железо рассчитано как FeO). Содержание ZnO в некоторых зернах варьирует от 0.3 до 1.6 мас. %. Магнетит представлен скоплениями зерен, занимающими 1–3% объема породы. Размеры большинства зерен находятся в пределах 0.004–0.015 мм, лишь отдельные из них достигают величины 0.08 мм. Форма зерен в поперечном срезе близка к прямоугольной. Вокруг некоторых кристаллов магнетита наблюдается ореол мирмекитового строения того же состава. Встречаются и скелетные перистые кристаллы магнетита.

Фаялит и геденбергит в качестве равновесных фаз были описаны в составе как низкотемпературных гидротермальных жил с флюоритом, феррохлоритом, магнетитом и сидеритом (Pringle, 1975), так и в парагенезисе с гриналитом, миннесотаитом и ильваитом – в гидротермально измененных при температуре 300°C существенно пирротиновых осадочных рудах морского дна (Rasmussen et al., 1998). Очевидно, эта ассоциация возникла в трещине в ключевитах при кристаллизации гидротермального рассола. *PT*-условия его кристаллизации можно приблизительно оценить по параметрам формирования вмещающих его ключевитов. Последние содержат рассеянную примесь аутигенных сульфидов железа (пирротина, пирита), меди (халькопирита), никеля (пентландита) и железистого сфалерита, который используется как геобарометр и геотермометр (Hutchison, Scott, 1986). Правда, большой разброс железистости зерен сфалерита из ключевитов (Кориневский, Котляров, 2010, табл. 12) приводит к неоднозначной оценке условий формирования пород, особенно давления. Для умеренно-железистого сфалерита (примесь FeS 15–20 мол. %) величина давления определяется в пределах 0.5–4.6 кбар, а температура соответствует 560–620°C (Hutchison, Scott, 1986; fig. 1). Используя более точный гранат-биотитовый геотермометр (Perchuk, 1990) для сосуществующих в одном образце ключевитов минералов (Кориневский, Котляров, 2010: биотит – табл. 6, ан. 1; гранат – табл. 17, ан. 5) для интервалов давлений до 4 кбар, температура их образования может быть оценена в 485–500°C. Таким образом, формирование базификатных фаялит-геденбергитовых прожилков из гидротермального рассола происходило при температуре 480–560°C (оценка давления неоднозначна), т.е. при параметрах, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации. Источником этих рассолов, скорее всего, явилась расположенная в непосредственной близости с ключевитами Ключевская гранитная интрузия.

Обзор опубликованных данных по составам фаялита и геденбергита из разных ассоциаций (Кориневский, 2014) показывает, что описанные нами минералы оказались одними из наиболее железистых среди известных в природе разновидностей этих минералов. Их характерной особенностью является повышенное содержание Zn. Это, по-видимому, связано с повышенным количеством Zn в самих ключевитах (Кориневский, Котляров, 2010). В высокожелезистых разновидностях фаялита и геденбергита из других регионов цинка практически нет, хотя экспериментально и теоретически растворимость виллемита в фаялите признается (Ericsson, Filippidis, 1986).

Таблица 6. Содержания элементов-примесей (г/т) в ключевитах

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Проба	38-1	38-3	196-1	196-2	196-6	196-10	196-13	197-1	198	198-1	198-6	285
Li	3.46	2.52	0.83	0.77	2.17	2.91	1.21	2.91	1.63	3.17	1.13	2.07
Be	0.43	0.46	0.08	0.05	0.33	0.41	0.3	0.55	0.24	0.27	0.13	0.31
Sc	3.08	1.66	1.08	1.04	1.44	1.66	1.51	1.81	2.62	2.01	0.89	1.82
V	263	198	9.82	10.1	180	239	117	341	203	235	157	206
Cr	40	34	12.1	25.4	69.5	45.6	37	67.5	15.8	36	23.5	127
Co	1.7	1.55	0.71	1.09	1.05	0.73	0.91	3.95	0.5	0.94	1.72	2.37
Ni	44.2	69.7	11.7	36.3	19.5	25.7	47.7	11.5	41.5	80.3	74	43.6
Cu	21.5	10	12.5	16	10.5	15	15	24.5	15	10.5	12	62
Zn	79.5	76	59.5	52	68	76.5	42.5	84	75	101	95.5	45
Ge	2.31	1.9	1.81	1.91	1.91	1.77	2.02	2.25	1.73	2.03	1.69	2.44
As	6.06	5.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	2.52	1.24	0.05	4.53
Rb	48.5	29.5	29	25	32	24.5	26.5	47.5	27	36.5	11.5	7.37
Sr	11.5	1.52	3.12	3.42	12.5	7	23.5	39.5	11	4.5	10	3.5
Y	10.5	4.35	1.62	1.31	3.97	3.01	6.11	6.9	4.94	6.21	3.03	4.35
Zr	17.7	11.6	1.82	3.29	11.9	24	11.5	15.3	13.2	16.9	7.6	10.8
Nb	1.03	0.82	0.61	0.69	0.87	1.22	0.65	1.14	0.72	1.03	0.55	0.87
Mo	4.89	4.36	0.22	0.84	4.31	5.36	2.87	3.38	3.33	5.62	5.05	6.76
Cd	0.65	0.35	0.05	0.03	0.18	0.25	0.58	0.33	0.51	0.34	0.28	0.54
Sn	0.35	0.64	0.52	0.60	0.36	1.27	0.22	0.52	0.46	0.53	0.46	0.67
Sb	0.26	0.27	0.22	0.15	0.38	0.07	0.11	0.14	0.11	0.097	0.13	0.92
Ba	88	14.5	19.5	32	52.5	64	108.5	210.5	66.5	25.5	38	37.6
Hf	0.3	0.19	0.02	0.09	0.26	0.48	0.19	0.26	0.25	0.28	0.14	0.22
Ta	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.038	0.01	0.01
W	0.55	0.28	0.45	0.55	0.21	0.19	7.2	0.37	0.34	0.25	0.24	0.37
Tl	0.09	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.02	0.064	0.01	0.02
Pb	36.5	8	29	2.81	3.13	2.94	6	3.03	6.91	5.29	1.18	6.12
Bi	0.03	0.04	0.04	0.1	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.013	0.01	0.18
Th	1.22	1.25	0.79	0.86	1.38	1.89	1.1	1.37	1.34	1.57	0.77	1.27
U	2.18	3.03	0.27	0.2	2.97	2.52	2.65	1.8	2.91	3.69	1.57	4.84

Таблица 6. Окончание

№ анализа	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Проба	290-2	291	292	КЛ-1	КЛ-2	КЛ-3	КЛ-5	КЛ-6-8	Среднее
Li	2	1.03	1.42	3.64	0.6	1.28	1.16	0.54	1.82/0.99
Be	0.4	0.29	0.22	0.27	0.09	0.37	0.27	0.15	0.28/0.13
Sc	1.69	5.3	1.11	5.4	2.84	1.53	1.37	1.91	2.09/1.25
V	185	297	37.1	235	32.8	159	135	16.6	162.82/98.74
Cr	40.2	107	54.1	69.3	75.6	67.9	69.1	49	59.26/28.1
Co	1.44	2.13	1.46	2.02	3.04	3.75	1.22	1.81	1.7/0.96
Ni	9.44	81.8	15.8	83.6	13	86.1	13.8	8.68	31.54/28.58
Cu	21	39.4	20.5	15.1	123	50.1	21.1	22.9	29.5/25.42
Zn	57.4	23.7	73.3	32.1	17.3	30.6	86.6	9.17	52.21/24.54
Ge	1.87	2.03	2.31	2.53	1.61	1.99	1.87	1.85	1.99/0.25
As	4	0.74	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	1.24/2
Rb	6.12	3.01	3.79	9.32	0.8	3.44	2.32	0.72	5.77/4.57
Sr	15.9	49.8	35.1	19.5	1.12	35.8	2.61	1.74	16.22/14.994
Y	2.72	3.98	3.21	9.85	1.05	5.26	5.15	2.48	4.5/2.53
Zr	14.5	44	14.4	16.7	1.68	16.6	12	1.8	13.36/9.36
Nb	0.95	1.52	0.51	1.03	0.83	1.33	0.84	0.78	0.9/0.26
Mo	3.78	3.33	2.89	5.42	1.21	4.3	4.3	0.43	3.63/1.81
Cd	0.89	0.23	0.83	0.13	0.08	0.4	1.28	0.05	0.4/0.32
Sn	1	0.95	1.6	0.97	0.25	0.49	0.38	0.5	0.64/0.35
Sb	0.82	0.38	0.59	0.63	0.35	1.9	0.12	0.48	0.41/0.43
Ba	24.7	55.4	34.3	84.4	6.26	48.3	19.1	11.9	44.17/34.35
Hf	0.24	0.8	0.18	0.36	0.02	0.45	0.21	0.02	0.24/0.18
Ta	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.1	0.01	0.01	0.02/0.02
W	0.38	11.2	0.18	0.31	0.27	0.29	0.38	0.33	0.33/0.11
Tl	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03/0.03
Pb	6.6	10.4	4.92	17.2	2.36	6.31	2.2	2.82	5.41/3.74
Bi	0.02	0.13	0.01	0.02	0.03	0.1	0.06	0.01	0.04/0.05
Th	1.31	2.41	0.79	2.42	0.64	2.67	1.4	1.38	1.39/0.57
U	2.26	2.84	1.76	2.8	0.46	2.56	2.13	0.71	2.21/1.17

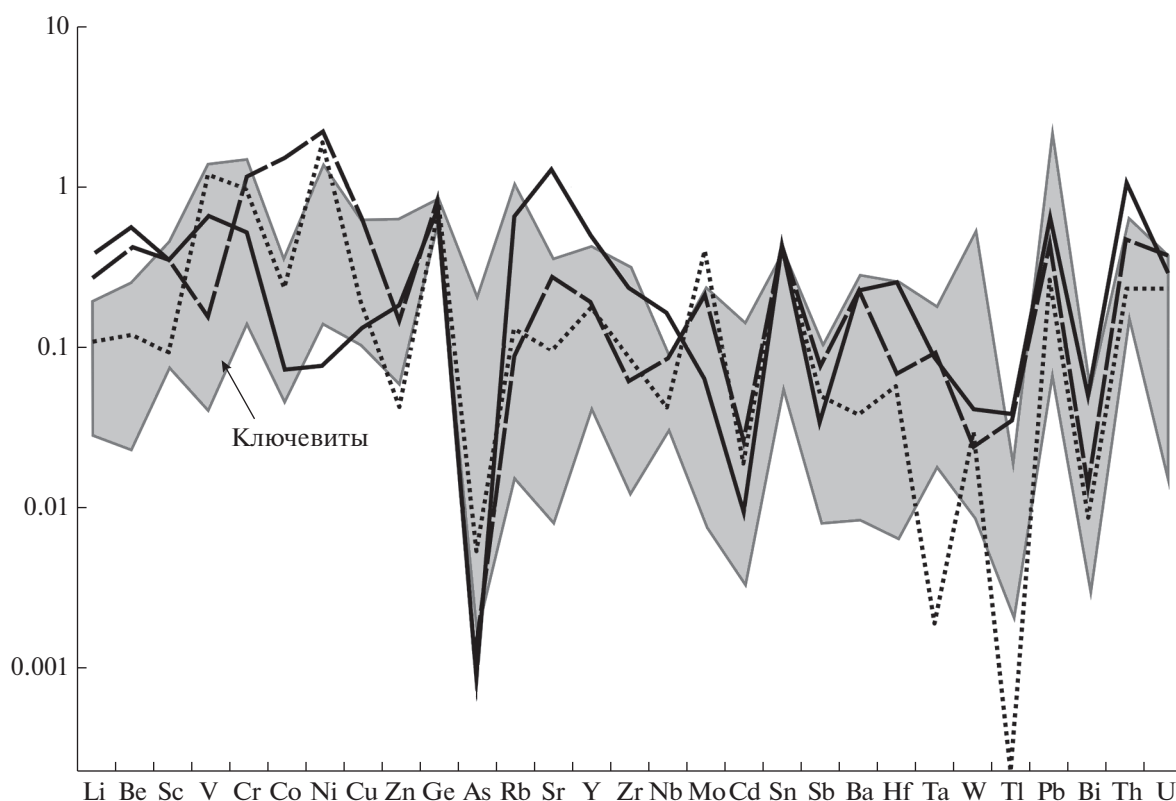
Примечание. 1–20 – анализы отдельных проб, 21 – среднее по 20 пробам, в числителе – среднее содержание (жирный шрифт), в знаменателе – стандартное отклонение. Анализы методом ICP-MS выполнены К.А. Филипповой в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс.

Малахит-гётитовые прожилки

Из протоочки другого образца ключевитов были извлечены мелкие черные с буроватым оттенком сложной формы зерна, состоящие преимущественно из гётита. Его диагностика выполнена по рамановскому спектру, который полностью аналогичен спектру гётита из базы данных на сайте <http://rguff.info.ru>. На инфракрасном спектре минерала установлено присутствие в его составе воды. Совместно с гётитом изредка встречаются радиально-лучистые мелкие зерна изумрудно-зеленого малахита.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАССЕЯННЫХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КЛЮЧЕВИТАХ

Углеродисто-кремнистые отложения булатовской толщи имеют низкие содержания $C_{орг}$ в пределах 1–5 мас. %, в среднем 2.51 мас. % (Сначев и др., 2006), что позволяет отнести их к низкоуглеродистому типу осадков (Юдович, Кетрис, 2016). По геохимическим критериям они соответствуют отложениям углеродисто-кремнистой формации черносланцевого типа. Петрогеохимические особенности углеродисто-кремнистых отложений булатовской толщи, вмещающих прослой ключевитов



Фиг. 7. Диаграмма нормированных по черным сланцам (Ketris, Yudovich, 2009) содержаний элементов-примесей в ключевитах (серое поле, по данным табл. 6) и во вмещающих их углеродисто-кремнистых сланцах булатовской толщи (черные линии, по данным табл. 7).

тов, позволили А.В. Сначеву с соавторами (2006) прийти к выводу об их отложении в глубоководном океаническом бассейне. Оценка содержаний элементов-примесей и редкоземельных элементов в ключевитах и во вмещающих их отложениях приведена в таблицах 1 и 6–9. В целях сравнения использовалось нормирование по кларкам элементов в кремнистых сланцах из черносланцевых формаций мира, приведенных в работе (Ketris, Yudovich, 2009, табл. 2).

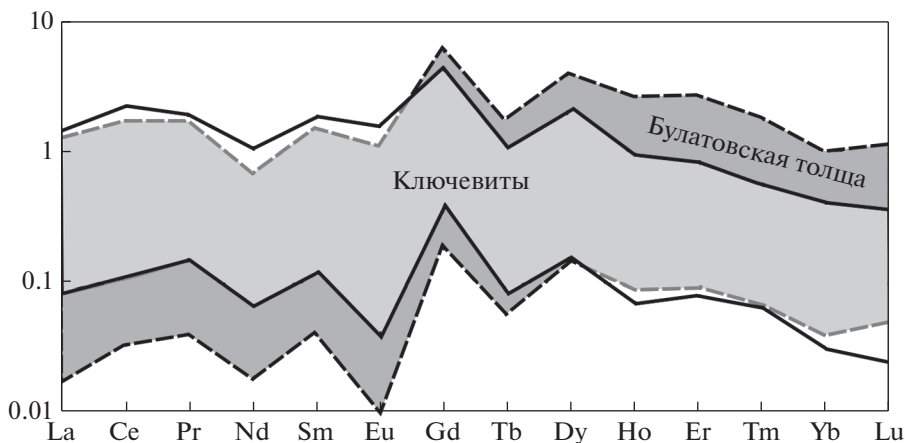
Из диаграмм распределения элементов-примесей (фиг. 7) следует, что содержания Ва, Мо, У, Р в ключевитах заметно ниже кларковых, характерных для этих элементов в черносланцевых формациях (Юдович, Кетрис, 2016). По сравнению с углеродисто-кремнистыми сланцами булатовской толщи в ключевитах больше V, Cr, Pb, W, но обычно незначительно превышают их кларковые количества. В целом же, элементы-примеси во всех породах булатовской толщи содержатся в меньшем количестве, чем в других черносланцевых толщах мира (Юдович, Кетрис, 2016). Примечательно однотипное распределение РЗЭ в ключевитах и во вмещающих их углеродисто-кремнистых сланцах булатовской толщи. В сравниваемых поро-

дах содержания РЗЭ заметно ниже их кларковых значений из черносланцевых формаций. Обращают на себя внимание повышенные по сравнению с кларками содержания Gd и Dy, резко выраженный Eu-минимум (фиг. 8). Сходство в распределении РЗЭ в ключевитах и во вмещающих сланцах может говорить об единой гидрологической обстановке их формирования.

Повышенные количества V, Cr, Pb, W в ключевитах свидетельствуют о генетическом родстве с флюидами, извлекавшими эти элементы из разнородных магматических пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По присутствию в породе разобренных зерен разнообразных минералов, несущих признаки окатанности и раскалывания (монацита, циркона, рутила, ксенотима, ильменита, апатита), по наличию химически отличающихся зерен одной минеральной разновидности, по полосчатому и слоистому текстурам ключевиты можно рассматривать как метаморфизованную в условиях эпидот-амфиболитовой фации хемогенно-осадочную породу, но не песчаник. Первоначально она



Фиг. 8. Диаграмма нормированных по черным сланцам (Ketris, Yudovich, 2009) содержаний редкоземельных элементов в ключевитах (серое поле, по данным табл. 8) и во вмещающих их углеродисто-кремнистых сланцах булатовской толщи (поле, ограниченное пунктирными линиями, по данным табл. 9).

Таблица 7. Содержания элементов-примесей (г/т) в углеродисто-кремнистых сланцах булатовской толщи

№ анализа	1	2	3
Проба	ИК-311-4	ИК-312	ИК-313
Li	5.09	2.04	7.27
Be	0.91	0.26	1.23
Sc	4.07	1.11	4.16
V	37.7	295	162
Cr	98.1	82.3	44.4
Co	16.4	2.51	0.79
Ni	137	119	4.78
Cu	64.2	18.6	12.8
Zn	22.9	6.57	29.1
Ge	2.45	1.92	2.17
As	<0.05	0.153	<0.05
Rb	4.08	6.08	29.9
Sr	38.2	13.3	178
Y	4.78	4.39	12.2
Zr	8.51	11.9	32.1
Nb	1.43	0.70	2.73
Mo	6.20	11.5	1.80
Cd	0.22	0.161	0.081
Sn	1.79	1.68	1.69
Sb	0.65	0.43	0.29
Ba	169	28.0	165
Hf	0.21	0.176	0.78
Ta	0.050	<0.002	0.047
W	0.50	0.63	0.86
Tl	0.165	<0.002	0.183
Pb	7.56	4.61	11.0
Bi	0.045	0.028	0.161
Th	1.96	0.96	4.43
U	4.92	3.01	3.92

Примечание. Анализы методом ICP-MS выполнены К.А. Филипповой в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. г. Миасс.

состояла из кремнеземного геля, возможно, осаждавшегося на дне водоема из горячих источников (“дымы курильщиков”), и рассеянных в его массе часто субпараллельных мельчайших пластинок троилита, аутигенных зерен других сульфидов (сфалерита, пирротина, пирита, халькопирита, пентландита), кристаллов оксидов V, Ti, Fe, Cr, Zn, Mn сложного состава, редких выделений ванадий-содержащих слюд, и попавших в этот гель обломков кварца и полевого шпата, отдельных зерен циркона, монацита, ксенотима, рутила, ильменита, апатита и др., имевших терригенное происхождение. После литификации в дальнейшем эта порода подверглась интенсивному дроблению. При последующих метаморфических преобразованиях обломки кварца с включениями троилита обросли светлыми каемками вторичного кварца. Переотложение кварца в виде скоплений (прослоев) среди углеродисто-кремнистых осадков привело к тому, что порода приобрела кварцитовидный облик. Уникальность ключевитов заключается в присутствии большого количества троилита и необычно широком наборе содержащихся в них аксессуарных минералов, причем некоторые из них оказались новыми для Урала. При этом образовались новые минеральные ассоциации, включающие сульфиды железа и меди, гранат, мусковит и биотит. При подводном выветривании (гальмиролизе) породы возникли скопления каолинита, заместившего зерна полевого шпата. Возникшие трещины и полости в ряде случаев были заполнены низкотемпературными гидротермальными прожилками, в том числе гидроксидов марганца (Кориневский, 2011а), по форме сходными с более высокотемпературными фаялит-геденбергитовыми жилками (Кориневский, Котляров, 2010).

Таблица 8. Содержания редкоземельных элементов (г/т) в ключевитах

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Проба	38-1	38-3	196-1	196-2	196-6	196-10	196-13	197-1	198	198-1	198-6
La	45.5	2.64	2.76	2.49	12.1	7.14	24.9	20.2	7.33	4.66	3.25
Ce	93.9	4.47	6.48	6.05	23.3	12.2	36.5	45.5	13.8	8.31	5.7
Pr	8.35	0.67	0.71	0.64	2.88	1.45	4.36	8.32	1.76	1.15	0.79
Nd	30.3	2.8	2.85	2.66	10.7	5.49	16.3	42.9	7.13	4.78	3.19
Sm	5.07	0.65	0.63	0.57	2.12	1.1	3.08	9.31	1.53	1.03	0.62
Eu	1.14	0.05	0.17	0.17	0.5	0.23	0.66	2.04	0.27	0.14	0.09
Gd	4.73	0.73	0.59	0.55	1.74	1.07	2.73	6.43	1.48	1.19	0.61
Tb	0.53	0.1	0.07	0.07	0.22	0.14	0.32	0.79	0.18	0.16	0.08
Dy	2.66	0.7	0.37	0.31	1.17	0.76	1.71	3.64	1.05	1.03	0.54
Ho	0.44	0.14	0.06	0.05	0.18	0.12	0.25	0.44	0.18	0.2	0.1
Er	1.3	0.45	0.15	0.12	0.52	0.35	0.64	1.1	0.56	0.64	0.32
Tm	0.17	0.06	0.02	0.02	0.06	0.05	0.07	0.11	0.07	0.09	0.04
Yb	1.16	0.45	0.09	0.1	0.46	0.36	0.45	0.73	0.52	0.6	0.33
Lu	0.15	0.07	0.01	0.01	0.06	0.05	0.06	0.09	0.08	0.09	0.05
ΣTR	195.4	13.98	14.96	13.81	56.01	30.51	92.03	141.6	35.94	24.07	15.71
№ анализа	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Проба	285	290-2	291	292	КЛ-1	КЛ-2-1	КЛ-3	КЛ-5	КЛ-6-8	Среднее	
La	6.08	8.6	23.2	17.4	21.6	2.91	12.5	6.73	5.40	11.62	
Ce	9.7	10.9	20.2	33.8	45.6	5.89	22.4	10.1	9.51	21.21	
Pr	1.52	1.51	5.03	3.56	5.72	0.79	3.11	1.48	1.15	2.73	
Nd	6.14	5.76	21.2	13.5	25.3	3.51	12.2	5.75	4.66	11.36	
Sm	1.33	1.19	4.01	2.43	5.94	0.71	2.38	1.08	0.86	2.36	
Eu	0.35	0.24	1.24	0.51	1.77	0.10	0.61	0.22	0.08	0.53	
Gd	1.42	1.09	2.72	2.31	5.66	0.58	1.91	1.04	0.81	1.98	
Tb	0.21	0.12	0.32	0.29	0.83	0.06	0.27	0.15	0.1	0.25	
Dy	1.15	0.63	1.34	1.4	3.96	0.29	1.32	0.83	0.47	1.27	
Ho	0.19	0.1	0.18	0.19	0.54	0.04	0.21	0.16	0.08	0.19	
Er	0.48	0.28	0.53	0.43	1.28	0.13	0.59	0.51	0.25	0.53	
Tm	0.06	0.04	0.06	0.04	0.14	0.02	0.09	0.07	0.03	0.07	
Yb	0.41	0.28	0.51	0.24	0.89	0.11	0.64	0.53	0.22	0.45	
Lu	0.05	0.04	0.08	0.02	0.12	0.02	0.08	0.08	0.03	0.07	
ΣTR	29.09	30.78	80.62	76.12	119.35	15.14	58.31	28.73	23.65	54.62	

Примечание. 1–20 – анализы отдельных проб, 21 – среднее (жирный шрифт) по 20 пробам. Анализы методом ICP-MS выполнены К.А. Филипповой в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс.

Таблица 9. Содержания редкоземельных элементов (г/т) в углеродисто-кремнистых породах булатовской толщи

№п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Nd
1	14.40	29.60	3.42	13.90	3.63	0.66	4.40	0.64	3.82	0.81	2.26	0.34	1.74	0.29	13.90
2	14.90	33.80	4.30	19.80	5.77	1.14	6.71	0.96	5.30	1.12	2.92	0.42	1.95	0.33	19.80
3	3.94	9.40	1.31	5.97	1.83	0.19	2.26	0.32	1.80	0.38	1.01	0.15	0.75	0.12	5.97
4	2.88	5.80	0.69	2.90	0.78	0.18	0.95	0.14	0.82	0.18	0.50	0.07	0.40	0.06	2.90
5	10.50	22.80	2.99	13.10	3.82	0.31	4.41	0.60	3.08	0.62	1.52	0.20	1.00	0.15	13.10
6	19.80	36.70	3.97	14.60	3.62	0.53	4.22	0.59	3.07	0.63	1.56	0.22	1.09	0.17	14.60
7	12.10	22.50	2.49	9.30	2.37	0.17	3.00	0.47	2.74	0.59	1.60	0.24	1.30	0.22	9.30
8	1.99	4.60	0.63	3.03	0.94	0.02	1.31	0.20	1.19	0.27	0.74	0.11	0.62	0.10	3.03
9	20.00	36.50	3.85	14.10	3.37	0.44	4.30	0.63	3.62	0.77	2.07	0.30	1.60	0.26	14.10
10	9.73	21.80	2.79	12.20	3.60	0.75	5.14	0.81	4.90	1.13	3.22	0.48	2.70	0.45	12.20
11	13.00	27.20	3.21	13.40	3.58	0.66	4.23	0.59	3.00	0.61	1.50	0.20	1.00	0.15	13.40
12	18.60	36.60	4.17	17.10	4.40	0.92	4.57	0.60	2.98	0.56	1.32	0.17	0.78	0.11	17.10
13	0.64	1.34	0.17	0.70	0.20	0.01	0.27	0.04	0.25	0.05	0.14	0.02	0.11	0.02	0.70
14	23.90	42.80	4.77	17.90	4.13	0.39	4.85	0.76	4.60	1.09	3.01	0.46	2.65	0.45	17.90
15	2.04	4.40	0.56	2.47	0.68	0.12	0.92	0.14	0.84	0.19	0.54	0.08	0.46	0.08	2.47
16	8.15	16.50	1.95	7.47	2.01	0.28	1.70	0.20	0.93	0.17	0.34	0.04	0.17	0.02	7.47
17	8.14	16.00	1.79	7.00	1.77	0.11	2.20	0.34	2.00	0.45	1.30	0.20	1.11	0.18	7.00
18	4.53	10.80	1.44	7.00	2.17	0.54	3.80	0.63	4.02	0.98	2.92	0.47	2.80	0.52	7.00
19	9.69	16.70	1.70	6.00	1.28	0.56	1.80	0.28	1.75	0.41	1.17	0.18	1.02	0.17	6.00
20	25.40	36.80	3.10	9.00	1.81	0.26	2.02	0.31	1.80	0.40	1.10	0.16	0.88	0.14	9.00
21	26.10	53.80	6.50	25.80	7.30	1.41	8.80	1.25	7.00	1.46	3.94	0.54	2.78	0.44	25.80
22	15.60	27.90	2.91	10.10	2.43	0.11	2.79	0.38	2.05	0.42	1.08	0.15	0.72	0.11	10.10
23	6.18	14.80	1.97	8.91	2.72	0.35	2.00	0.23	1.10	0.19	0.40	0.05	0.19	0.03	8.91
24	11.10	22.30	2.60	10.80	2.83	0.28	3.90	0.58	3.29	0.70	1.92	0.28	1.53	0.25	10.80
25	3.55	6.98	0.74	2.81	0.68	0.19	0.92	0.14	0.87	0.20	0.58	0.09	0.50	0.09	2.81
26	6.86	15.00	1.90	8.00	2.37	0.26	2.53	0.32	1.60	0.32	0.72	0.09	0.44	0.06	8.00
27	4.28	9.50	1.21	5.08	1.41	0.47	1.59	0.22	1.17	0.23	0.59	0.08	0.40	0.06	5.08
28	38.80	70.00	7.48	26.90	6.22	0.04	7.20	1.08	5.97	1.26	3.36	0.47	2.45	0.39	26.90
29	11.7	23.0	2.81	11.6	3.2	0.34	4.0	0.57	3.09	0.65	1.72	0.24	1.23	0.19	11.6
30	10.1	26.5	3.85	20.0	6.56	0.94	8.7	1.2	6.41	1.29	3.28	0.44	1.98	0.31	20.0
31	4.02	7.90	0.82	3.10	0.74	0.03	1.08	0.18	1.19	0.30	0.90	0.15	0.91	0.17	3.10
32	3.11	5.72	0.62	2.31	0.57	0.09	0.67	0.11	0.59	0.13	0.34	0.05	0.28	0.05	2.31
33	9.27	19.10	2.29	9.48	2.55	0.70	2.77	0.37	1.82	0.36	0.85	0.11	0.51	0.07	9.48
34	11.10	19.00	2.03	7.12	1.71	0.32	2.25	0.35	2.10	0.45	1.30	0.20	1.12	0.18	7.12
35	5.76	11.70	1.41	5.66	1.51	0.48	1.59	0.22	1.21	0.24	0.63	0.09	0.44	0.07	5.66
36	13.00	22.80	2.43	8.90	2.17	0.12	2.24	0.30	1.60	0.33	0.79	0.11	0.51	0.08	8.90
37	5.48	11.40	1.43	5.90	1.59	0.13	1.90	0.28	1.58	0.34	0.88	0.13	0.64	0.10	5.90
38	9.30	16.90	1.87	6.78	1.63	0.09	1.85	0.27	1.47	0.31	0.78	0.11	0.55	0.09	6.78
39	2.61	6.40	0.91	4.43	1.39	0.07	1.92	0.29	1.72	0.38	1.07	0.16	0.86	0.14	4.43
40	7.58	14.90	1.60	6.32	1.59	0.30	1.96	0.29	1.70	0.37	1.02	0.15	0.80	0.13	6.32
41	0.69	1.56	0.22	0.98	0.32	0.07	0.41	0.06	0.36	0.08	0.22	0.03	0.17	0.03	0.98
42	1.21	2.48	0.37	1.25	0.37	0.03	0.43	0.06	0.35	0.07	0.18	0.03	0.14	0.02	1.25
43	0.66	1.61	0.23	1.16	0.40	0.03	0.63	0.11	0.69	0.17	0.50	0.08	0.48	0.09	1.16
44	2.30	5.35	0.73	3.42	1.04	0.07	1.36	0.21	1.20	0.27	0.72	0.11	0.56	0.09	3.42
45	1.19	2.54	0.33	1.51	0.45	0.11	0.62	0.10	0.55	0.13	0.34	0.05	0.28	0.05	1.51

Таблица 9. Окончание

№п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Nd
46	2.36	6.03	0.91	4.73	1.62	0.24	2.20	0.33	1.87	0.42	1.13	0.17	0.91	0.15	4.73
47	3.38	6.98	0.85	3.70	1.06	0.01	1.32	0.19	1.05	0.22	0.57	0.08	0.43	0.06	3.70
48	1.82	3.68	0.46	1.92	0.51	0.07	0.66	0.10	0.59	0.13	0.35	0.05	0.29	0.05	1.92
49	2.20	5.98	0.95	5.22	1.92	0.05	2.55	0.37	2.13	0.45	1.22	0.18	0.93	0.15	5.22
50	3.74	10.40	1.63	8.90	3.18	0.04	3.00	0.37	1.77	0.33	0.72	0.09	0.40	0.05	8.90
51	0.9	2.97	0.57	3.73	1.68	0.59	2.0	0.27	1.46	0.29	0.7	0.093	0.45	0.065	3.73
52	0.98	2.26	0.32	1.51	0.48	0.1	0.65	0.11	0.59	0.13	0.36	0.053	0.29	0.049	1.51
53	0.52	1.49	0.24	1.37	0.53	0.079	0.68	0.1	0.53	0.11	0.27	0.038	0.19	0.03	1.37
54	3.69	8.42	1.06	4.5	1.26	0.097	1.96	0.34	2.23	0.53	1.61	0.27	1.62	0.29	4.5
55	0.71	1.62	0.22	1.02	0.33	0.03	0.51	0.091	0.6	0.16	0.49	0.081	0.51	0.095	1.02

Примечание. Анализы заимствованы из работы (Сначев и др., 2006; приложение 2).

Необычный минеральный состав ключевитов, залегание их в виде прослоев в черносланцевой толще, местами содержащей большие скопления базальтовых лав, подтверждают наше предположение, что ключевиты являются отложениями “дымов” курильщиков.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.А. Котлярову, К.А. Филипповой, М.Н. Малярёнок и Р.Т. Зайнуллиной за проведенные аналитические работы, а также Д.А. Артемьеву за помощь в обработке геохимических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В., Гурвич Е.Г., Сагалевич А.М. Новый тип современных минерал-формирующих систем: черные курильщики гидротермального поля на 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 68–90.

Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В., Леин А.Ю., Гурвич Е.Г. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с.ш.) // Геология руд. месторождений. 2002. № 6. С. 513–545.

Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мирном океане // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология руд. месторождений. 2004. № 1. С. 74–87.

Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.

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

Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С. Сульфидная залежь Яман-Касы – “черный курильщик” в Уральском палеоокеане // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 511–529.

Конева А.А., Суворова Л.Ф. Редкие оксиды хрома и ванадия в метаморфических породах Приольхонья // Записки РМО. 1995. № 4. С. 52–61.

Кориневский В.Г. Zn, Cu–содержащий пирротин из ключевитов Южного Урала // Записки РМО. 2011а. № 3. С. 78–82.

Кориневский В.Г. Железо-марганцевое проявление в силурийской углеродисто-кремнистой толще Челябинской области Урала // Металлогения древних и современных океанов-2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011б. С. 118–122.

Кориневский В.Г. Крайне железистые фаялит и геденбергит из металлоносных кварцитов черносланцевой формации Южного Урала // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 1–12.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Ключевит – уникальная троилит-кварцевая порода из России // Отечественная геология. 2015. № 4. С. 88–94.

Кориневский В.Г., Котляров В.А. Минеральное разнообразие ключевитов // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 77–102.

Кориневский Е.В. PetroExplorer – система для создания геохимических информационно-аналитических массивов в процессе тематических исследований // Геоинформатика. 2015. № 4. С. 48–53.

Короновский Н.В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский Образовательный Журнал. 1999. С. 55–62.

Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982.

Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990.

Лобье Л. Оазисы на дне океана. М.: Гидрометеиздат, 1990.

- Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007.
- Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю. Минералогия и геохимия древних и современных черных курильщиков (сравнительный анализ). М.: РАН, 2019.
- Минералогия Урала. Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 235–245.
- Прокин В.А., Душин В.А. История изучения и освоения рудных месторождений Урала. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2010.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2006.
- Чесноков Б.В., Щербакова Е.П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (опыт минералогии техногенеза). М.: Наука, 1991.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. М.–Берлин: Директ-Медиа, 2016.
- Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А. Введение в топоминералогия Урала. М.: Наука, 1986.
- Bernhardt H.-J., Schmetzer K., Medenbach O. Berdesinskiite, V_2TiO_5 , a new mineral from Kenya and additional data for schreyerite, $V_2Ti_3O_9$ // Neues Jahrb. Miner. Monatsh. 1983. № 3. P. 110–118.
- Canet C., Alfonso P., Melgarejo J.-C., Jorge S. V-rich minerals in contact-metamorphosed Silurian Sedex deposits in the Poblet area, Southwestern Catalonia, Spain // Can. Miner. 2003. V. 41. Part 3. P. 561–579.
- Hutchinson M.N., Scott S.D. Sphalerite geobarometry in the Cu–Fe–Zn–S system // Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 143–153.
- Ericsson T., Filippidis A. Cation ordering in the limited solid solution Fe_2SiO_4 – Zn_2SiO_4 // Amer. Miner. 1986. V. 71. P. 1502–1509.
- Haymon R.M., Koski R.A., Singler C. Fossils of hydrothermal vent worms from cretaceous sulfide ore of the Samail ophiolite, Oman // Science. 1984. V. 203. № 4643. P. 1407–1409.
- Hekinian R., Fevrier M., Bischoff G.L. et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N // Ibid. 1980. V. 207. P. 1433–1453.
- Ketris M.P., Yudovich Y.E. Estimation of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. 2009. V. 78. P. 135–148.
- Oudin E., Constantnou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulfide deposits // Nature. 1984. V. 308. № 5957. P. 349–353.
- Perchuk L.L. Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in metamorphic and magmatic petrology. Ed. L.L. Perchuk. Cambridge University Press, 1990. P. 93–112.
- Pringle I.C. An occurrence of hydrothermal fayalite in the epicrustal rocks of the Bushveld igneous complex // Miner. Mag. 1975. V. 40. P. 418–419.
- Rasmussen M.G., Evans B.W., Kuehner S.M. Low-temperature fayalite, greenalite, and minnesotaite from the Overlook gold deposit, Washington: phase relations in the system FeO–SiO₂–H₂O // Can. Miner. 1998. V. 36. P. 147–162.
- Rona P.A., Klinkhammer G., Nelsen et al. Black smokers, massive sulfides and vent bios at the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1986. V. 321. № 6065. P. 33–37.
- Scott S.D. Small chimneys from Japanese Kuroko deposits // In Seminars of Seafloor Hydrothermal Systems (R. Goldie, T.J. Bottrill, eds.). Geosci. Canad. 1981. V. 8. P. 379–382.
- <http://www.Jmicrovision.com> (accessed 2.12.2014).

УДК 553.064.32(553.311.2)

ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ Pb–Zn–Fe СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ (ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР, ТАДЖИКИСТАН)

© 2022 г. У. А. Ятимов^{a, *}, Н. Р. Аюпова^{a, b}, В. В. Масленников^{a, b},
В. А. Котляров^a, В. В. Шиловских^c

^aЮжно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Институт минералогии, г. Миасс, 456317 Россия

^bЮжно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе,
г. Миасс, 453618 Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Ресурсный центр “Геомодель”,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

* e-mail: umed1990@list.ru

Поступила в редакцию 01.02.2021 г.

После доработки 25.10.2021 г.

Принята к публикации 09.11.2021 г.

В статье охарактеризованы магнетит-сульфидные ассоциации минералов, содержащие самородное золото и теллуриды, в рудах Pb–Zn–Fe скарнового месторождения Акташ Западного Карамазара (Таджикистан). Золото-серебро-теллуридная минерализация представлена продуктами многостадийного рудного процесса. Установлено, что самородное золото концентрируется как в магнетите, так и в ассоциации с сульфидными минералами. Выявлено понижение пробности самородного золота от его ранних разновидностей к поздним: 725–905‰ в магнетите → 656–699‰ в пирит-пирротиновых рудах → до 290‰ в ассоциации с галенитом и висмутсодержащими минералами. Закономерное понижение пробности самородного золота и парагенетическая связь с различными минералами висмута (самородный висмут, висмутин, айкинит, Ag-содержащий айкинит, ютенбогаардтит, Ag–Au–Bi–S фазы) отражают снижение температур и фугитивности серы минералообразующих флюидов. Теллуриды обнаружены в магнетит-халькопирит-пирит-пирротиновых рудах и представлены цумоитом, пильзенитом, гесситом и штюццитом. Картины дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) цумоита и пильзенита подтвердили преобладающее присутствие в рудах цумоита.

Ключевые слова: золото, серебро, висмут, теллуриды, сульфидно-магнетитовые руды, скарны, месторождение Акташ

DOI: 10.31857/S0016777022030078

ВВЕДЕНИЕ

Кураминская металлогенетическая зона Среднего Тянь-Шаня, получившая название Карамазар, является одной из крупнейших мультиметалльных (Cu, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Mo, W) рудоносных районов с крупными скарновыми месторождениями (Левин, 1965; Бискэ, 2013). Среди них выявлены сложные по минеральному составу серебро-полиметаллические (Алтын-Топкан, Кансай), железо-висмутовые (Чокадамбулак) и молибден-вольфрамовые (Чорухдайрон) месторождения. Эти месторождения приурочены к зоне контакта средне-карбонатных интрузивных массивов гранитоидов с карбонатными породами среднего девона—нижнего карбона и представлены множеством обособленных рудных тел самых различных размеров, форм и минеральных типов в пределах единой рудонос-

ной зоны (Бадалов и др., 1971; Дунин-Барковская, 1978; Файзиев, Фозилов, 2009). Разрозненная информация о минеральных типах руд в объеме рудоносных зон и характере минеральных парагенезисов пока не позволяет оценить поведение стратегически важных элементов в процессах рудообразования применительно к конкретным генетическим типам месторождений. Недостаточная изученность форм нахождения сквозных элементов, таких как Bi, Te, Au и Ag, является причиной потери их при переработке руд (Бадалов, 1991; Фозилов, 2010; Файзиев и др., 2019).

Месторождение Акташ, локализуемое в Кансайском рудном поле Западного Карамазара, отличается совмещением в пределах контуров рудных тел магнетита и сульфидов. Оруденение характеризуется неравномерным распределением богатой

Au–Ag–Te минерализации, которая присутствует как в скарнах, так и в магнетитовых и сульфидных рудах. Задачей данного исследования является выявление состава и последовательности формирования золото-серебро-теллуридной минерализации в сульфидно-магнетитовых рудах месторождения Акташ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Региональная геология

Одной из главных структур Срединного Тянь-Шаня – позднепалеозойского коллизионного сооружения, повергнутого мощному альпийскому орогенезу, является Чаткало-Кураминский террейн, который располагается на территориях Узбекистана, Кыргызстана и Таджикистана (фиг. 1а) (Biske and Seltmann, 2010; Бискэ и др., 2013; Burtman, 2015). Наиболее изученной частью Чаткало-Кураминского террейна являются территории Узбекистана и Кыргызстана, геологическое строение которых рассмотрено в многочисленных публикациях (Biske and Seltmann, 2010; Burtman, 2015; Konopelko et al., 2011; Seltmann et al., 2011; Kröner et al., 2014; Alexeiev et al., 2016). Значительная часть Чаткало-Кураминского террейна находится в пределах территории Таджикистана, которая до сих пор остается мало изученной (Konopelko et al., 2015, 2017).

В настоящее время формирование Чаткало-Кураминского террейна объясняется сближением Чаткальских и Кураминских блоков палеозоя в связи с закрытием Туркестанского палеоокеана и образованием “аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня” в конце герцинского времени, приведших к столкновению Казахстано-Киргизского континента с Таримом и Каракумо-Таджикским континентом (Zonenshain et al., 1990; Biske and Seltmann, 2010; Burtman, 2015). Учитывая особенности состава вулканических и интрузивных пород, Чаткало-Кураминский террейн относят к южной активной континентальной окраине Палеоказахстана, которая была обращена к Туркестанскому океаническому бассейну (Yakubchuk et al., 2002). Образование активной континентальной окраины началось в позднем ордовике, затем весьма активно шло в силуре и в раннем девоне. Субдукционные массовые проявления вулканических и внедрение рудоносных гранитоидов Кураминского хребта относятся к интервалу 315–305 млн лет назад (C₂–P) (Бискэ и др., 2013; Seltman et al., 2011; Konopelko et al., 2017). Коллизионный магматизм представлен вулканоплутоническим комплексом непрерывно-дифференцированных известково-щелочных и известковых серий (Бискэ и др., 2013). Коллизия континентов сопровождалась деформациями, в результате которых

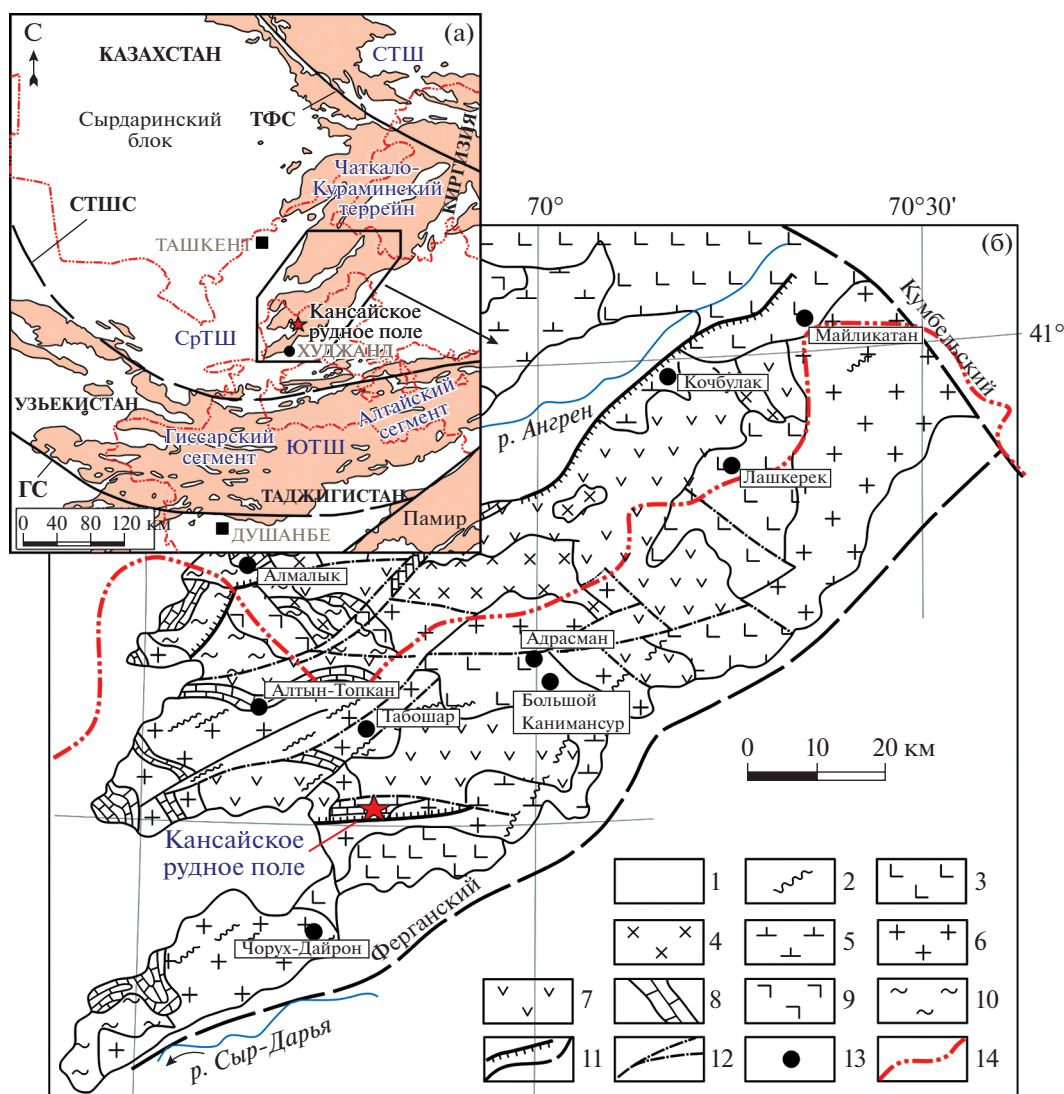
был создан покровно-складчатый пояс, простирающийся вдоль сuture Туркестанского палеоокеана.

В металлогеническом аспекте в пределах Чаткало-Кураминского террейна выделяются Чаткальская и Кураминская зоны, соответствующие северо-восточному и западному сегментам позднепалеозойской активной континентальной окраины. Западный Кармазар представляет собой рудоносную провинцию с многочисленными скарново-магнетитовыми, скарново-полиметаллическими и скарново-шеелитовыми месторождениями, локализующимися в Кураминской металлогенической зоне. Рудные месторождения в пределах Западного Кармазара сосредоточены в Курусай-Турунглинском, Кансайском и Алтын-Топканском рудных полях (фиг. 1б).

Геология месторождения

Кансайское рудное поле локализовано в центральной части Западного Кармазара в пределах хребта Окуртау, вытянутого в широтном направлении на 12 км (ширина 600 м на западе и 1500 м на востоке) (фиг. 2). Рудовмещающие известняки верхнего девона–нижнего карбона образуют гряды, ограниченную разрывными нарушениями (на севере – Окурдаванский, на западе – Бирюзовый, на юге – Южно-Окурдаванский). Эти нарушения отделяют карбонатные породы от среднекаменноугольных дацитов и от меловых и палеогеновых отложений (Вольфсон, Титов, 1965). На востоке рудного поля известняки прорваны массивом гранодиоритов. На рудном поле выявлено более 60 скарново-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, главными из которых являются Акташ, Кансай, Королево, Окурдаван и Южная Дарбаза.

Месторождение Акташ расположено в восточной части Кансайского рудного поля на участке, ограниченном с юга Южно-Окурдаванским разломом (Альпийский надвиг), на западе, севере и востоке – массивом гранитоидов Чокадамбулакского интрузива (см. фиг. 2). В геологическом строении месторождения принимают участие карбонатные породы верхнего девона–нижнего карбона, интрузивные породы и скарновые образования (Белюсов, Полотов, 1981ф) (фиг. 3а, б). Карбонатные породы сложены известняками, доломитами и их смешанными разновидностями. Интрузивные породы представлены гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, образующими дайкообразные и штокообразные тела сложной морфологии, диоритами и долеритами, сформировавшими мелкие штокообразные тела и дайки. Скарны залегают на контакте гранодиоритов с карбонатными породами. Иногда скарны образуют жилообразные и трубообразные тела среди карбонатных пород, реже встречаются среди интрузивных пород, локализуясь вдоль тектонических трещин субширотного и северо-восточного направлений.



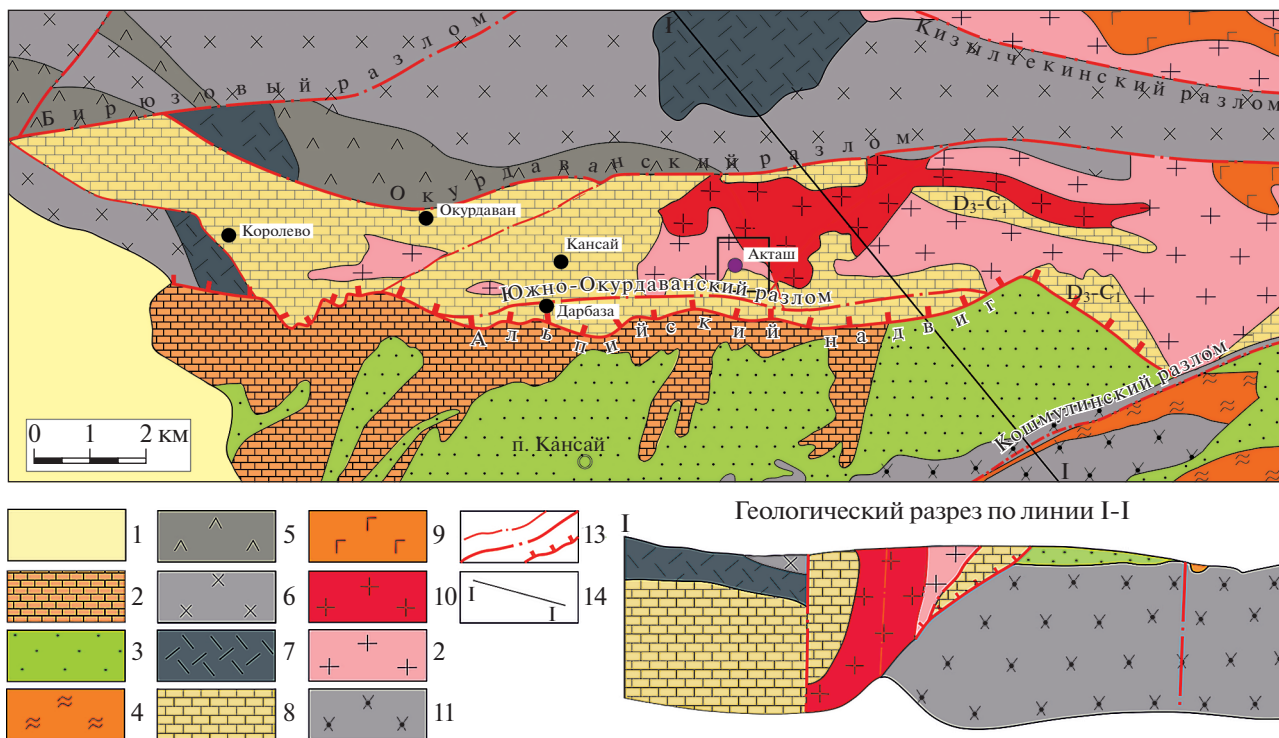
Фиг. 1. Размещение Чаткало-Кураминского террейна на карте Тянь-Шаня (а) и геологическая карта Кураминской металлогенической зоны (б) (Dolgoplova et al., 2017; Сафонов и др., 2000, с упрощениями и дополнениями). 1 – четвертичные отложения; 2 – дайковые пояса (диабазовые порфиры, фельзит-порфиры и др.); 3 – площади преимущественного распространения верхнекарбонového–нижнепермского вулканоплутонического комплекса; 4 – верхнекарбонové гранит-порфиры; 5 – средне- и верхнекарбонové андезиты-дациты, кварцевые порфиры, их туфы; 6 – гранодиориты, граниты, диориты карамазарского типа; 7 – вулканы среднего возраста; 8 – верхнедевонские и нижнекарбонové карбонатные породы; 9 – гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры ордовика–силура; 10 – сланцы, роговики, спилиты; 11 – глубинные разломы и надвиги; 12 – региональные разломы; 13 – крупные месторождения; 14 – таджикско-узбекская граница.

На месторождении выявлено 12 основных рудных тел магнетитовых, сульфидных и полиметаллических руд, приуроченных к тектоническим нарушениям субширотного направления (Белузов, Полотов, 1981ф¹) (см. фиг. 3а). Рудные тела не имеют четких геологических границ, характеризуются небольшими размерами (от 20–30 до

250–300 м), резко изменчивой мощностью (1–40 м) и представляют собой сочетание крутопадающих линз и сложных жило- и столбообразных тел (см. фиг. 3б). Рудные тела на месторождении прослежены канавами, на отдельных горизонтах штольней и скважинами колонкового бурения до глубины 200–550 м.

В настоящее время запасы полиметаллических руд по категории С₂ составляют: 2.178 млн т: Zn 80.2 тыс. т, Pb 22.9 тыс. т, Bi 579.1 т, Ag 97.5 т, Au 3.5 т при средних содержаниях 3.68% Zn, 1.05% Pb, 0.027% Bi, 44.8% Ag и 0.44 г/т Au (по отдель-

¹ Белузов В.А., Полотов В.С. Отчет о доразведке нижних горизонтов рудной зоны № 9 месторождения Акташ, по работам Кансайской ГРП за 1978–1980 гг. Кайракум: фонды Кайракумской комплексной геологоразведочной экспедиции, 1981. 117 с.



Фиг. 2. Геологическая карта Кансайского рудного поля (Вольфсон, 1965, с упрощениями): 1 – четвертичные отложения (Q); 2 – пески, глины, мергель, ракушечные известняки (P); 3 – песчаники (K₂); 4 – туфы и туфолавы фельзитовых порфиров, фиолетовые флювиальные фельзиты (P₁); 5 – риолитовые порфиры с туфовыми прослоями (C₂–C₃); 6 – спелкшиеся туфы и туфы дацитовых порфиров (C₂); 7 – андезито-дацитовые порфиры и их туфы (C₃); 8 – карбонатные породы (D₃–C₁); 9 – граниты (γP₁); 10 – гранодиорит-порфиры (γδP₁); 11 – гранодиориты (γδC₁₋₂); 12 – кварцевые монцитоны (γδC₃); 13 – разрывные нарушения; 14 – линия геологического разреза.

ным золоторудным телам – 35.8 г/т Au) (Белосов, Полотов, 1981ф). Запасы магнетитовых руд не подсчитаны. Месторождение Акташ отрабатывалось подземным способом (штольни и шахты) с 1950 по 1979 годы с перерывами, глубина эксплуатации 200 м. К настоящему времени месторождение не отработано.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые работы на месторождении, включающие составление схемы распространения рудных тел в центральной части месторождения и отбор образцов для исследований, проводились в 2018 г. Всего изучено 40 образцов скарновых пород, магнетитовых и сульфидных руд. Минеральный состав руд изучен в аншлифах под микроскопом Olympus BX51 с цифровой приставкой Olympus DP12. Состав минералов исследован с помощью растрового электронного микроскопа РЭММА-202М, оснащенного энергодисперсионной приставкой в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Количественный анализ проведен с использованием эталонов MINM-25-53 фирм “ASTIMEX Scientific Limited” (стандарт № 01-044) и “Microanalysis Consultants Ltd.” (стандарт

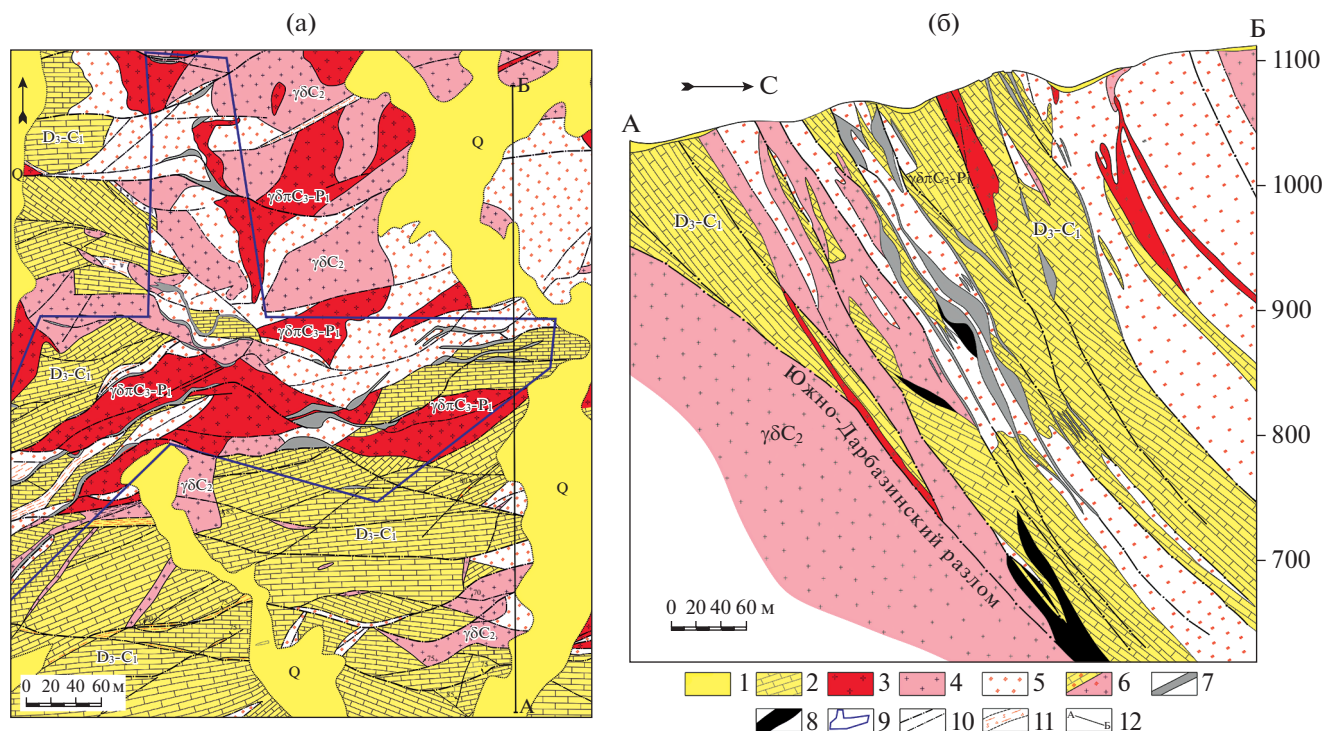
№ 1362). Получение картин дифракции теллуридов проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа HITACHI S-3400N с детектором дифракции отраженных электронов (EBSD) Oxford HKL Nordlys Nano. Условия получения картин: ускоряющее напряжение 15кВ, ток зонда 0.2 нА, усреднение 20 картин, общее время накопления 30 секунд на точку; условия для съемки карт EBSD: 30кВ, ток пучка 2 нА, усреднение 3 картин на точку, время экспозиции – 0.5 секунды на кадр. Травление проводилось на установке Oxford IonFab 300, аргоновая плазма, экспозиция 10 минут, угол 70 градусов, ускоряющее напряжение 500 В, ток 200 мА, диаметр пучка 10.16 см.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характеристика минеральных типов руд

Нами изучены сульфидно-магнетитовые и магнетит-сульфидные руды, которые подразделены условно по преобладающему минеральному составу.

Сульфидно-магнетитовые руды слагают крутопадающие линзообразные рудные тела среди скарнов пироксен-гранатового состава. Рудные тела



Фиг. 3. Геологическая карта месторождения Акташ (а) и разрез по линии А–Б месторождения (б) (Белоусов и др., 1981ф): 1 – четвертичные отложения; 2 – верхнедевонские–нижнекарбонные карбонатные породы; 3 – верхнекарбонно-нижнепермский вулкано-плутонический комплекс (гранодиориты, граниты, диориты); 4 – гранодиориты среднего карбона; 5 – скарны нерасчлененные; 6 – скарнированные породы (а – по известнякам, б – по интрузивам); 7 – полиметаллические рудные тела; 8 – магнетитовые рудные тела; 9 – контур рудной зоны; 10 – разрывные нарушения; 11 – зоны дробления; 12 – линия геологического разреза.

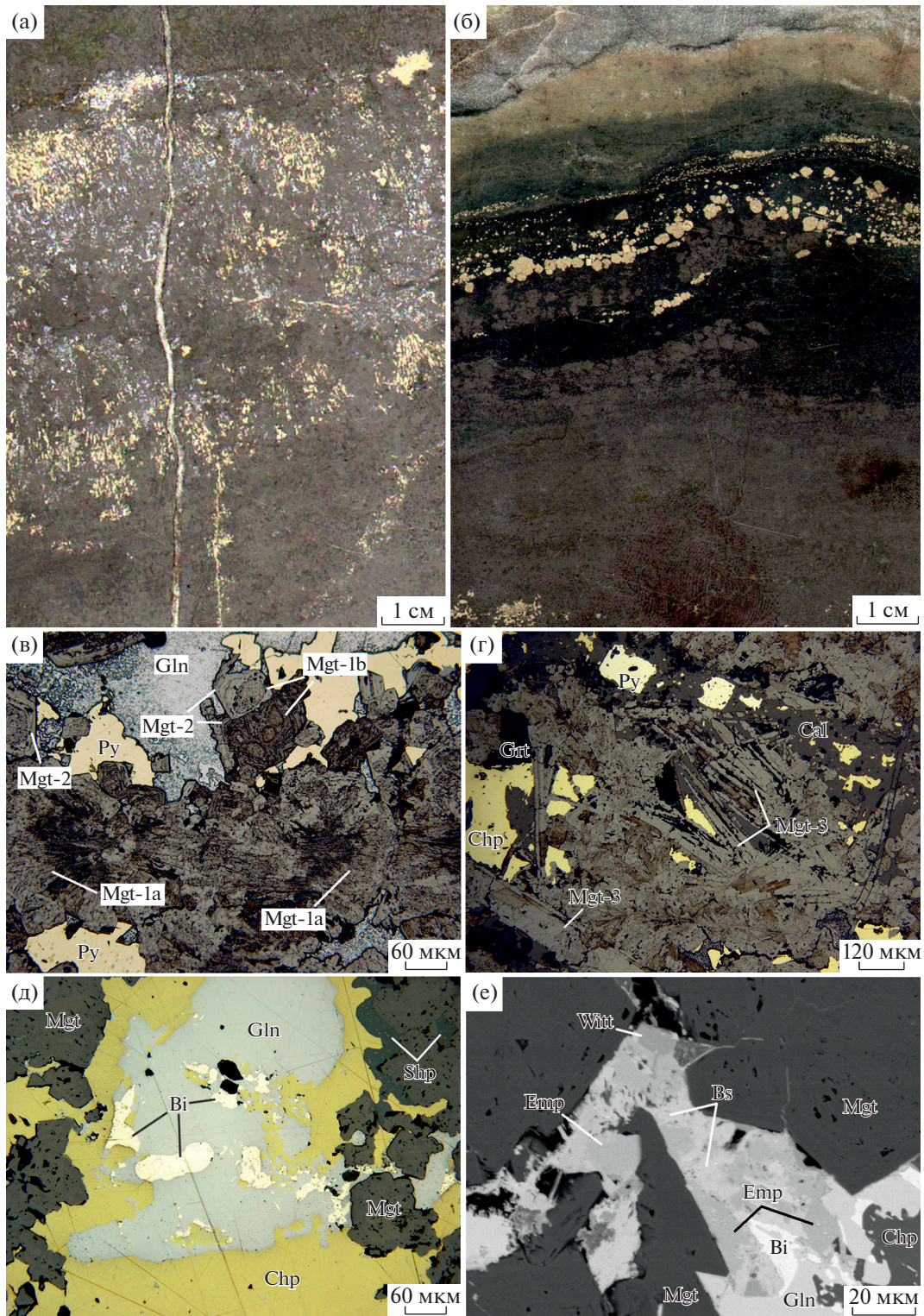
прослеживаются по простиранию на 100–200 м, мощность их колеблется от 10 до 35 м.

Для руд характерна полосчатая текстура с чередованием магнетитовых, сульфидных и скарных полос, согласных с общей слоистостью рудовмещающей толщи известняков (фиг. 4а, б). В магнетитовой массе присутствуют включения скарнированных пород.

Структура магнетитовых агрегатов в сплошных рудах неравномернотекстурированная. Выделяются несколько морфологических разновидностей магнетита: (1) лучистые (Mgt-1а) и колломорфные (Mgt-1б) агрегаты, (2) зональные субгедральные зерна (Mgt-2), образующиеся за счет обрастания колломорфного магнетита-1, (3) удлиненные пластинчатые кристаллы (Mgt-3, мушкетовит?) и (4) зональные эвгедральные метакристаллы магнетита-4 (Mgt-4) (фиг. 4в, г). Редко наблюдается обрастание нитчатых агрегатов магнетита-1 колломорфно-почковидными, с образованием строматолитовых текстур. В зональных субгедральных зернах магнетита-2 наблюдается последовательное замещение колломорфного магнетита-1 нерудным минералом и затем более плотным магнетитом-4 (Mgt-4) без включений. Особенностью химического состава магнетита является присутствие по-

стоянных примесей SiO_2 (0.18–2.85 мас. %) и MnO (0.16–0.48 мас. %) (табл. 1). В составе пластинчатых кристаллов и колломорфных агрегатов магнетита, кроме SiO_2 и MnO , содержатся CaO (0.12–0.59 мас. %) и Al_2O_3 (0.17–0.67 мас. %).

Основным сульфидным минералом является пирит, который представлен ксеноморфными агрегатами и крупными эвгедральными кристаллами (до 300 мкм) (фиг. 4в). Галенит в виде небольших скоплений размером до 300–400 мкм выполняет пространство между зернами магнетита и пирита. В галенитовых агрегатах обнаружены многочисленные включения минералов висмута: самородный висмут, висмутин, галеновисмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит и заваричкит (Ятимов и др., 2019, 2021) (фиг. 4д–е). В незначительных количествах встречается сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита в виде ангедральных агрегатов в ассоциации с пиритом и галенитом. В магнетитовой массе изредка встречаются крупные ксеноморфные выделения халькопирита размером до 250 мкм. В ассоциации с магнетитом обычно присутствуют агрегаты крупнозернистого граната (гроссуляр-андрадит) зеленого и белого пироксена (диопсид-геденбергит). В меньшем количестве установлены



Фиг. 4. Текстурно-структурные особенности сульфидно-магнетитовых руд: а – полосчато-вкрапленная текстура; б – массивно-полосчатая текстура; в – лучистые агрегаты магнетита (Mgt-1a) и обрастание колломорфно-почковидных агрегатов магнетита (Mgt-1b) более поздним (Mgt-2) в ассоциации с галенитом (Gln) и пиритом (Py); г – пластинчатые агрегаты магнетита (Mgt-3) в ассоциации с гранатом (Grt) и кальцитом (Cal); д – самородный висмут (Bi) и галенит в халькопирите (Chp), в основной массе – магнетит и сфалерит (Sph); е – самородный висмут, виттихенит (Witt), эмплектит (Emp) и висмутин (Bs) в тесном сростании с галенитом и халькопиритом в магнетите. Полированный образец (а, б), отраженный свет (в–д), СЭМ-фото (е).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) магнетита

№ п/п	Разновидность магнетита	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма
1	Лучистый	—	0.39	—	0.35	30.86	67.16	98.76
2		—	—	—	—	30.73	68.04	98.77
3		—	0.38	—	—	31.11	67.16	98.65
4		—	0.42	—	—	0.16	30.96	66.93
5	Колломорфный	0.33	1.39	0.23	0.20	31.21	64.71	97.84
6		—	0.18	0.15	0.27	29.94	68.27	98.66
7		0.17	1.47	0.35	0.28	30.78	64.94	97.64
8		—	0.66	0.12	0.25	30.71	66.60	98.22
9		—	0.27	—	0.28	30.63	66.93	98.11
10		0.67	2.31	0.58	0.35	31.06	63.27	97.66
11		0.57	1.95	0.59	0.30	30.49	64.38	97.69
12	Зональные ангедральные зерна	—	—	—	0.39	30.38	68.04	98.81
13		—	—	—	—	30.88	68.27	99.15
14		—	0.22	—	0.32	30.60	67.16	98.30
15		0.19	0.28	—	0.37	30.80	67.38	99.02
16	Удлиненные (мушкетовит) кристаллы	—	0.26	—	0.29	30.56	66.93	98.04
17		0.27	0.36	—	0.35	30.65	66.93	98.56
18		0.33	1.79	0.32	0.43	31.32	63.83	97.70
19		0.20	0.51	0.14	0.18	30.50	66.93	98.32
20		—	2.85	0.17	0.48	33.43	62.49	99.25

Формула

1	(Fe _{1.01} Mn _{0.01}) _{Σ1.02} (Fe _{1.97} Si _{0.02}) _{Σ1.99} O ₄
2	Fe _{1.00} Fe _{2.00} O ₄
3	Fe _{1.01} (Fe _{1.98} Si _{0.01}) _{Σ1.99} O ₄
4	(Fe _{1.01} Mn _{0.01}) _{Σ1.02} (Fe _{1.96} Si _{0.02}) _{Σ1.98} O ₄
5	(Fe _{1.01} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ1.03} (Fe _{1.90} Al _{0.02} Si _{0.05}) _{Σ1.97} O ₄
6	(Fe _{0.97} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ0.99} (Fe _{2.00} Si _{0.01}) _{Σ2.01} O ₄
7	(Fe _{1.00} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ1.02} (Fe _{1.91} Al _{0.01} Si _{0.06}) _{Σ1.98} O ₄
8	(Fe _{1.00} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ1.02} (Fe _{1.96} Si _{0.02}) _{Σ1.98} O ₄
9	(Fe _{1.00} Mn _{0.01}) _{Σ1.01} (Fe _{1.98} Si _{0.01}) _{Σ1.99} O ₄
10	(Fe _{1.01} Mn _{0.01} Ca _{0.02}) _{Σ1.04} (Fe _{1.84} Al _{0.03} Si _{0.09}) _{Σ1.96} O ₄
11	(Fe _{0.99} Mn _{0.01} Ca _{0.02}) _{Σ1.02} (Fe _{1.88} Al _{0.03} Si _{0.07}) _{Σ1.98} O ₄
12	(Fe _{0.99} Mn _{0.01}) _{Σ1.00} Fe _{2.00} O ₄
13	Fe _{1.00} Fe _{2.00} O ₄
14	(Fe _{1.00} Mn _{0.01}) _{Σ1.01} (Fe _{1.98} Si _{0.01}) _{Σ1.99} O ₄
15	(Fe _{1.00} Mn _{0.01}) _{Σ1.01} (Fe _{1.97} Al _{0.01} Si _{0.01}) _{Σ1.99} O ₄
16	(Fe _{1.00} Mn _{0.01}) _{Σ1.01} (Fe _{1.98} Si _{0.01}) _{Σ1.99} O ₄
17	(Fe _{1.00} Mn _{0.01}) _{Σ1.01} (Fe _{1.97} Al _{0.01} Si _{0.01}) _{Σ1.99} O ₄
18	(Fe _{1.02} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ1.04} (Fe _{1.87} Al _{0.02} Si _{0.07}) _{Σ1.96} O ₄
19	(Fe _{0.99} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ1.01} (Fe _{1.96} Al _{0.01} Si _{0.02}) _{Σ1.99} O ₄
20	(Fe _{1.07} Mn _{0.01} Ca _{0.01}) _{Σ1.09} (Fe _{1.80} Si _{0.11}) _{Σ1.91} O ₄

Примечание. Формульные коэффициенты вычислялись на основе четырех атомов кислорода. Прочерк — не обнаружено.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) хлорита в пирит-пирротиновой ассоциации минералов в магнетит-сульфидных рудах

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	32.84	32.57	32.48	30.62	31.87	32.48	32.84	32.57	31.00
Al ₂ O ₃	16.10	15.80	16.66	17.80	15.74	16.66	16.10	15.80	16.01
FeO*	3.17	2.98	2.23	1.40	2.49	2.23	3.17	2.98	5.33
MgO	34.64	35.21	35.26	36.59	36.01	35.26	34.64	35.21	34.71
Сумма	86.76	86.56	86.62	87.02	87.11	86.62	86.76	86.56	87.05
Si _{VI}	3.10	3.08	3.05	2.89	3.03	3.05	3.10	3.08	2.96
Al _{IV}	0.90	0.92	0.95	1.11	0.97	0.95	0.90	0.92	1.04
Al _{VI}	0.89	0.84	0.90	0.87	0.79	0.90	0.89	0.84	0.76
Fe ²⁺	0.25	0.24	0.18	0.11	0.20	0.18	0.25	0.24	0.43
Mg ²⁺	4.87	4.96	4.94	5.14	5.10	4.94	4.87	4.96	4.94
Fe/(Fe + Mg)	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.05	0.08
T °C (Cathelineau, 1988)	229	235	242	296	251	242	229	235	272
T °C (Jowett, 1991)	221	226	234	286	242	234	221	226	265

Примечание. * – все железо условно принято, как Fe²⁺, формульные коэффициенты вычислялись на основании суммы 28 зарядов. Формулы расчета для хлоритовых термометров по (Cathelineau, 1988), где $T(^{\circ}\text{C}) = -61.92 + 321.98\text{Al}^{\text{IV}}$ и 2) (Jowett, 1991), где $T(^{\circ}\text{C}) = 319\text{Al}_c^{\text{IV}} - 69$, $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}_{\text{IV}} + 0.1(\text{Fe}/[\text{Fe} + \text{Mg}])$.

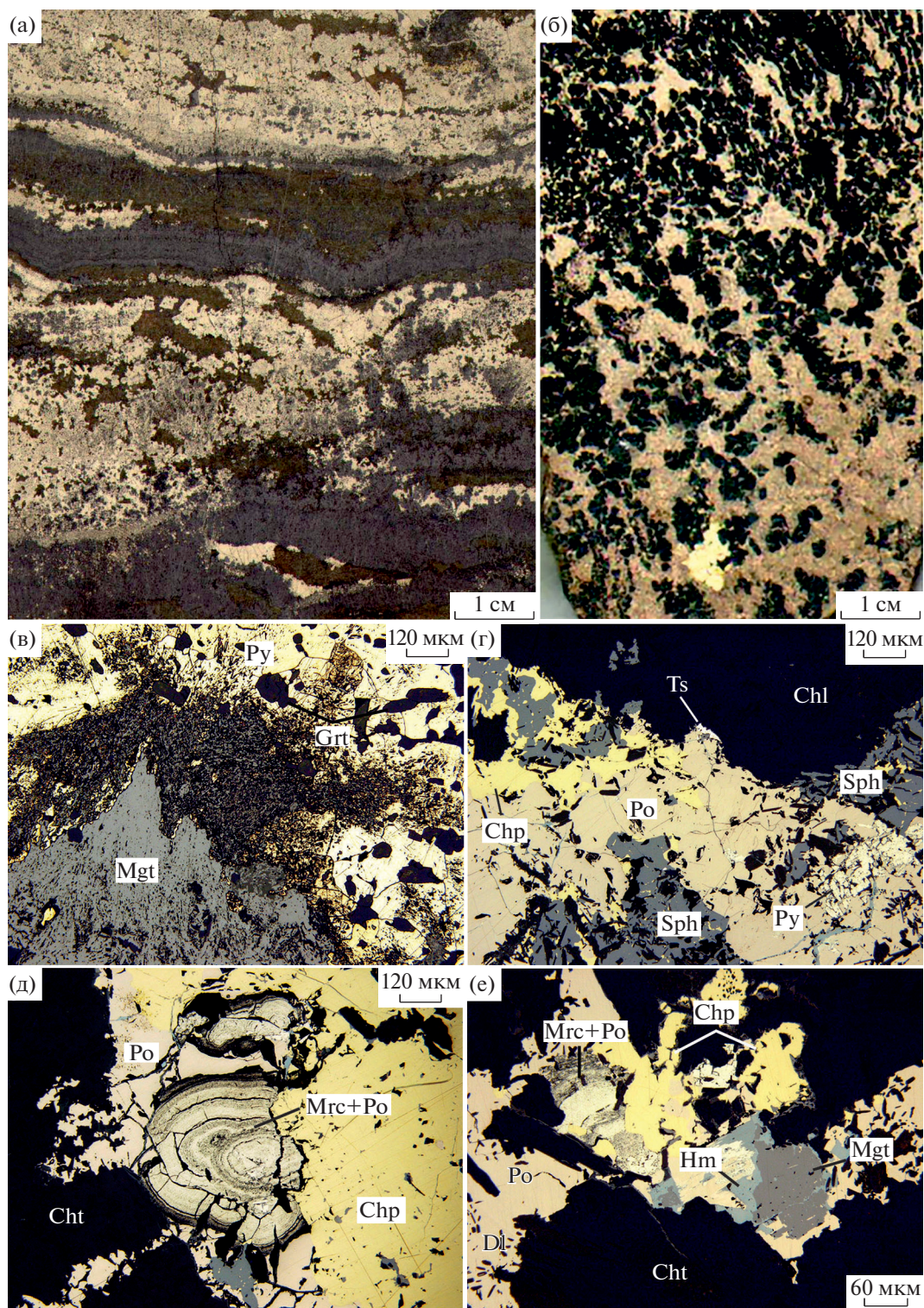
эпидот, амфибол, серпентин, кальцит и кварц, замещающие гранат-пироксеновую ассоциацию, редко присутствуют шеелит, циркон, торит и титанистые минералы (пирофанит и сфен) (Ятимов и др., 2020).

Магнетит-сульфидные руды слагаются собственно пиритовыми халькопирит-пирит-пирротиновыми ассоциациями, частично замещенными магнетитовыми рудами (фиг. 5а, б). Содержание сульфидов в рудах может достигать 80–90 об. %.

Для сульфидной минерализации *пиритового состава* (фиг. 5а) характерна полосчатость: широкие полосы, сложенные пиритом, перемежаются с магнетитовыми и нерудными полосами небольшой мощности (до 2 см). Пирит представлен эвгедральными кристаллами и пойкилитовыми агрегатами, которые интенсивно замещают удлиненные и изометрично-зональные зерна магнетита (фиг. 5в). В ассоциации с пиритом присутствуют халькопирит в виде редких крупных вкрапленников и неправильных выделений размером до 0.5 см и сфалерит, содержащий ионную вкрапленность халькопирита. Реликтовые участки скарнов и нерудные полосы сложены идиоморфными зернами граната (гроссуляр), редко пироксена (геденбергит). Гранаты оптически изотропны, с концентрическими зонами с преобладанием красновато-коричневого цвета в ядрах кристаллов и нарастанием относительного количества желтых зон к краям. Обычно

наблюдается замещение граната хлоритом, актинолитом и эпидотом.

Для сульфидной минерализации *пирит-пирротинового состава* характерны плейчатые текстуры, обусловленные наличием полосок, изогнутых в мелкие складочки (фиг. 5б). Основную массу сульфидной минерализации составляет пирротин (фиг. 5г). Пирит присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен в пирротине и образует самостоятельные выделения на контакте с нерудными минералами. Иногда в пирротине встречаются порфиривидные вкрапленники агрегатов кристаллов пирита размером до 1 см. Границы зерен пирита местами зазубрены и корродированы пирротинном. В ассоциации с пирротинном присутствуют халькопирит, а также сфалерит, содержащий тонкую вкрапленность халькопирита. Гораздо реже встречается галенит (фиг. 5г). Марказит, замещая пирротин, образует структуру “птичьего глаза” разного размера (фиг. 5д). Магнетит обычно располагается по краям крупных сульфидных агрегатов, а также встречается в виде мелких включений в пирротине. Наблюдается замещение магнетита гематитом, а также встречаются гематитовые прожилки, секущие пирит и пирротин (фиг. 5е). В единичном случае обнаружен глаукоцит (Со до 21.66 мас. %, Ni до 3.40 мас. %). В скарнах установлена ассоциация диопсида с высокомагнезиальным хлоритом (клинохлором) (табл. 2). Температура образования



Фиг. 5. Текстурно-структурные особенности магнетит-сульфидных руд: а – полосчатая текстура магнетит-пиритовых руд; б – пятнисто-массивная текстура с прерывисто-полосчатой (“бурундучные руды”) и с редкими порфировидными выделениями пирита магнетит-пирит-пирротиновых руд; в – замещение магнетита (Mgt) пиритом (Py), черное – гранат (Grt); г – ассоциация пирротина (Po), сфалерита (Sph), халькопирита (Chp) и пирита, на контакте хлорита (Chl) с сульфидами – цумоит (Ts); д – замещение пирротина марказитом (Mrc) с образованием структур типа “птичьего глаза”, нерудный минерал – хлорит; е – замещение магнетита гематитом (Hem) в ассоциации с пирротинном, марказитом и халькопиритом, нерудный минерал – хлорит. Полированный образец (а, б), отраженный свет (в–е).

Таблица 3. Химический состав (мас. %) минералов серии самородное золото–самородное серебро в рудах месторождения Акташ

№ п/п	Ассоциация	Содержание, мас. %					Пробность	Формула
		Au	Ag	Cu	Pb	Сумма		
1	В магнетите	86.40	13.62	–	–	100.02	864	Au _{0.78} Ag _{0.22}
2		79.47	20.19	–	–	99.66	794	Au _{0.68} Ag _{0.32}
3		81.46	18.10	–	–	99.56	815	Au _{0.71} Ag _{0.29}
4		77.74	21.68	–	–	99.42	777	Au _{0.66} Ag _{0.34}
6		82.51	17.08	–	–	99.58	825	Au _{0.73} Ag _{0.27}
7		72.75	27.25	–	–	100.00	725	Au _{0.59} Ag _{0.41}
8		90.45	8.90	–	–	99.35	905	Au _{0.85} Ag _{0.15}
9		В сростании с Au–Ag– Bi–S минералами и Ag– содержащим айкинитом	65.73	33.52	–	–	99.25	657
10	28.96		71.04	–	–	100.00	290	Au _{0.18} Ag _{0.82}
11	69.50		30.04	–	–	99.55	695	Au _{0.56} Ag _{0.44}
12	56.53		42.55	–	–	99.08	565	Au _{0.42} Ag _{0.58}
13	74.12		25.76	–	–	99.88	741	Au _{0.61} Ag _{0.39}
14	В пирите в трещинках с галенитом	44.26	55.19	–	–	99.45	443	Au _{0.31} Ag _{0.69}
15		46.36	50.84	0.70	1.94	99.83	464	Au _{0.32} Ag _{0.65} Cu _{0.01} Pb _{0.02}
16		53.73	43.71	0.64	1.36	99.44	537	Au _{0.39} Ag _{0.58} Cu _{0.01} Pb _{0.02}
17		68.65	29.91	0.61	–	99.17	686	Au _{0.55} Ag _{0.44} Cu _{0.01}
18		68.05	31.74	–	–	99.78	681	Au _{0.54} Ag _{0.46}
19	В пирите и пирротине	65.56	34.50	–	–	100.06	656	Au _{0.51} Ag _{0.49}
20		67.34	32.60	–	–	99.94	673	Au _{0.53} Ag _{0.47}
21		69.90	30.10	–	–	100.00	699	Au _{0.56} Ag _{0.44}
22		68.78	30.39	–	–	99.17	688	Au _{0.55} Ag _{0.45}
23		65.67	33.55	–	–	99.22	657	Au _{0.52} Ag _{0.48}

Примечание. Самородное золото – Au > 50 мас. %, самородное серебро – Ag > 50 мас. %. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения.

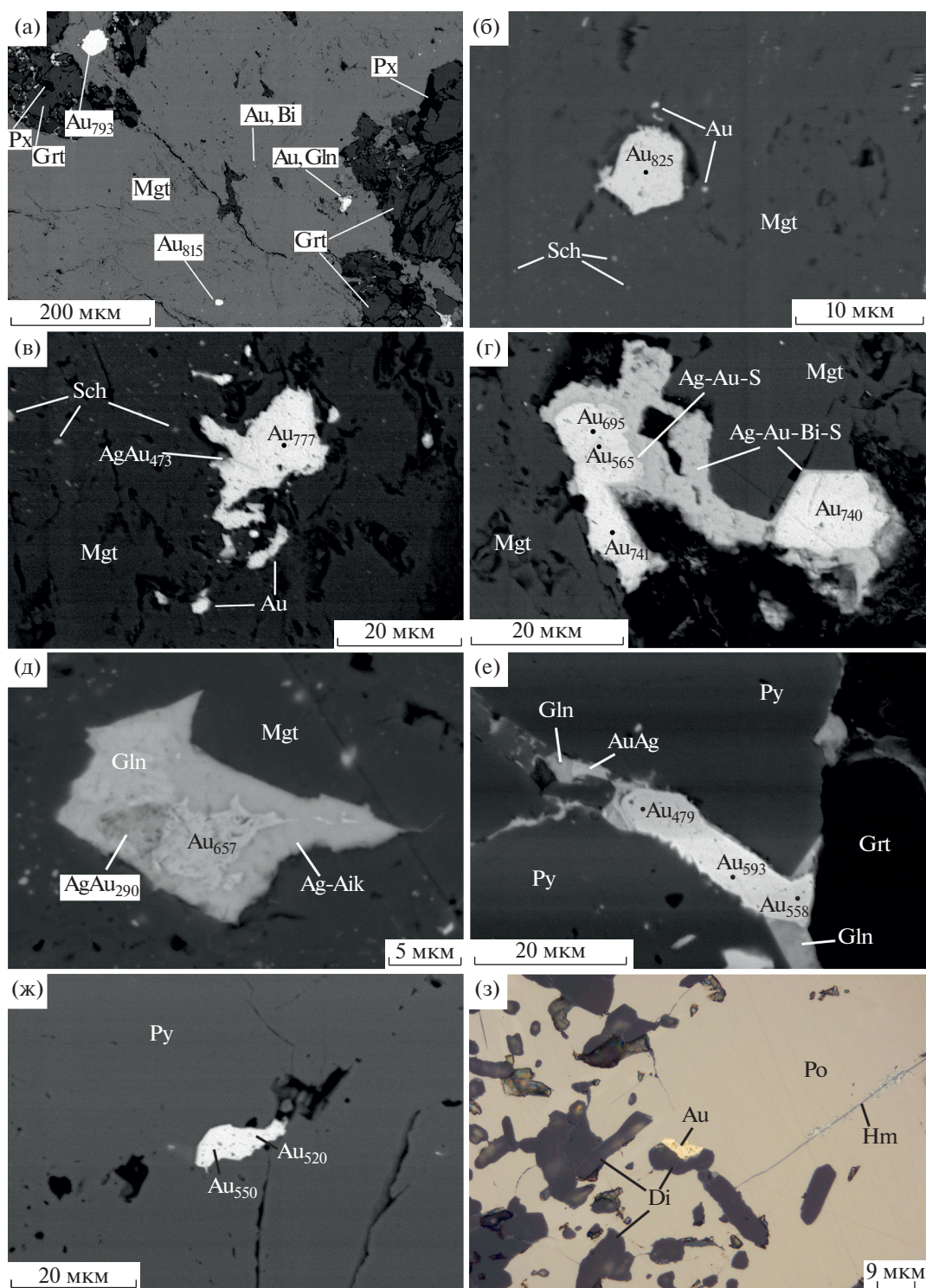
хлорита (9 анализов), рассчитанная по хлоритовым геотермометрам (Cathelineau, 1988; Jovett, 1991), варьирует от 221 до 296°C (табл. 2).

Самородное золото

Самородное золото в сульфидно-магнетитовых рудах обнаружено как в магнетите, так и в ассоциации с сульфидными минералами. В магнетите самородное золото представлено в виде отдельных включений размером от 1–5 мкм до 50 мкм. Самородное золото соседствует с многочисленными вкрапленниками (до 3 мкм) шеелита (фиг. ба–в). Форма золотинок в магнетите округлая, угловатая, сглажено-угловатая, нередко с кристаллографическими очертаниями. Иногда наблюдаются зерна самородного золота в тесном сростании с самородными висмутом и серебром. Пробность золота в магнетите составляет 793–895‰ (табл. 3).

Золото на контакте магнетита со скарновыми минералами, обычно окружено каймами ютенбогардита и Ag–Au–Bi сульфидов толщиной до 10 мкм (фиг. бг, табл. 4). Включения самородного золота ассоциируют с серебросодержащим айкинитом и галенитом (фиг. бд). Состав такого золота сильно варьирует (мас. %): Au 53.73–90.45 и Ag 8.90–43.71 (табл. 3). Высокие содержания Ag (50.84–71.04 мас. %) обычно отмечаются в краевых частях зерен. В целом в пределах одного зерна колебания содержания серебра достигают 28.95 мас. %. Пробность золота, соответственно, изменяется от 905‰ в центре до самородного серебра (пробность 290‰) в наружной оторочке.

Минералы серии самородное золото–самородное серебро (мас. %: 44.26–68.65 Au, 29.91–55.19 Ag) также выполняют трещины в пиритовых агрегатах в сростании с галенитом (фиг. бе). В ред-



Фиг. 6. Минералы серии самородное золото–самородное серебро в рудах месторождения Акташ: а – самородное золото (Au) в магнетите (Mgt) (пробность 793–815‰), Au, Bi – срastание самородного золота с самородным висмутом, в нерудной массе – гранат (Grt) и пироксен (Px); б – самородное золото (пробность 825‰) в магнетите с тонкой вкрапленностью шеелита (Sch); в – снижение пробности золота от центра (пробность 777‰) к краям зерен (пробность 473‰); г – самородное золото (пробность 565–741‰) в срastании с сульфидами золота, серебра и висмута (Ag–Au–S, Ag–Au–Bi–S) на контакте магнетита с нерудными минералами; д – тесное срastание самородного серебра и золота (пробность 290–657‰) с галенитом (Gln) и серебрянодержащим айкинитом (Ag–Aik) в магнетите, е – самородное золото (пробность 479–593‰) в ассоциации с галенитом в трещинах пирита (Py); ж – удлиненно-ксеноморфное зерно самородного золота (пробность 657–688‰) в пирите; з – золото в ассоциации с диопсидом (Di) в пирротине (Po), Hm – прожилки гематита. Подстрочные индексы обозначают пробность золота. СЭМ-фото (а–ж), отраженный свет (з).

Таблица 4. Химический состав (мас. %) ютенбогаардтита и Ag–Au–Bi–S минералов сульфидно-магнетитовых руд

№ п/п	Минерал	Ag	Au	Bi	S	Сумма	Формула
1	Ютенбогаардтит	51.78	34.46	–	12.82	99.05	Ag _{2.40} Au _{0.88} S _{2.00}
2		52.27	34.61	–	12.59	99.47	Ag _{2.47} Au _{0.90} S _{2.00}
3	Ag–Au–Bi–S минералы	43.43	20.26	12.17	20.41	99.86	(Ag _{0.68} Au _{0.16} Bi _{0.10}) _{Σ0.93} S _{1.00}
4		45.14	19.38	14.46	20.79	99.76	(Ag _{0.64} Au _{0.15} Bi _{0.11}) _{Σ0.90} S _{1.00}

Примечание. Формулы рассчитаны на S = 2 (ютенбогаардтит), S = 1 (Ag–Au–Bi–S фаза). Прочерк – не обнаружено.

ких случаях в их составе обнаружены Cu (0.61–0.70) и Pb (1.36–1.94) (табл. 3). Пробность золота варьирует от 687 до 445‰ (табл. 3).

Самородное золото в магнетит-сульфидных рудах встречается реже и, в основном, связано с магнетит-пирит-пирротиновой ассоциацией минералов. В пиритовых агрегатах самородное золото встречается в виде включений размером до 10 мкм (фиг. 6ж). В пирротиновых агрегатах самородное золото обычно локализуется на контакте с кристаллами диопсида (фиг. 6з). Золота имеет относительно однородный состав (Au 65.56–69.90 мас. %, Ag 34.50–40.83 мас. %) и представлено низкопробной (656–699‰) разновидностью (табл. 3).

Теллуриды висмута и серебра

Теллуриды висмута и серебра нами обнаружены в магнетит-пирит-пирротиновой ассоциации в магнетит-сульфидных рудах и представлены цумоитом, пильзенитом, гесситом и штютцитом.

Цумоит (Bi_{1.00–1.03}Te_{0.97–1.00}) встречается чаще других теллуридов и образует ксеноморфные выделения в основной массе пирротина в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, пиритом и диопсидом или иногда выполняет интерстиции между агрегатами пирротина и хлорита (фиг. 7а, б). В отраженном свете цумоит характеризуется кремовым оттенком. Размер его выделений достигает 70 мкм. Химический состав цумоита нестехиометричен, в некоторых случаях отмечается примесь Ag до 1.97 мас. % (табл. 5), и на диаграмме состава теллуридов Bi–Te–Ag тяготеет к пильзениту (фиг. 8а). Однако картины электронной дифракции, полученные для цумоита (12 анализов), показывают совпадение с теоретической картиной (MAD (многоволновая аномальная дифракция) = 0.3°, совпадение по 12 полосам, построенной по структурной модели этого минерала (фиг. 8б).

Пильзенит (Bi_{3.56–3.91}Ag_{0–0.22}Te_{3.09–3.22}) образует ксеноморфные выделения размером до 20 мкм и тонкую вкрапленность (1–2 мкм) в пирротине (фиг. 7в, г). В более крупных выделениях пильзенит под оптическим микроскопом характеризуется ярким серовато-белым цветом и более высоким отражением, чем цумоит. Для пильзенита, в отличие от цумоита, характерны повышенные со-

держания Bi (66.49–66.94 мас. %) и пониженные Te (32.23–33.02 мас. %) (табл. 5). На диаграмме состава теллуридов (Bi–Te–Ag) видно, что состав проанализированных зерен пильзенита тяготеет к цумоиту (см. фиг. 8а).

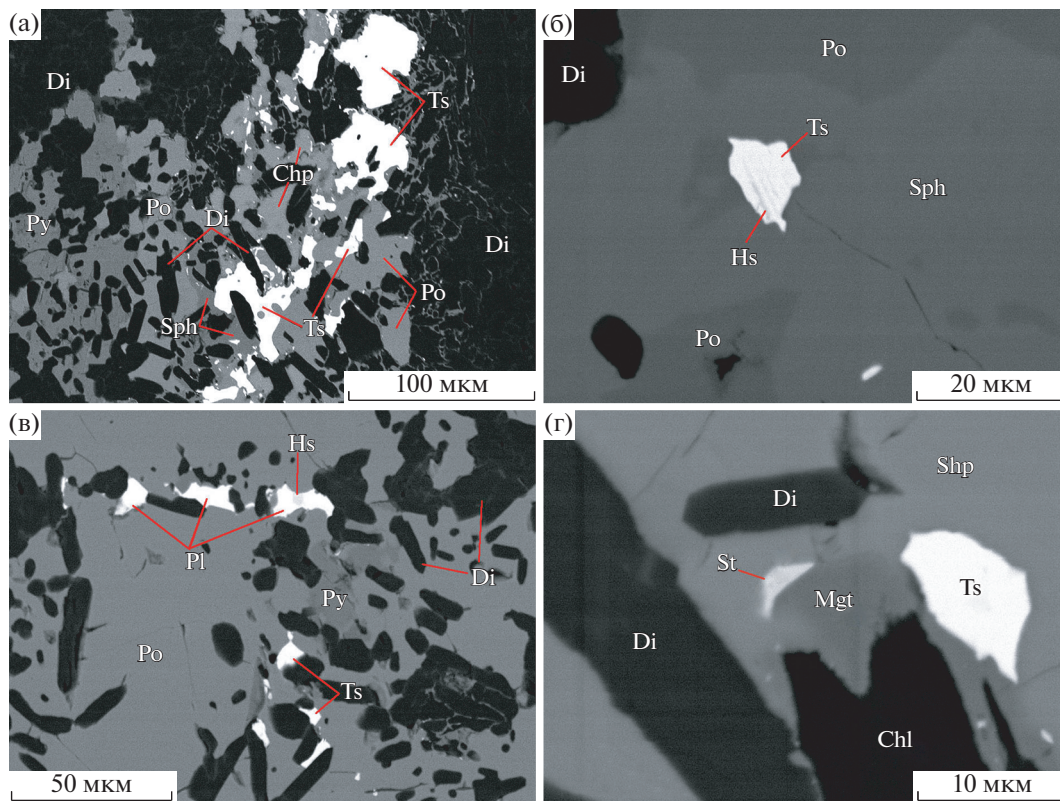
Гессит (Ag_{1.97–1.99}Te_{1.01–1.03}) встречается в виде включений размером до 15 мкм и прослойки (толщина до 2 мкм) в пильзените и цумоите (фиг. 7б–д). Микроскопически минерал обладает коричневатого-серым цветом и слабой отражательной способностью. Химический состав гессита близок к теоретическому (табл. 5).

Штютцит (Ag_{5.01}Te_{3.00}) наблюдается в виде единичных зерен размером до 5 мкм в интерстициях между зернами магнетита и сфалерита в ассоциации с цумоитом, хлоритом и диопсидом (фиг. 7г). Минерал имеет свинцово-серый цвет. Химический состав минерала соответствует теоретическому (табл. 5, фиг. 8а).

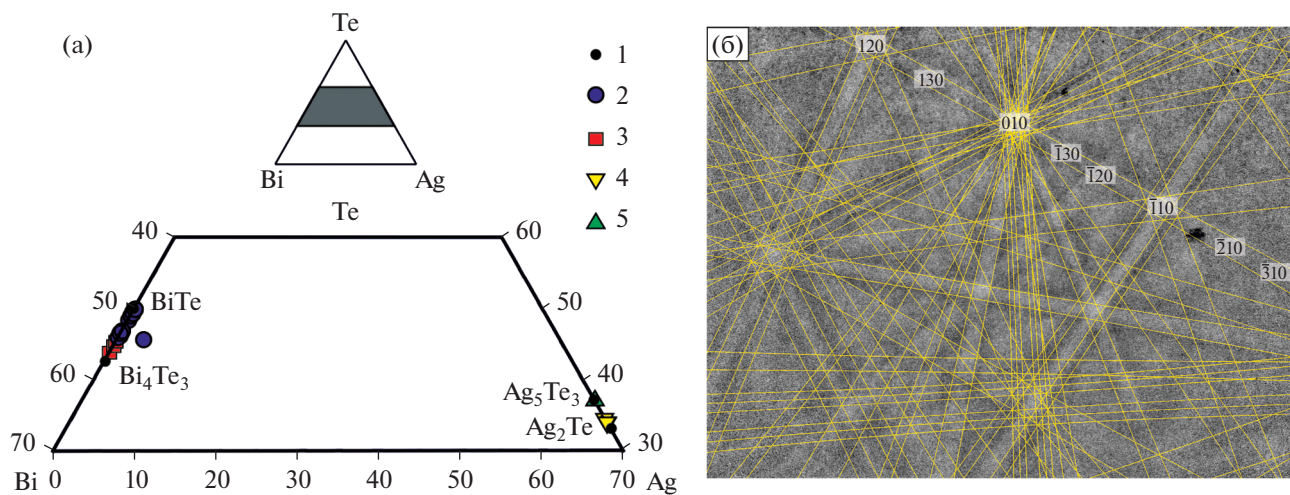
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Последовательность рудообразования

Скарновые железорудные месторождения являются объектами сложного генезиса и до сих пор являются предметом острых дискуссий. В целом как в мировой, так и в отечественной литературе отчетливо прослеживается тенденция интерпретировать генезис скарново-магнетитовых руд единственным образом и относить их в основном либо к контактово-метасоматическим (Коржинский, 1953; Овчинников, 1960; Жариков, 1968; Шабынин и др., 1984; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1993), либо к метаморфизованным вулканогенно-осадочным образованиям с последующим метаморфизмом (Дербиков, 1964; Калугин, 1970; Дымкин, Пругов, 1980; Булашевич и др., 1981; Белевцев и др., 1982; Ивлев, 2004). Однако ранее считалось, что образование железных руд, например района Лан-Дилль в Германии, происходило в результате процессов гальмизации-диагенеза базальтовых вулканокластитов с участием гидротермальных растворов, сопровождающих вулканическую деятельность (Hümmel, 1922; Hentschel, 1960; Rösler, 1964; Flick et al., 1990). Некоторыми исследователями предполагалось, что взаимодействие вулканического пепла и



Фиг. 7. Теллуриды висмута и серебра в пирит-пирротиновых рудах: а – ксеноморфные зерна цумоита (Ts) в ассоциации со сфалеритом (Sph), халькопиритом (Chp) и диопсидом (Di); б – цумоит с тонкими прослойками гессита (Hs) в ассоциации со сфалеритом; в – включения гессита в пильзените (Pl); г – выделения штюцита (St) и цумоита на контакте магнетита (Mgt) и сфалерита. СЭМ-фото.



Фиг. 8. Диаграмма химических составов теллуридов висмута месторождения Акташ (а): 1 – теоретический состав минералов; 2 – цумоит; 3 – пильзенит; 4 – гессит; 5 – штюцит. Рядом картина электронной дифракции цумоита (б).

морской воды является основным процессом формирования южно-уральских яшм (Либрович, 1936). Палагонитовая природа сульфидно-магнетитовых руд рассмотрена на примере ряда колчеданных ме-

сторождений Южного Урала (Пуркин, Денисова, 1987; Злотник-Хоткевич, 1989; Рыкус, 1992; Масленников, 1999). В последние годы в модели железонскопления вовлекаются процессы гальмироли-

Таблица 5. Химический состав (мас. %) теллуридов висмута и серебра халькопирит-пирит-пирротиновых руд

№ п/п	Минерал	Bi	Ag	Te	Сумма	Формула
1	Цумоит	63.08	–	36.16	99.24	Bi _{1.06} Te _{1.00}
2		64.13	–	35.00	99.13	Bi _{1.12} Te _{1.00}
3		64.24	–	34.89	99.14	Bi _{1.12} Te _{1.00}
4		64.24	–	34.86	99.10	Bi _{1.13} Te _{1.00}
5		65.76	–	33.42	99.18	Bi _{1.20} Te _{1.00}
6		64.43	–	34.69	99.12	Bi _{1.13} Te _{1.00}
7		65.30	–	34.56	99.85	Bi _{1.15} Te _{1.00}
8		62.78	1.97	34.65	99.40	Ag _{0.07} Bi _{1.11} Te _{1.00}
9		65.48	–	34.16	99.64	Bi _{1.17} Te _{1.00}
10		64.57	–	35.08	99.65	Bi _{1.12} Te _{1.00}
11		61.62	–	37.73	99.35	Bi _{1.00} Te _{1.00}
12		64.67	–	34.72	99.39	Bi _{1.14} Te _{1.00}
13		62.28	–	37.46	99.73	Bi _{1.01} Te _{1.00}
14		62.40	–	36.91	99.30	Bi _{1.03} Te _{1.00}
15		62.30	–	37.32	99.62	Bi _{1.02} Te _{1.00}
16		61.77	–	37.74	99.51	Bi _{1.00} Te _{1.00}
17	Пильзенит	66.49	–	32.96	99.45	Bi _{3.70} Te _{3.00}
18		66.55	–	33.02	99.57	Bi _{3.69} Te _{3.00}
19		66.94	–	32.23	99.17	Bi _{3.80} Te _{3.00}
20	Гессит	–	61.52	37.90	99.42	Ag _{1.92} Te _{1.00}
21		–	61.94	37.50	99.44	Ag _{1.95} Te _{1.00}
22		–	61.82	37.26	99.08	Ag _{1.96} Te _{1.00}
23	Штютцит	–	58.31	41.33	99.64	Ag _{5.01} Te _{3.00}
24		–	58.23	41.49	99.72	Ag _{4.99} Te _{3.00}

Примечание. Формулы рассчитаны на Te = 1 (цумоит и гессит), Te = 3 (пильзенит и штютцит). Прочерк – не обнаружено.

за (или биогальмиролиза) вулканогенно-осадочных отложений с участием микроорганизмов в зонах газовых и гидротермальных просачиваний (Масленников, 2004, 2021; Maslennikov et al., 2012). Признаки гальмиролиза гиалокластитов при формировании некоторых железорудных месторождений Тургайского железорудного пояса показаны в работе (Ауирова et al., 2021).

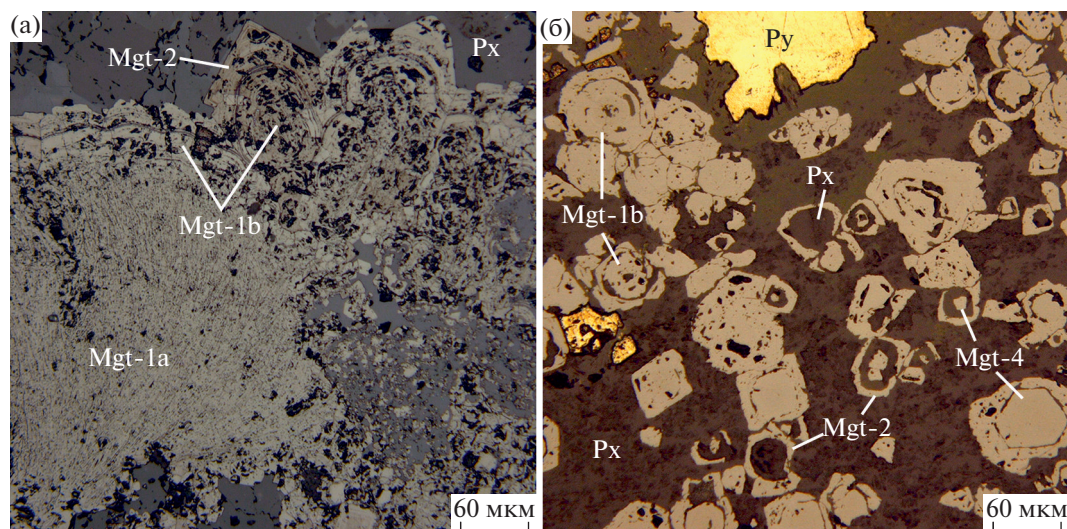
Исследования сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ позволяют сделать первые предварительные выводы:

– Среди сульфидно-магнетитовых руд наиболее часто встречаются руды со слоисто-полосчатой текстурой и широко развитой поздней скарновой силикатной и сульфидной минерализацией.

– Выявлены лучистые и колломорфные агрегаты магнетита-1, напоминающие структуры бактериоморфных биолитов (фиг. 9а). Можно предположить, что гальмиролиз исходных гиалокла-

ститов происходил при участии бактерий (Furnes, 1975; Aumento et al., 1976; Torsvik et al., 1998). Известно, что микробное восстановление аморфных окси-гидроксидов трехвалентного железа в бескислородной среде часто приводит к осаждению внутриклеточного магнетита (Lovley et al., 1987). Образование аутигенного магнетита непосредственно магнитотактическими бактериями установлено в глубоководных морских и прибрежных условиях (Kirschvink, Chang, 1984; Karlin et al., 1987; Roberts et al., 2011).

– Локализация железорудного тела в непосредственной близости с гранитоидной интрузией привело к значительной утрате признаков первичных железистых осадков и перераспределению Fe. Последовательное замещение колломорфного магнетита-1 нерудными минералами с последующим отложением метакристаллов магнетита-4, сульфидов и теллуридов, вероятно, связано с контактово-метаморфическими процессами (фиг. 9б).



Фиг. 9. Последовательность образования разновидностей магнетита: а – строматолитовая текстура лучистого агрегата магнетита (Mgt-1a) и его последовательное обрастание колломорфно-почковидным (Mgt-1b), а затем субгедральным магнетитом (Mgt-2); б – замещение колломорфного магнетита (Mgt-1b) пироксеном (Px) с последующим отложением незонального эвгедрального магнетита (Mgt-4).

– Самородное золото установлено в сульфидно-магнетитовых и магнетит-сульфидных рудах в ассоциации с пирротинном. В сульфидно-магнетитовых разностях руд самородное золото ассоциирует с висмутовой минерализацией без проявления теллуридных минералов. Теллуридная минерализация характерна для магнетит-халькопирит-пирит-пирротинных руд и сопровождается широким развитием хлорита, амфибола, эпидота и кальцита.

Представленные результаты не противоречат данным, полученным по другим регионам. За последние два десятилетия в мире были обнаружены и подробно описаны многочисленные золото-содержащие месторождения Cu, Zn–Pb и Fe скарнового типа (Theodore et al., 1991; Ettlenger et al., 1992; Johnson, Meinert, 1994; Meinert, 1998; Chen et al., 1992, 1997; Zhao et al., 1992, 1997). Рудные минералы на этих месторождениях включают пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, самородное золото, электрум, минералы висмута (особенно висмутин и самородный висмут), магнетит или гематит и теллуриды (обычно Au, Ag, Ni, Pb) (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1998; Ray et al., 1987; Ettlenger, Ray, 1988). По данным исследователей, признаком золотоносности скарновых руд является наличие висмут-теллур(±селеновой) минерализации в ассоциации с сульфидами (Ray et al., 1987; Meinert, 1998). Считается, что внедрение большей части золота связано с сульфидной стадией минерализации (Theodore et al., 1991).

Золото-серебро-теллуридная минерализация

Самородное золото на месторождении Акташ встречается в виде включений в магнетитовой и сульфидной ассоциациях и характеризуется широкой вариацией состава. Известно, что состав самородного золота может варьировать на разных стадиях минералообразования и зависит от локальных изменений окислительно-восстановительных и кислотных условий рудоотложения (Петровская и др., 1976). Вариация состава самородного золота в зависимости от минеральных ассоциаций на месторождении Акташ может рассматриваться как пространственное совмещение более раннего высокопробного золота с поздним низкопробным. Выделение первой умеренно высокопробной разновидности золота в магнетите (725–905‰) в тесной ассоциации с шеелитом на месторождении Акташ происходило при скарнировании. Самородное золото, связанное с относительно высокотемпературными сульфидами (пирит-пирротин), относится к низкопробному (656–699‰) и является более низкотемпературным по отношению к скарновым минералам. Третья разновидность золота приурочена к полиметаллической стадии минералообразования (ассоциация с галенитом), имеет более широкое распространение и характеризуется уменьшением пробности золота от ядра (657–741‰) к крайним частям зерен вплоть до отложения низкопробного золота и самородного серебра (290–565‰). Эти данные хорошо увязываются с заключительной стадией гидротермального этапа. Снижение пробности золота сопровождается отложением минералов висмута, включая висмутин, сульфосоли Cu–Bi (эм-

плектит, виттихенит) и самородного висмута, что в целом характерно для скарновых месторождений (Meinert, 1998; Ciobanu et al., 2003; Cook, Ciobanu, 2004; Mudrovska et al., 2004). Переменный химический состав Au–Bi минералов указывает на колебания состава рудообразующих флюидов (Бортников, 2006; Cook et al., 2009). Наличие теллуридов на месторождении указывает, что некоторая часть золота в рудах месторождения Акташ присутствует в составе теллуридов.

Считается, что одним из возможных механизмов совместной миграции Au, Bi, Te являются относительно низкие температуры плавления Bi и соединений золота с Bi и Te (Frost et al., 2002; Tooth et al., 2011). Свидетельством этих процессов являются: (1) локальные концентрации Au и Ag в рудах, (2) многофазные включения сульфидов (Au–Ag–Bi–S) в нерудных минералах; (2) малые углы между границами сульфидных минералов; (4) заполнение трещин различными сульфидами и сульфосолями и (5) присутствие богатых Ca и Mn минералов (Frost et al., 2002), что характерно и для сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ. Возможность переноса этих металлов в виде легкоплавких соединений и низкотемпературных сплавов показана в работе (Tomkins et al., 2007). Считается, что капли расплавленного Bi поглощают Au *in situ*, что приводит к образованию включений Bi–Au в сульфидах. Такой механизм известен как “модель коллектора жидкого висмута”, которая была применена к гидротермальным месторождениям, в том числе и скарновым (Kim et al., 2012; Zhou et al., 2016). Результаты расчетов показывают, что расплавы Au–Bi–Te могут отлагаться даже из гидротермальных флюидов, которые умеренно недосыщены чистыми твердыми (Au) и жидкими (Bi, Te) металлами (Wagner, 2007). По данным (Cook et al., 2009), в системе Au–Bi–Te имеется более 10 низкотемпературных эвтектик в интервале 234–475°C, из которых 8 приходится на самородное золото. Появление Au в трещинах пирита в ассоциации с галенитом можно рассматривать как повторное плавление самородного висмута, который мог эффективно сорбировать золото на стадии заключительной сульфидной минерализации (Zhou et al., 2016).

Проявление минеральных образований, представленных амфиболом, эпидотом и хлоритом, а также в ограниченном объеме – карбоната и кварца, очевидно, указывает, что Ag–Au–Te-минерализация сформировалась к концу стадии кристаллизации ранних сульфидов. Температуры минералообразования этой стадии по хлоритовому геотермометру оцениваются <300°C. Нестехиометрический состав цумоита, наличие пильзенита и отсутствие самородного висмута в этой ассоциации могут указывать на их образование при повышенных температурах (>300°C) и в изменчивых значениях отношения Bi : Te во флюидах

(Cook et al., 2007; Sejkora et al., 2009). Кроме того, общая последовательность выделения минералов висмута (сульфиды → сульфосоли → теллуриды → → самородный висмут) свидетельствует об эволюции гидротермального раствора при формировании руд на месторождении в направлении уменьшения количества Bi и увеличения Pb, Ag, Te в гидротермальных флюидах (Afifi et al., 1988). Известно, что минералы Bi–Te–S (например, цумоит), характеризующиеся соотношением $Bi/(Te + S) \leq 1$, могут свидетельствовать об осаждении золота в окислительных условиях (Ciobanu et al., 2005, 2010). Это условие подтверждается повсеместным наличием гематита в халькопирит-пирит-пирротиновых рудах. Гессит является наиболее распространенным теллуридом серебра на месторождении, однако его стабильность в широком диапазоне значений fO_2 не дает информации об условиях рудообразования (Zhang, Spry, 1994).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На месторождении Акташ распространены сульфидно-магнетитовые руды со слоисто-полосчатой текстурой и широко развитой поздней скарновой силикатной и сульфидной минерализацией. Магнетит в рудах представлен: (1) лучистыми (Mgt-1a) и колломорфными (Mgt-1b) агрегатами, (2) зональными субгедральными зернами (Mgt-2), образованными за счет обрастания колломорфного магнетита-1b, (3) удлинёнными пластинчатыми кристаллами (Mgt-3, мушкетовит) и (4) незональными эвгедральными метакристаллами (Mgt-4). Обнаруженные нитчатые и колломорфные агрегаты магнетита-1 напоминают структуры бактериоморфных биолитов. Предполагается, что магнетитовые руды являются продуктами бактериального гальмиролиза вулканогенно-карбонатных илов. Последовательное замещение колломорфного магнетита-1a нерудными минералами с последующим отложением метакристаллов магнетита-4, сульфидов и теллуридов, вероятно, связано с контактово-метаморфическими процессами.

Золото-серебро-теллуридная минерализация представлена продуктами многостадийного рудного процесса. В самородном виде золото в рудах сформировалось: 1) в скарновую стадию совместно с шеелитом и, вероятно, титанистыми минералами; 2) в раннюю сульфидную стадию в ассоциации с пирротинитом; 3) в завершающую сульфидную стадию в ассоциации с галенитом. Закономерное понижение пробности самородного золота от ранних генераций к поздним и парагенетическая связь с различными минералами висмута (самородный висмут, висмутин, айкинит, ютенбогаардтит, Ag–Au–Bi–S минералы) отражают изменчивые физико-химические условия минералообразования как следствие снижения температур и фугитивности серы минералообразующих флюидов. Впервые на

месторождении установлено, что Те встречается в сульфидных минералах не только в виде элементов-примесей, но и в виде собственных минеральных форм: цумоита, пильзенита, гессита и штюцита.

Изучение минерального состава руд на месторождении Акташ имеет важное значение в связи с полноценной геолого-экономической ревизией скарноворудных полей и месторождений в районе исследований. Золото в магнетитовых рудах может представлять практический интерес при условии получения магнетитового концентрата и разработки технологии извлечения из него золота и серебра.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны анонимным рецензентам и главному редактору журнала академику Бортникову Н.С. за конструктивные замечания и полезные рекомендации по представлению результатов исследования, которые позволили улучшить содержание и качество данной статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № АААА-А19-119061790049-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадалов С.Т.* Геохимические особенности рудообразующих систем. Ташкент: ФАН, 1991. 144 с.
- Бадалов С.Т., Голованов И.М., Дунин-Барковская Э.А.* Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент: ФАН, 1971. 228 с.
- Белевцев Я.Н., Бухарев В.П., Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Попов Б.А., Степанов В.А., Усенко А.И.* О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала // Геология руд. месторождений. 1982. № 1. С. 53–75.
- Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р.* Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 4. С. 61–81.
- 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.
- Булашевич Ю.Л., Дымкин А.М., Попов Б.А., Юрков А.К.* Новые данные о вулканогенно-осадочной природе некоторых магнетитовых руд Урала // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 6. С. 1188–1191.
- Вольфсон Ф.И., Титов В.Н.* Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М.: Наука, 1965. С. 21–29.
- Дымкин А.М., Пругов В.П.* Стратиформный тип железооруднения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 200 с.
- Дербигов И.В.* К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казанской группы). Новосибирск: Труды СНИИГТИМСА. Вып. 35. 1964. С. 82–100.
- Дунина-Барковская Э.А.* Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент: ФАН, 1978. 272 с.
- Жариков В.А.* Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.
- Злотник-Хоткевич А.Г.* Железистые и кремнисто-железистые осадки колчеданных месторождений // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 45–52.
- Ивлев А.И.* Качарское месторождение железа – новый взгляд на геологическое строение // Топорковские чтения: Матер. XI Междунар. науч. горно-геол. конф. Рудный: РИИ, 2004. С. 62–82.
- Левин В.И.* Краткие черты геологического строения района Кансайского рудного района // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М.: Наука, 1965. С. 7–19.
- Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Труды ЦНИГРИ. Вып. 81. Л., М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 208 с.
- Калугин А.С.* Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая (источники вещества, условия и механизм отложения, явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма руд). Ленинград: Недра, 1970. 176 с.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335–456.
- Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Масленников В.В.* Гальмиролиз и железнакопление // Топорковские чтения: Материалы XI Междунар. науч. горно-геол. конф. Рудный: РИИ, 2004. С. 33–45.
- Масленников В.В.* О возможной роли сипового био-гальмиролиза в формировании субмаринных месторождений. Масленников В.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021. С. 5–9.
- Овчинников Л.Н.* Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала // Тр. горно-геох. ин-та уральск. фил. АН СССР. Вып. 89, 1960.
- Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е., Горшков А.И.* Новые данные о составе фаз в неоднородных выделениях самородного золота // Изв. АН СССР. 1976. № 3. С. 67–73.
- Пуркин А.В., Денисова Т.А.* Геологические критерии прогнозирования и поиска на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сфор-

- мированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 1987. 190 с.
- Рыкус М.В., Рыкус Н.Г., Кондручина Л.С.* Магнетитовая минерализация Ажарского колчеданного рудного поля // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Урала / Отв. ред. Г.Н. Пшеничный. БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1992. С. 23–34.
- Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М., Чернышев В.Ф., Дзайнуков А.Б., Прокофьев В.Ю.* Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, I: геология, минералогия, структурные условия рудоотложения // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 195–211.
- Файзиев, А.Р., Фозилов М.М.* Ангидрит многометального месторождения Большой Канимансур и его поисково-оценочное значение // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2009. Т. 52. № 1. С. 49–52.
- Файзиев Ф.А., Ятимов С.Б., Файзиев А.Р.* Серебряная минерализация Кансайского рудного поля (Северный Таджикистан) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2019. Т. 62. № 11–12. С. 696–703.
- Фозилов М.М.* Минеральные комплексы и типы руд месторождений Адрасман-Канимансурского рудного поля (Карамазар) // Геология и охрана недр. 2010. Т. 36. № 3. С. 18–21.
- Шабынин Л.И., Перцев Н.Н., Зотов И.А.* Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов. М.: Наука, 1984. 105 с.
- Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Блинов И.А., Котляров В.А.* Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) // Минералогия. 2019. Т. 5. № 4. С. 39–51.
- Ятимов У.А., Сафаралиев Н.С., Котляров В.А.* Пирофанит из скарново-сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар) // Под знаком золота и платины: Уральская минералогическая школа – 2020. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. С. 138–140.
- Ятимов У.А., Белогуб Е.В., Шиловских В.В., Блинов И.А.* Заварицкит из сульфидно-магнетитовых руд скарнового месторождения Акташ, Западный Карамазар, Северный Таджикистан // Записки РМО. 2021. Т. 150. № 1. С. 92–100.
- Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.* Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 377–394.
- Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Bisk, Y.S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D.* Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc–continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Research. 2016. V. 39. P. 261–291.
- Aumento F., Mitchell W. S., Fratta M.* Interaction between sea water and oceanic layer two as a function of time and depth – I. Field evidence // Can. Mineral. 1976. V. 14. P. 269–290.
- Ayupova N.R., Novoselov K.A., Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Hollis S.P., Artemyev D.A., Tessalina S.G.* The formation of magnetite ores of the Glubochenskoe deposit, Turgai iron belt, Russia: new structural, mineralogical, geochemical, and isotopic constraints // Mineral. Deposita. 2021. V. 56. P. 103–123.
- Biske Y.S., Seltmann R.* Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 602–613.
- Burtman V.S.* Tectonics and geodynamics of the Tian Shan in the middle and late Paleozoic // Geotectonics. 2015. V. 49. No 4. P. 302–319.
- Cathelineau M.* Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. V. 23. P. 471–485.
- Ciobanu C.I., Birch W.D., Cook N.J., Pring A., Grundler P.V.* Petrogenetic significance of Au–Bi–Te–S associations: the example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia // Lithos. 2010. V. 11. P. 1–17.
- Ciobanu C.L., Cook N.J., Pring A.* Bismuth tellurides as gold scavengers // Mineral Deposit Research. Meeting the Global Challenge Springer: Berlin-Heidelberg-New York, 2005. P. 1383–1386.
- Ciobanu C.L., Cook N.J., Bogdanov K., Kiss O., Vuèkovia B.* Gold enrichment in deposits of the Banatitic Magmatic and Metallogenetic belt // Mineral Exploration and Sustainable Development. Rotterdam: Millpress, 2003. P. 1153–1156.
- Chen Y.J.* Mineralization during collisional orogenesis and its control of the distribution of gold deposits in Junggar Mountains, Xinjiang, China // Acta Geologica Sinica. 1997. V. 71. P. 69–79.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Spry P.G., Vouhouris P. and the participants of IGCP-486.* Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits. Episodes Journal of International Geoscience. 2009. V. 32 (4). P. 249–263.
- Chen J., Halls C., Stanley C.J.* Tin-bearing skarns of South China: Geological setting and mineralogy // Ore Geol. Rev. 1992. V. 7. P. 225–248.
- Cook N.J., Ciobanu C.L.* Gold-Silver-Telluride Deposits of the Golden Quadrilateral // South Apuseni Mts. Romania: IAGOD Guidebook Series. V. 12. 2004. 266 p.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Wagner T., Stanley Ch.J.* Minerals of the system Bi–Te–Se–S related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation // Can. Mineral. 2007. V. 45. P. 665–708.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Mao J.W.* Textural control on gold distribution in As-free pyrite from the Dongping, Huangtuliang and Hougou gold deposits, North China Craton (Hebei Province, China) // Chem. Geol. 2009. V. 264. P. 101–121.
- Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F.* Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 76–109.
- Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J.* Skarn deposits. Econ // Geol. 75th Anniversary Volume. 1981. V. 75. P. 317–391.

- Ettlinger A.T., Meinert L.D., Ray G.E.* Gold skarn mineralization and fluid evolution in the Nickel Plate Deposit, British Columbia // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 1541–1565.
- Ettlinger A.D., Ray G.E.* Gold-enriched Skarn Deposits in British Columbia; B.C. Ministry of Energy: Mines and Petroleum Resources // *Geological Fieldwork.* 1988. P. 263–279.
- Flick H., Nesbor H.D., Behnisch R.* Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gännsberg (Weilburg) // *Geol. Rundschau.* 1990. V. 79. No 2. P. 401–415.
- Frost B.R., Mavrogenes J.A., Tomkins A.G.* Partial melting of sulfide ore during medium- and high-grade metamorphism // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 1–18.
- Furnes H.* Experimental palagonitization of basaltic glasses of varied composition // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1975. V. 50. P. 105–113.
- Johnson T.W., Meinert L.D.* Au-Cu-Ag Skarn and Replacement Mineralization in the McLaren Deposit, New World District, Park Country, Montana // *Econ. Geology.* 1994. V. 89. No 5. P. 969–993.
- Jowett E.C.* Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer // *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting.* Toronto (May 27–29, 1991). Program with Abstracts. 1991. V. 16. A62.
- Hümmel K.* Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmurose // *Geol. Rundschau.* 1922. V. 13. P. 40–81.
- Hentschel H.* Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ // *Freib. Forchunghsh.* 1960. V. 79. P. 82–105.
- Karlin R., Lyle M., Heath G.R.* Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments // *Nature.* 1987. V. 326. P. 490–493.
- Kim E.J., Park M.E. and White N.C.* Skarn gold mineralization at the Geodo mine, South Korea // *Econ. Geol.* 2012. V. 107. P. 537–551.
- Kirschvink J.L., Chang S.B.R.* Ultrafine magnetite in deep-sea sediments: Possible bacterial magnetofossils // *Geology.* 1984. V. 12. P. 559–562.
- Konopelko D., Biske G., Kullerud K., Seltmann R., Divaev F.* The Koshrabad granite massif in Uzbekistan: petrogenesis, metallogeny and geodynamic setting // *Russian Geology and Geophysics.* 2011. V. 52. № 12. P. 1563–1573.
- Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev S.* Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan // *J. Asian Earth Sciences.* 2015. V. 113. P. 711–727.
- Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A.* A geotransverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research.* 2017. V. 47. P. 110–130.
- Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtarev K.E., Rytsk E.* Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* 2014. V. 25. P. 103–125.
- Lovley D.R., Stoltz J.F., Nord G.L., Phillips E.J.P.* Anaerobic production of magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism // *Nature.* 1987. V. 330. P. 252–254.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyusheskiy L.V., Large R.R.* Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // *Ore Geol. Rev.* 2012. V. 47. P. 5–41.
- Meinert L.D.* A review of skarns that contain gold. In: *Lentz, D.R.* (Ed.), *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems.* Short Course Handb // *Mineral. Assoc. Can.* 1998. V. 26. P. 359–414.
- Meinert L.D.* Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: *Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M.* (eds) // *Geol Assoc Can Special paper.* 1993. V. 40. P. 569–583.
- Mudrovskaya I.V., Ciobanu C.L., Cook N.J., Sukach V.* Au–Ag–Bi-tellurides and orogenic gold: Examples from the Ukrainian Shield // *Au–Ag-telluride Deposits of the Golden Quadrilateral, South Apuseni Mts. Romania: IAGOD Guidebook Series.* V. 12. 2004. P. 244–246.
- Ray G.E., Dawson G.L., Simpson R.* The Geology and Controls of Skarn Mineralization in the Hedley Gold Camp Southern British Columbia; B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources // *Geological Fieldwork.* 1987. P. 65–79.
- Roberts A.P., Florindo F., Villa G., Chang L., Jovane L., Bohaty S.M., Larrasoana J.C., Heslop D., FitzGerald J.D.* Magnetotactic bacterial abundance in pelagic marine environments is limited by organic carbon flux and availability of dissolved iron // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 310. P. 441–442.
- Rösler H.J.* Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Typus // *Ber. Geol. Des. DDR.* 1964. V. 9. P. 445–454.
- Sejkora J., Litochleb J., Jakub P., Bohuslav B.* Tsumoite and associated tellurides from the Au deposit Libčice near Nový Knín, Czech Republic: mineralogy and genetic significance // *J. Geosciences.* 2009. V. 54. P. 73–82.
- Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S.* Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *J. Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 821–838.
- Theodore T.G., Orris G.J., Hammarstrom J.M., Bliss J.D.* Gold-bearing skarns // *US Geological Survey Bulletin.* 1991. № 1830. P. 145.
- Tomkins A.G., Pattison D.R.M., Frost B.R.* On the initiation of metamorphic sulfide anataxis // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 511–535.
- Tooth B., Ciobanu C.L., Green L., O'Neill B., Brugger J.* Bi-melt formation and gold scavenging from hydrothermal fluids: an experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. P. 5423–5443.
- Torsvik T., Furnes H., Muehlenbachs K., Thorseth I., Tumyr H.O.* Evidence for microbial activity at the glass-alteration interface in oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 162. P. 165–176.

- Wagner T.* Thermodynamic modeling of Au–Bi–Te melt precipitation from high-temperature hydrothermal fluids: Preliminary results // Mineral exploration and research: Digging deeper. Proc. 9th biennial SGA meeting (Ed. C.J. Andrew). 2007. P. 769–772.
- Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V.* Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example. In: *Goldfarb, R., Nielsen, R.* (Eds.), *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century* // Economic Geology. Special Publication 9. 2002. P. 177–201.
- Zhang X., Spry P.G.* Petrological, mineralogical, fluid inclusion and stable isotope studies of the Gies gold–silver telluride deposit, Judith Mountains, Montana // *Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 602–627.
- Zhou H.Y., Sun X.M., Lin H., Fu Y., Cook N.J.* Nano- to micron-particulate gold hosted by magnetite: a product of gold scavenging by bismuth melts // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 79. P. 408–424.
- Zhao Y.M., Lin W.W., Zhang D.Q., Zhao G.H., Chen R.Y.* *Metasomatic Mineralization and Its Prospecting Significance.* Beijing Science and Technology Press. Beijing. 1992. 156 pp. (in Chinese).
- Zhao Y.M., Lin W.W., Bi C.S., Zhang Y.N.* The distribution and geological characteristics of auriferous skarn deposits in China // *Mineral Deposits.* 1997. V. 16. P. 193–203 (in Chinese with English abstract).
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* *Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis.* Washington: American Geophysical Union, 1991. P. 442.

УДК 553.46

КОКЛАНОВСКОЕ W–Mo МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЗАУРАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

© 2022 г. К. А. Новоселов^а, *, Е. В. Белогуб^а, Е. Е. Паленова^а, М. В. Заботина^а, В. А. Котляров^а^аИнститут минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, терр. Ильменский заповедник, Миасс, 456317 Россия

*e-mail: const31@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.08.2020 г.

После доработки 12.01.2022 г.

Принята к публикации 24.01.2022 г.

Коклановское W–Mo месторождение (Зауралье) приурочено к одноименному массиву лейкогранитов P₂, который прорывает толщу нижнепалеозойских кристаллических сланцев с линзами гипербазитов, мраморов и скарнов. Промышленное штокерковое W–Mo оруденение охватывает как экзоконтакт, так и эндоконтакт Коклановского массива и связано с грейзенизацией. Промышленное разделение руд основано на типе вмещающей породы. Преобладают руды гранитного и сланцевого типа (суммарно 88.7%). Резко подчиненное значение имеют гипербазитовый и скарновый типы. Молибден концентрируется преимущественно в молибдените, редко примесь Mo отмечается в шеелите. Вольфрам связан, главным образом, с шеелитом, крайне редко встречается вольфрамит. Содержания молибдена и вольфрама в рудах и породах не коррелируют между собой. В минеральном составе руд преобладают пирит, молибденит и шеелит, второстепенные – халькопирит, пирротин, магнетит, среди редких установлены арсенопирит, герсдорфит, никелин, пентландит, тетраэдрит, борнит, галенит, самородный висмут, висмутин, сульфосоли висмута, уранинит.

Ключевые слова: Коклановское, Зауралье, грейзен, скарн, вольфрам, молибден

DOI: 10.31857/S0016777022030054

ВВЕДЕНИЕ

Эндогенные месторождения молибдена и вольфрама связаны преимущественно с постмагматической стадией становления гранитоидных массивов. Для молибдена это месторождения порфирового семейства (молибден-порфиновые, медно-молибден-порфиновые), для обоих металлов – комплексные редкометалльные месторождения, ассоциирующие с грейзенами и скарнами (Смирнов, 1982; Pirajno, 2009).

Редкометалльные, в том числе грейзеновые, месторождения обычно сгруппированы в пояса и связаны с коллизионными гранитоидами (Щерба, 1968; Shcherba, 1970, Рундквист и др., 1970; Pirajno, 2009). Уральский редкометалльный пояс протягивается в меридиональном направлении вдоль восточного склона Урала на расстояние почти 800 км примерно от широты 50° до 58° с.ш. (фиг. 1) (Щерба, 1968; Shcherba, 1970). Его образование генетически связано с “Гранитной осью Урала” – комплексом гранитных массивов, сформированных в условиях жесткой коллизии при закрытии Уральского палеоокеана. С постмагматической стадией внедрения гранитоидов связаны месторождения W–Mo руд: Южно-Шамейское (W–Mo), Баженовское (Bi–Mo) на Среднем Урале, Боев-

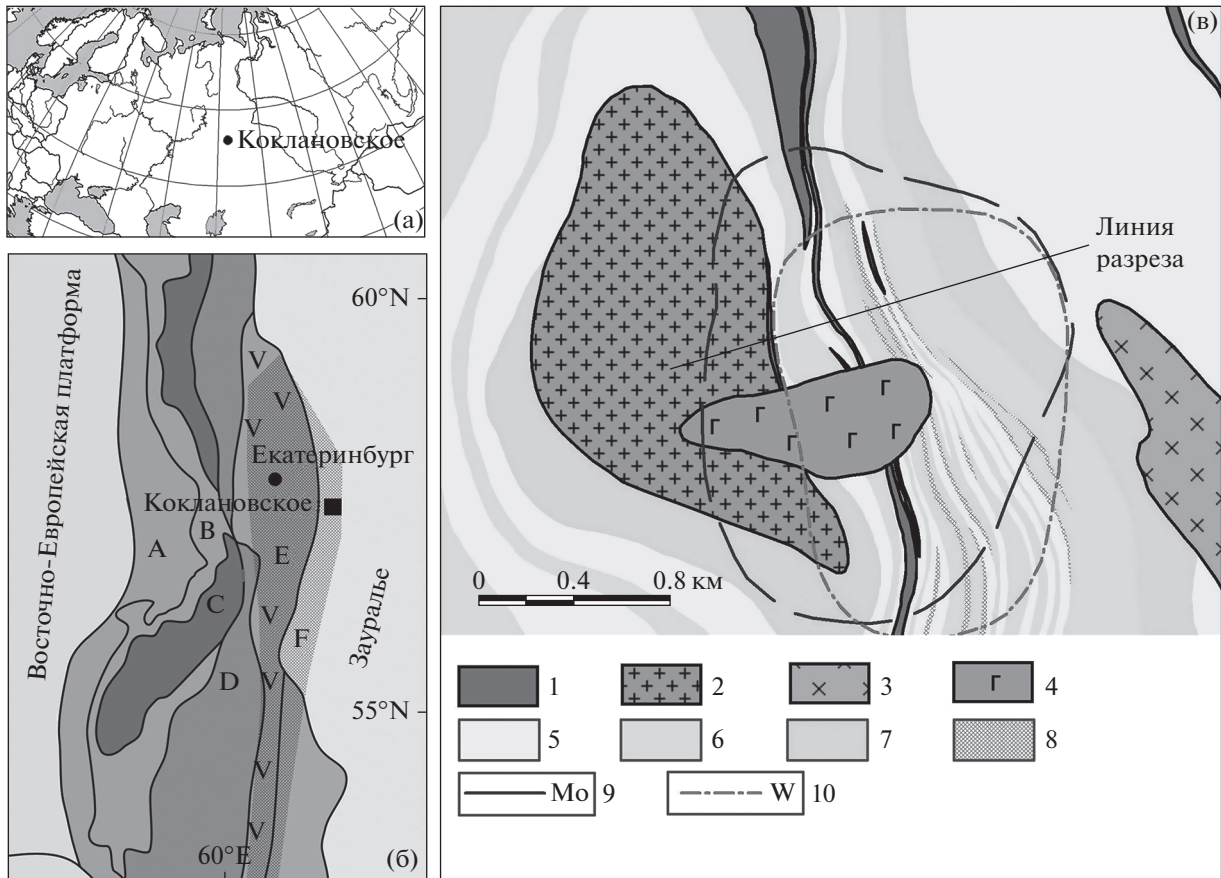
ско-Биктимировская группа (W), Биргильдинское (W), Аджетаровское (W), Дрожиловское (Cu–Mo), Смирновское (Mo) – на Южном Урале (Левин и др., 1995; Mao et al., 2003; Золоев и др., 2004; Бекмагамбетов и др., 2011; Грязнов, Елохин, 2012; Елохин, 2009).

В статье рассмотрены особенности Коклановского W–Mo месторождения в Зауралье, открытого в 1985 г. и изученного в ходе геологоразведочных работ разной детальности (Бирючев и др., 1988ф¹; Конаныхин и др., 1989ф²; Баль и др., 2014ф³). Предыдущими исследованиями показано, что W–Mo руды связаны, главным образом, с грейзенами. Ученные на сегодняшний день запасы руды на месторождении составляют 251770.4 тыс. т при средних содержаниях Mo 0.059% и WO₃ 0.054%.

¹ Бирючев С.И. Отчет о поисковых работах на железные руды в пределах Синаро-Теченской площади в 1985–88 гг. Лесниково. 1988. 158 с.

² Конаныхин А.С., Бирючева В.В., Семенов А.Л. и др. Отчет о поисковых работах на вольфрам-молибденовые руды в пределах Улугушской площади в 1987–89 гг. 1989.

³ Баль В.И. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ, выполненных на Коклановском вольфрам-молибденовом месторождении в Китайском районе Курганской области. Челябинск. 2014.



Фиг. 1. Позиция Коклановского месторождения на географической схеме (а) и схеме регионального районирования Южного Урала (б) (Pushkov, 2017): А – Предуральский прогиб, В – Западно-Уральская зона, С – Центрально-Уральская зона, D – Тагило-Магнитогорская зона, Е – Восточно-Уральская зона, F – Зауралье. Заливкой показан Уральский редкометалльный пояс; (в) – геологическая карта месторождения (мезо-кайнозойские осадки сняты) (Баль и др., 2014ф): 1 – серпентиниты, ультрамафиты; 2 – граниты; 3 – габбро-диориты, диориты; 4 – долериты, габбро-долериты; 5–7 – сланцы: 5 – кварц-биотитовые, 6 – полевошпат-кварц-амфиболовые, 7 – полевошпат-кварц-биотит-амфиболовые; 8 – скарны; 9–10 – границы распространения оруденения: 9 – молибденового, 10 – вольфрамового.

Изучению гранитоидов Коклановского массива, с которыми генетически связаны W–Mo руды, посвящена серия публикаций А.В. Морозовой (2007, 2008), в которых проводилось сопоставление с другими специализированными на редкие металлы интрузиями. Метасоматическая зональность на месторождении была охарактеризована С.С. Карагодиным с соавторами (1989). Перечисленными специалистами была предложена модель длительного многостадийного образования месторождения с последовательной сменой метасоматических формаций. Минеральный состав руд был рассмотрен только в общих чертах (Золотов и др., 2004; Грязнов, Елохин, 2012). Геохимические особенности руд месторождения ранее были рассмотрены с позиций описательной статистики (Елохин, Витов, 2004; Елохин, 2009; Грязнов, Елохин, 2012). Пространственное распределение элементов и формы их нахождения в рудах в этих публикациях не были отражены. Между тем, для постмагматических редкометалльных месторож-

дений в целом свойственна комплексность, многостадийность и зональность (Щерба, 1968; Рундквист и др., 1970; Смирнов, 1982; Pigaño, 2009) и, таким образом, критически важным является изучение состава руд как с позиций генезиса, так и извлечения полезных компонентов (Изоитко, 1989; Изоитко и др., 1997). Восполнение этого пробела и детальная характеристика минерального состава редкометалльных руд и является целью предлагаемой работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОКЛАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Коклановское (Кирдинское) W–Mo месторождение находится в Курганской обл., в 30 км юго-юго-западу от г. Катайска и расположено на Улугушском поднятии, приуроченном к сочленению Зауральского мегантиклинория и Восточно-Уральского прогиба (Пумпянский и др., 2003; Пумпянский, Телегина, 2004). Поднятие находит-

ся в западной части регионального гравиметрического минимума, который можно объяснить наличием гранито-гнейсового купола мощностью до 8–9 км. Оно сложено, в основном, метаморфическими породами, условно отнесенными к алексеевской свите нижнего палеозоя (Баль и др., 2014ф). Для поднятия характерно большое количество интрузивных массивов, преимущественно гранитоидного состава, становление которых происходило в орогенную (коллизийную) стадию герцинского цикла развития региона. Чехол рыхлых мезо-кайнозойских отложений несогласно перекрывает доюрские образования.

В Улугушском поднятии описан полный формационный ряд орогенного магматизма: улугушский комплекс C_{1-2} (тоналит-гранодиорит-гранитная формация) → ухановский комплекс C_2 (монцодиорит-гранитная формация) → красногвардейский комплекс P_1 (гранитная формация) → лобановский комплекс P_2 (Пумпянский и др., 2003; Пумпянский, Телегина, 2004). Изотопное К–Аг датирование гранитов лобановского комплекса дало значения от позднекарбоновых 328 ± 4 до раннетриасовых 252 ± 20 и познетриасовых 226 ± 1 (T_{1-3}) млн лет (Бирючев, 1988ф; Конаныхин и др., 1989ф).

Коклановское месторождение приурочено к одноименному массиву лейкогранитов лобановского комплекса, который прорывает толщу кристаллических сланцев с линзами гипербазитов, мраморов и скарнов с сопутствующим магнетитовым оруденением (фиг. 1в). Лейкограниты, в свою очередь, прорваны габброидами T_1 и маломощными дайками риодацитов туринской серии T_{1-2} (Карагодин, 1989).

Коклановский массив в плане имеет форму вытянутого в субмеридиональном направлении эллипса размером 2.5×1 км. Судя по геофизическим данным, размеры массива на глубине 2.5–3 км составляют 10–15 км при вертикальной мощности не менее 5 км (Конаныхин и др., 1989ф). На участке месторождения контакты массива имеют пологое (30° – 40°) падение в восточном и юго-западном направлениях и более крутое (45° – 60°) в северо-восточном и северном направлениях. Исходя из элементов залегания контактов, можно сказать, что, по крайней мере, часть кровли массива была эродирована.

Граниты вне рудного контура характеризуются повышенными концентрациями (кларки концентраций): Мо (48), Вi (45), W (18.5), Sn (2.96), Be (2.26) при весьма неравномерном распределении (Елохин, Витов, 2004). В распределении редкоземельных элементов отмечается истощение в отношении тяжелых лантаноидов и отрицательная европиевая аномалия (Морозова, 2007).

Опираясь на изучение петрохимических особенностей гранитов, А.В. Морозова (2008) сделала заключение о гип- и мезоабиссальных условиях формирования пород Коклановского массива. По величине Zr/Hf отношения, которое автором рассматривается как индикатор редкометальной рудоносности, коклановские граниты близки гранитам акшатауского комплекса в Центральном Казахстане, а также гранитам Малышевского и Кременкульского массивов на Урале, с которыми связываются W–Mo месторождения.

Восточнее Коклановского массива находится массив диоритов, в меньшей степени – габбродиоритов раннепалеозойского возраста, вытянутый в северо-западном направлении. По петрохимическим данным породы относятся к щелочным высокоглиноземистым К–Na серии (Конаныхин и др., 1989ф).

Толща вмещающих кристаллических сланцев неоднородна, содержит тела мраморов, гипербазитов, скарнов, дайки гранитоидов, габброидов. Ориентировка сланцеватости варьирует в широком диапазоне с преобладанием направления 50° – 65° к оси зерна. Участками наблюдается плейчатость.

Тела гипербазитов субсогласно залегают в кристаллических сланцах, имеют различную мощность, достигающую 27 м. Контакты с вмещающими породами могут быть как резкие, так и постепенные.

Тела скарнов мощностью до 10–15 м залегают согласно среди кристаллических сланцев и приурочены к их известковистым разновидностям и маломощным прослоям известняков. Контакты скарнов и сланцев постепенные.

Как кристаллические сланцы, так и граниты, прорываются габброидами и риодацитами триасового возраста, не содержащими редкометальную минерализацию. Тело габброидов на уровне эрозионного среза палеозойских пород имеет сечение овальной формы с размерами по длинной оси около 1 км, короткой – менее 500 м.

Коклановское W–Mo месторождение перекрывается осадочным чехлом мезо-кайнозойского возраста мощностью 120–140 м. Он представлен глинисто-песчаной толщей с прослоями диатомитов. Породы содержат глауконит, клиноптилолит (Белолюб и др., 2015). В нижней части осадочной толщи залегает горизонт оолитовых бурых железняков мощностью до 4.7 м (Новоселов и др., 2018), распространённый далеко за пределами контура W–Mo оруденения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы отобраны из керна скважин во время геологоразведочных работ, проведенных на месторождении в 2013 г. Для минералого-петрографического изучения были использованы методы

оптической (отраженный и проходящий свет) и электронной микроскопии (СЭМ РЭММА-202М с энерго-дисперсионным спектрометром LZ Link Systems, оснащенный Si-Li детектором. Используются стандарты AstJMEХ scientific Limited MJNM 25–53 Mineral Mount serial № 01-44. Условия съемки: разрешение детектора 160 эВ, ускоряющее напряжение 20–30 кВ, сила тока 3×10^{-10} А, диаметр пучка 1–2 мкм. Коррекция данных производилась с использованием программы Magellanes. Определение содержаний породообразующих оксидов осуществлялось методами классической мокрой химии. Перечисленные работы выполнены в Институте минералогии УрО РАН (Миасс).

Для моделирования и статистической обработки использованы данные анализов рядовых проб на молибден и оксид вольфрама, а также мультиэлементного полуквантитативного спектрального анализа на 31 элемент (Баль и др., 2014ф). Общий объем выборки составил около 900 анализов.

Построение пространственной модели распределения компонентов руд выполнено методом обратно взвешенных расстояний, который представляет собой реализацию одного из самых известных и востребованных алгоритмов интерполяции (Никифоров, 2013). Метод предполагает, что объекты, которые находятся поблизости, более подобны друг другу, чем объекты удаленные друг от друга. При работе в каждую ячейку модельного грида помещается среднее значение из всех контрольных точек данных, участвующих в построении модели. Веса или вклады каждой контрольной точки рассчитываются так, чтобы вес точек обратно зависел от расстояния между ними и заполняемой ячейкой грида. Таким образом, вес контрольной точки, попавшей в математический центр очередной ячейки, должен быть равен единице, а вес самой удаленной будет равен нулю.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ

Рудовмещающими на месторождении являются граниты, кристаллические сланцы и, в меньшей мере, скарны и метагипербазиты.

Граниты и их изменения

Рудовмещающие граниты массивные, белые, измененные разности розоватые, зеленоватые (фиг. 2). Структура варьирует от равномернозернистой аллотриоморфнозернистой до порфиroidной. Минеральный состав: альбит, ортоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит. Калиевые полевые шпаты замещаются мусковитом, кальцитом и флюоритом, а также серицитом и глинистыми минералами. Кварц входит в состав аллотриоморфного агрегата гранитов, а также образует бо-

лее крупные выделения размером до нескольких мм, содержащие газопо-жидкие включения с углекислотой и связанные с процессом грейзенизации. Из темноцветных минералов в слабоизмененных гранитах редко встречается биотит в виде чешуек размером 0.1–1 мм, частично замещенных хлоритом, иногда мусковитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом.

Изменения пород связаны с процессами грейзенизации, карбонатизации (“березитизации”), локально – аргиллизации (Карагодин, 1989). Типоморфная минеральная ассоциация грейзенов кварц + флюорит + мусковит ± микроклин ± пирит. Эндогрейзены представлены зелеными массивными мелкозернистыми кварц-мусковитовыми породами с гнездами темно-фиолетового флюорита и редкой неравномерной сульфидной вкрапленностью (см. фиг. 2).

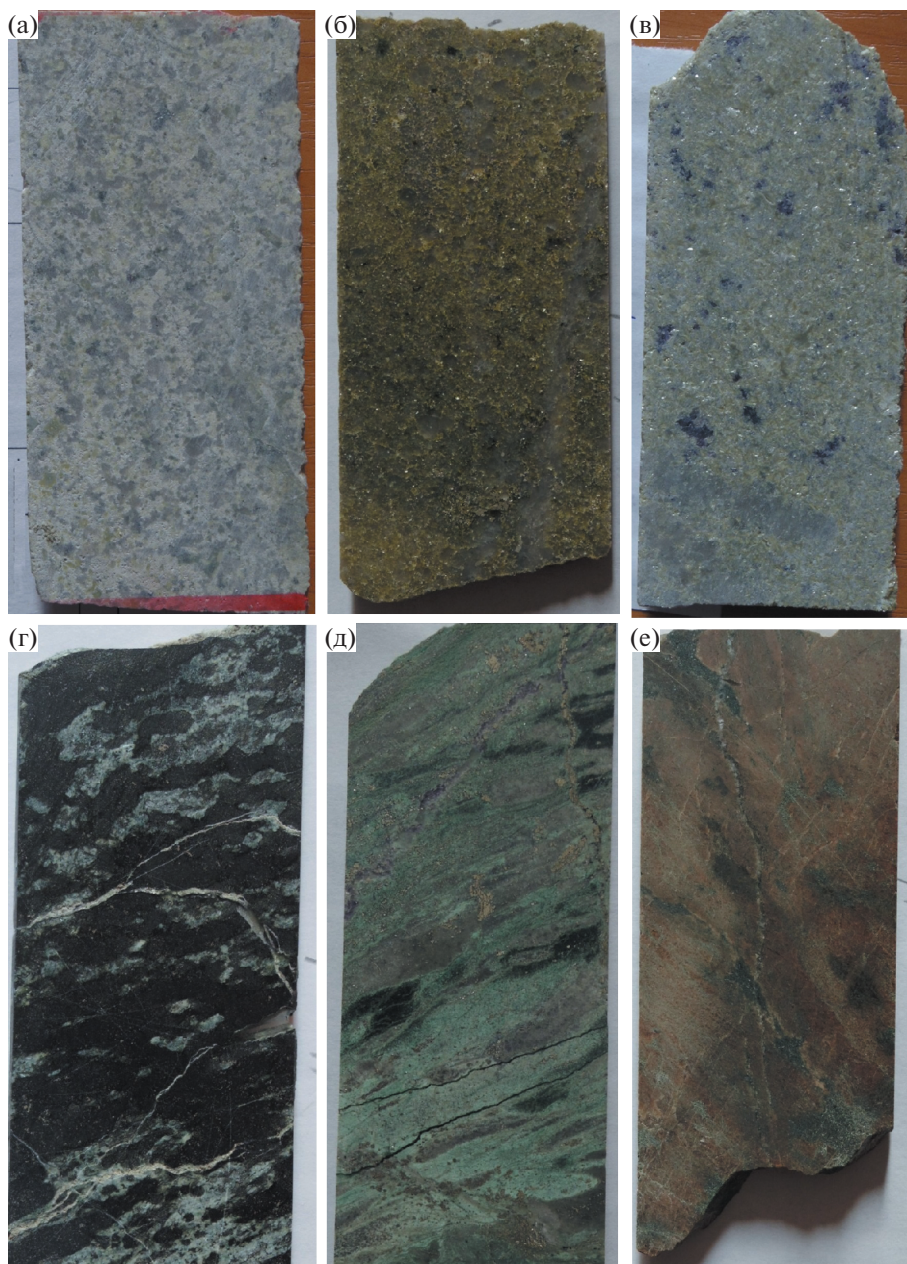
Карбонатизация гранитов проявляется в замещении альбита доломитом и кальцитом, а также в развитии прожилков и просечек карбонатов, которые практически всегда сопровождаются серицитизацией, иногда – развитием рассеянного пирита и часто соседствует с гнездами минеральной ассоциации грейзенов – флюорита, сульфидов.

Наиболее поздние гидротермальные изменения гранитов проявлены в аргиллизации, которая связана с раннемезозойским вулканизмом (Карагодин, 1989). Аргиллизиты контролируются зонами дробления, брекчирования и повышенной трещиноватости пород.

По содержаниям основных петрогенных оксидов граниты довольно однообразны (табл. 1). Наиболее значительные вариации характерны для щелочных металлов (фиг. 3а). Большинство анализов слабоизмененных розовых гранитов содержат повышенные концентрации CO_2 и серы (фиг. 3б). Эти химические особенности согласуются с наблюдаемым в шлифах замещением полевых шпатов кальцитом и распространением в измененных гранитах пирита. Граниты лобановского комплекса принадлежат магнетитовой серии (Ishihara, 1977) и на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (фиг. 3в) расположены в поле гранитоидов, ассоциирующих с молибденпорфиroidными месторождениями (Sinclair, 2007). Индекс ASI (насыщенность алюминием) (Zen, 1986) в слабоизмененных гранитах меньше 1, что позволяет их отнести к метаглиноземистым.

Кристаллические сланцы

По доминирующему темноцветному минералу кристаллические сланцы можно условно разделить на амфиболовые (преимущественно актинолитовые) и биотитовые, реже встречаются сланцы с преобладанием хлорита. Границы между разновидностями сланцев, как правило, постепенные. Структура сланцев мелко-, редко – среднезерни-



Фиг. 2. Вмещающие породы Коклановского месторождения: а – граниты грейзенизированные, б и в – грейзены апогранитовые, г – серпентиниты, д – листвениты, е – скарны гранатовые.

стая, гетеробластовая. В их минеральном составе присутствуют также кварц и полевые шпаты (альбит, ортоклаз), титанит, ильменит и лейкоксен. Аксессуарные минералы представлены апатитом, редко алланитом.

По содержанию кремнезема сланцы преимущественно соответствуют породам основного состава. В химическом составе росту содержания калия соответствует снижение содержания кальция, в минералогическом отношении это прояв-

ляется в изменении соотношений между актинолитом и биотитом (табл. 2).

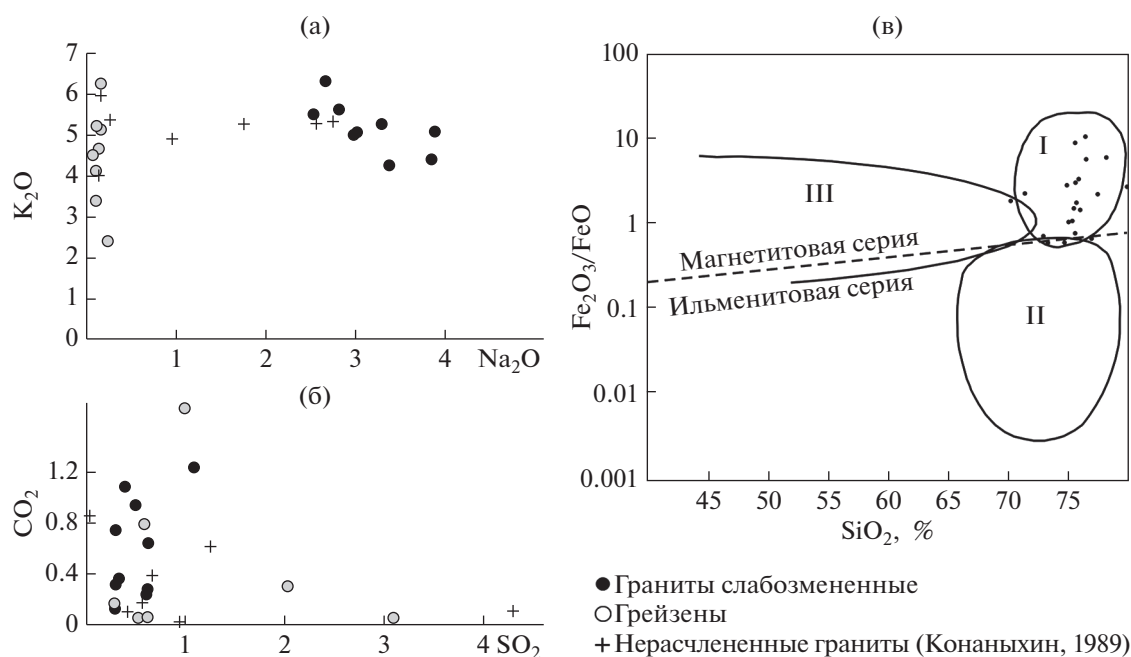
Сланцы подвержены скарнированию, грейзенизации, карбонатизации и, локально, ороговикуванию.

Скарнирование кристаллических сланцев проявляется в развитии метакристаллов граната или диопсида. Гранат образует идиоморфные зональные кристаллы с замутненным центром и прозрачной каймой, приуроченные к меланократовой

Таблица 1. Химический состав гранитов и эндогрейзенов (мас. %)

№ п/п	Элемент № пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	п.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃ общ	CO ₂	Сумма
1	362/253.5	75.62	0.11	11.86	0.40	0.23	<0.01	0.05	1.66	2.66	6.31	<0.10	0.92	0.05	0.29	0.12	99.87
2	362/277.5	75.30	0.15	12.36	0.66	0.63	<0.01	0.06	1.17	2.81	5.66	0.10	1.20	0.07	0.60	0.23	100.17
3	362/323.9	75.98	0.08	12.88	0.37	0.26	<0.01	0.05	1.36	3.85	4.42	<0.10	0.96	<0.05	0.32	0.37	100.21
4	362/324.9	75.03	0.07	11.94	0.62	0.61	<0.01	0.05	1.50	3.02	5.12	<0.10	1.44	<0.05	0.61	0.64	99.40
5	362/363.5	71.42	0.20	13.01	0.95	0.42	0.01	0.23	2.53	2.53	5.52	<0.10	2.52	0.05	1.08	1.24	99.39
6	362/408.3	72.96	0.18	12.97	0.60	0.87	0.02	0.12	1.63	3.29	5.28	<0.10	1.40	0.05	0.38	1.08	99.37
7	372a/277.3	74.70	0.11	12.38	0.47	0.79	0.01	0.14	1.73	2.98	5.04	0.10	1.48	<0.05	0.29	0.74	99.93
8	374/415.9	74.82	0.13	12.18	0.45	0.67	0.01	0.05	2.28	3.38	4.26	<0.10	1.72	<0.05	0.48	0.94	99.95
9	383/462.7	73.28	0.21	13.14	0.70	1.20	0.03	0.30	1.41	3.89	5.08	0.10	0.90	0.06	0.29	0.31	100.3
10	372a/315.7	75.56	0.13	13.31	0.68	0.91	0.01	0.18	1.16	0.11	5.20	0.22	2.18	<0.05	0.59	0.28	99.65
11	372a/466	74.86	0.06	11.80	0.87	0.31	0.02	0.10	2.84	0.12	4.65	0.12	3.74	<0.05	0.99	1.70	99.49
12	362/302.2	70.28	<0.05	15.63	0.77	0.42	<0.01	0.16	3.68	0.10	4.12	0.26	3.82	0.06	0.60	<0.10	99.30
13	362/307.7	77.38	0.14	12.98	0.78	0.36	<0.01	0.32	0.93	0.07	4.52	0.20	2.14	<0.05	0.52	<0.10	99.82
14	374/407.5	75.44	0.13	12.88	0.67	0.45	0.01	0.14	1.80	0.14	5.16	0.14	2.72	<0.05	0.58	0.79	99.68
15	355/298.7	79.84	0.14	9.42	2.17	0.82	0.01	0.50	0.84	0.10	3.40	0.12	2.52	0.07	2.02	0.30	99.95
16	374/385.6	61.52	0.09	20.51	1.22	0.45	0.02	0.37	3.93	0.16	6.26	0.14	4.68	<0.05	0.27	0.17	99.35
17	379/605.1	82.30	0.05	7.76	2.27	0.84	0.02	0.14	1.09	0.24	2.40	<0.10	3.08	<0.05	3.08	<0.10	100.19

Примечание. 1–9 – грейзенизированные граниты, 10–17 – грейзены.



Фиг. 3. Бинарные диаграммы, характеризующие состав лейкогранитов Коклановского массива и эндогрейзенов: а – Na_2O-K_2O ; б – CO_2-SO_2 ; в – $SiO_2-Fe_2O_3/FeO$. I – гранитоиды, ассоциирующие с молибден-порфировыми рудами; II – оловянные граниты, III – граниты меднопорфировых месторождений (Sinclair, 2007).

части породы. Прозрачный гранат в виде струй мелких кристалликов, соответствующих внешней кайме зональных метакристаллов, распространен в лейкократовых участках и ассоциирует с хлоритом. Диопсид в биотит-амфиболовых сланцах замещает актинолит, реликты которого иногда сохраняются. Диопсид образует таблитчатые кристаллы и зерна, иногда пойкилитовые, размером до 2 мм. При наложенных процессах диопсид замещается амфиболом, затем карбонатом и хлоритом.

Грейзенизация сланцев проявлена в формировании разномасштабных жил, линз и гнезд. Типоморфные минералы грейзенов в сланцах – флюорит, микроклин, кварц, карбонат. С процессами грейзенизации, по-видимому, связано развитие серицита и кварца в экзоконтактах прожилков, а также образование редких просечек цеолитов. Процессы грейзенизации и карбонатизации тесно ассоциируют: карбонат-серицитовые агрегаты часто замещают калиевый полевоый шпат вплоть до образования полных псевдоморфоз. Рудная минерализация грейзенизированных сланцев представлена преимущественно пиритом, молибденитом, шеелитом.

Карбонатизация в сланцах проявлена локально в ближнем экзоконтакте тела гранитов. Ассоциация “березитов” (серицит + кварц + кальцит + пирит), развивается в виде тонких прожилков. В составе березитизированных пород присутствует рассеянный рутил.

Скарны

Послойные тела скарнов мощностью до 10–15 м залегают среди кристаллических сланцев и приурочены к их известковым разновидностям и маломощным прослоям известняков. Среди собственно скарнов выделяются гранатовые, пироксен-гранатовые, гранат-пироксеновые, амфибол-гранатовые, а также магнетитовые разновидности. Содержание магнетита в последних оставляет 20–50%, для них характерна вкрапленность пирита. Контакты скарнов и вмещающих пород постепенные.

Скарны характеризуются массивными, неясно-полосчатыми, пятнистыми текстурами и гранобластовыми, нематогранобластовыми, редко пойкилобластовыми структурами. Основными породообразующими минералами являются гранат, пироксен, диопсид, геденбергитового ряда и амфибол (актинолит, реже роговая обманка). Второстепенные – кальцит, эпидот, титанит, кварц. Аксессуарные везувиан, алланит, апатит; рудные минералы представлены пиритом, магнетитом, молибденитом, шеелитом. Скарны могут вмещать прожилки и гнезда грейзенов состава кварц-флюорит ± микроклин, иногда с пиритом и молибденитом.

Химический состав скарнированных пород сильно варьирует, что, по-видимому, связано как с составом эдукта, так и с интенсивностью наложенных процессов (см. табл. 2). Наибольшие

Таблица 2. Химический состав пород толщи кристаллических сланцев (мас. %)

№ п.п.	№ пр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃ общ	CO ₂	F	H ₂ O ⁻	Σ
1	362/147.5	47.86	1.77	17.34	2.79	5.39	0.16	7.76	11.33	2.97	1.10	1.30	0.19	1.78	<0.10	0.53	<0.10	99.96
2	374/254.8	47.02	1.57	18.23	3.74	7.54	0.20	6.39	6.53	4.46	2.74	1.26	0.18	0.74	<0.10	0.14	<0.10	99.86
3	374/336.7	46.19	3.30	16.59	2.94	6.90	0.19	7.47	8.08	3.70	2.50	1.46	0.46	0.69	<0.10	0.35	<0.10	99.78
4	362/167.6	64.01	0.79	17.60	0.38	1.89	0.02	2.88	3.88	4.73	1.94	1.72	0.17	<0.10	0.17	0.17	<0.10	100.01
5	372a/161	44.93	2.89	16.14	3.65	8.37	0.20	7.35	6.99	3.05	3.29	2.22	0.28	0.59	0.68	0.68	0.14	99.50
6	372a/198.7	45.25	2.23	15.23	3.11	7.54	0.21	9.65	9.94	2.15	2.39	1.40	0.35	<0.10	<0.10	0.22	0.14	99.59
7	379/246.5	56.56	0.87	16.38	2.11	3.33	0.16	3.13	8.80	6.65	0.55	1.16	0.19	0.30	0.43	0.26	0.10	99.99
8	361/207.2	40.28	1.89	16.42	1.64	7.15	0.19	3.89	7.06	0.32	5.50	14.48	0.31	1.40	11.16	0.63	0.32	99.45
9	379/303	46.30	3.16	15.64	4.33	9.05	0.40	5.45	9.43	3.77	0.56	1.50	0.28	2.96	<0.10	0.12	<0.10	99.78
10	374/275.7	42.03	0.06	1.22	3.76	4.24	0.23	37.26	0.40	0.01	0.35	9.64	<0.05	0.81	1.28	0.39	0.24	99.44
11	379/536.7	41.16	<0.05	0.72	3.57	4.38	0.17	41.43	0.56	0.08	0.37	7.50	<0.05	0.47	0.31	0.11	0.10	100.04
12	374/277.4	56.70	<0.05	0.96	1.62	4.96	0.40	28.94	1.27	0.08	0.32	4.11	<0.05	0.47	0.44	0.56	0.10	99.46
13	365/180	41.67	0.48	11.99	5.20	4.35	1.09	3.79	28.96	0.29	0.33	1.36	0.18	<0.10	0.70	0.39	0.22	99.91
14	365/204	33.99	0.33	2.76	23.59	1.89	0.74	1.31	31.80	0.11	0.03	2.96	0.16	2.83	1.60	0.44	0.14	99.81
15	379/179.3	37.67	0.63	3.78	17.24	2.88	0.66	3.16	28.35	0.38	0.02	4.26	0.19	1.29	2.64	0.74	0.22	99.44

Примечание. 1–3 – сланцы биотит-амфиболовые; 4, 5 – сланцы биотитовые; 6, 7 – сланцы существенно хлоритовые; 8 – сланец пирит-карбонат-серпичитовый (“березитизированный”), 9 – сланец магнетит-амфиболовый (ороговикованный); 10 – серпентинизированный (ороговикованный); 11 – серпентинизированный дунит, 12 – тремолит; 13–15 – скан гранатовый.

содержания Al_2O_3 , TiO_2 , а также $(Na_2O + K_2O)$ наблюдаются в пироксеновых скарнах, тогда как содержания FeO и Fe_2O_3 повышены в пироксен-гранатовых скарнах. В грейзенизированных скарнах резко возрастает содержание Al_2O_3 , связанное с развитием мусковита. Содержания CaO и MgO варьируют слабо, отношение MgO/CaO практически постоянно и составляет 0.6–0.7. Даже в макроскопически неизмененных пироксеновых, пироксен-гранатовых и эпидот-амфиболовых скарнах часто наблюдается примесь F, достигающая в отдельных пробах 0.72 мас. %.

Гипербазиты и их изменения

Тела гипербазитов залегают субсогласно с кристаллическими сланцами. Различаются серпентинизированные гипербазиты, а также тальк-тремолитовые породы.

Серпентиниты массивные, пятнистые за счет тальк-тремолит-карбонатных сегрегаций. Наименее измененные гипербазиты с реликтами первичных оливина и пироксена представлены серпентинизированными дунитами (?) и перидотитами. Структуры пород крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые, текстуры массивные. Главными породообразующими минералами являются оливин, клинопироксен (клиноэнстатит?) и ортопироксен, которые в разной степени замещены серпентиновыми минералами (хризотил, антигорит, β -лизардит, бастит).

Гипербазиты подвержены гематитизации, оталькованию и тремолитизации. С процессами скарнирования связано развитие диопсида и карбонатов, грейзенизации – флогопита, лиственитизации – карбонатов, фуксита, кварца и пирита. Акцессорные минералы гипербазитов представлены, преимущественно, магнетитом, изредка сохраняется хромит, в грейзенизированных разностях присутствуют сульфиды (молибденит, халькопирит), шеелит, в лиственитизированных установлено самородное золото.

Тальк-тремолитовые породы, очевидно, являются продуктом изменения гипербазитов. Породы массивные, светлоокрашенные, мягкие. В составе диагностированы тальк и тремолит в различных соотношениях, участками – кальцит.

Тела гипербазитов часто пересечены прожилками грейзенов флюорит-кварцевого, флюорит-карбонат-кварцевого, полевошпат-карбонат-кварцевого состава с молибденитом. Гипербазиты могут вмещать мелкие дайки гранитов.

Химический состав гипербазитов довольно постоянен (см. табл. 2). Наблюдаются вариации содержаний FeO , Fe_2O_3 , CaO , а также щелочных элементов, сумма которых часто превышает предел 1.5 мас. %, характерный для ультраосновных пород нормального ряда. Обращает на себя внима-

ние присутствие в составе пород фтора. Эти особенности согласуются с флогопитизацией пород. В химическом составе тремолититов повышено содержание SiO_2 и понижено – MgO , при этом содержания Ca и F также повышены.

ТИПЫ РУД

Промышленные W–Mo руды слагают штокверк, который залегает в породах экзоконтакта и эндоконтакта Коклановского массива (см. фиг. 1). Он прослежен скважинами до 2 км по простиранию и до 1.5 км по падению.

Руды Коклановского месторождения по вмещающему матриксу разделяются на несколько природных типов (табл. 3), среди которых преобладают гранитный и сланцевый, составляющие суммарно ~88.7%.

Гранитный тип представлен грейзенизированными гранитами с прожилковой и рассеяно-вкрапленной молибденитовой минерализацией (фиг. 4а, б). Главными жильными минералами являются кварц и полевошпат, второстепенные – слюды, кальцит, флюорит. Среди рудных минералов преобладают пирит и молибденит.

Распределение содержаний Mo и WO_3 в изученной совокупности измененных гранитов асимметричное. Медианные значения составляют 0.018% и 0.016% соответственно для проб с концентрациями Mo и WO_3 , превышающими 0.05%.

Сланцевые руды представляют собой кристаллические сланцы амфиболового и биотитового состава с прожилково-вкрапленной редкометальной минерализацией (фиг. 4в). Зона сланцевых руд включает участки скарновых (фиг. 4г, д) и гипербазитовых руд. При удалении от гранитного массива интенсивность оруденения постепенно уменьшается. В минеральном составе в варьирующих количествах присутствуют амфибол, слюды, кварц, микроклин, альбит, хлорит, кальцит, флюорит. Среди рудных минералов преобладают пирит, молибденит и шеелит. Медианные значения содержаний Mo и WO_3 составляют 0.015 и 0.034% соответственно при асимметричном распределении.

Скарновый и гипербазитовый типы руд имеют резко подчиненное значение и сопряжены с прослоями соответствующих пород в толще сланцев. В минеральном составе *скарновых руд* преобладают гранат (андрадит), кальцит и диопсид, присутствуют флюорит, амфибол, слюды. Среди рудных минералов преобладают пирит, реже встречаются халькопирит, пирротин, магнетит, шеелит, молибденит. Со скарнами связано попутное магнетитовое оруденение (см. фиг. 4д). Распределение WO_3 и Mo в скарновых рудах невыдержанное, корреляционная связь между ними отсутствует. Медианные

Таблица 3. Типизация W–Mo руд Коклановского месторождения

Природный тип руд	Характеристика руд	Минералогия руд	Медиана Mo/WO ₃
Гранитный	Существенно молибденовые руды, в грейзенизированных лейкогранитах Коклановского массива (эндогрейзены)	Молибденит, пирит , шеелит, пирротин, галенит, тетраэдрит, халькопирит, магнетит, гематит	0.018/0.016
Сланцевый	Молибденитовые и/или шеелитовые руды в грейзенизированных кристаллических сланцах в экзоконтакте Коклановского массива (экзогрейзены).	Молибденит, шеелит, пирит , вольфрамит, висмут, висмутин, жозеит В, теллуриды Vi, арсенопирит, пирротин, галенит, тетраэдрит, халькопирит, борнит, гематит	0.015/0.034
Скарновый	Молибденитовые и/или шеелитовые руды в скарнах и скарнированных кристаллических сланцах, вмещающих горизонты магнетитовых руд. Наложённая грейзенизация	Молибденит, магнетит, пирит, шеелит , вольфрамит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, гематит	0.023/0.026
Гипербазитовый	Молибденитовые и/или шеелитовые руды в серпентинизированных гипербазитах с наложенной грейзенизацией	Молибденит, пирит, хромит, магнетит , висмутин и висмут (в листовенитах), пирротин, пентландит, миллерит, герсдорфит, гематит	0.022/0.026

Примечание. Жирным выделены главные рудные минералы. Расчет медианных содержаний для проб с концентрациями Mo и WO₃ более 0.005%.

значения содержаний Mo и WO₃ составляют 0.023 и 0.026% соответственно.

В *гипербазитовый тип* выделяются серпентинизированные гипербазиты и тальк-карбонат-тремолитовые породы с наложенным прожилковым W–Mo оруденением. Вмещающие гипербазиты состоят из серпентина, флогопита, тремолита, в меньшей степени талька, отмечаются кальцит, доломит, флюорит. Для гипербазитовых руд характерна специфическая рудная ассоциация, включающая в себя магнетитизированный хромит, пентландит и миллерит. Редкометалльная минерализация в гипербазитах связана с карбонат-кварцевыми прожилками с молибденитом, шеелитом, пиритом, халькопиритом и пирротинном. Медианные значения содержаний Mo и WO₃ составляют 0.022 и 0.026% соответственно.

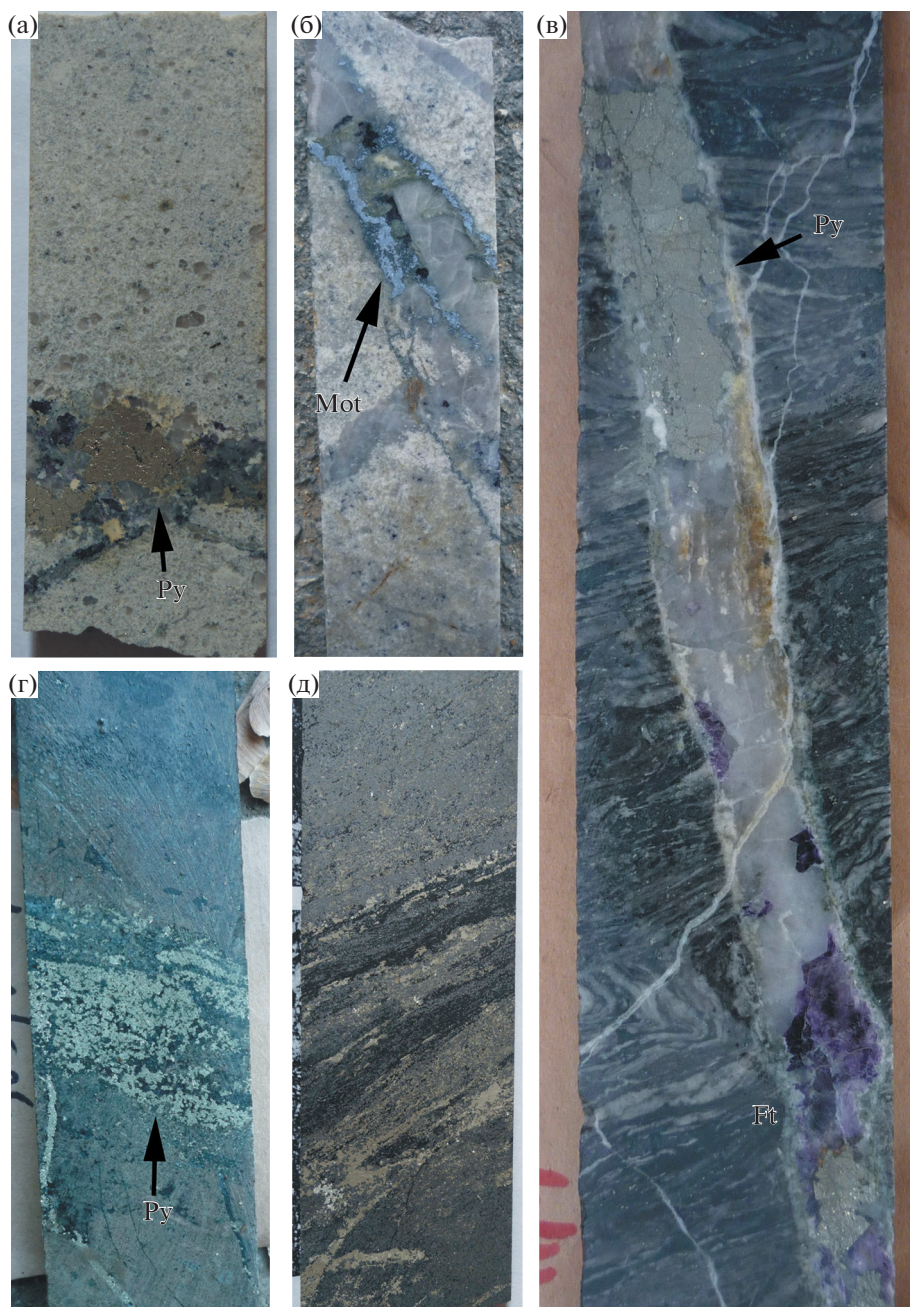
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Наиболее распространенными рудными минералами на месторождении являются пирит, пирротин и магнетит (см. табл. 3). Пирит развит во всех типах руд и метасоматитов. Он образует вкрапленность в породах, а также входит в состав различных прожилков в виде вкрапленности и гнезд (см. фиг. 4). Пирротин и магнетит имеют рудообразующее значение в скарнах.

Молибденит – главный промышленный рудный минерал на месторождении. Его распростра-

нение контролируется ореолом грейзенизации пород, охватывая как лейкограниты Коклановского массива, так и толщу сланцев, включая скарны и гипербазиты. Минерал формирует вкрапленность в грейзенах, входит в состав прожилков различного состава, образует пленки в трещинах пород. В кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках молибденит часто концентрируется в зальбандах и ассоциирует с пиритом, флюоритом, мусковитом (см. фиг. 4). Редко молибденит образует крупные сноповидные скопления, более типичны тонкокристаллические структуры с размером чешуек до 0.5 мм (фиг. 5). Срастания с другими рудными минералами для молибденита в целом не характерны. Взаимоотношения с пиритом и магнетитом позволяют предполагать более позднее происхождение молибденита. Молибденит и шеелит могут присутствовать в одних и тех же прожилках, но срастаний друг с другом не образуют.

Вольфрам концентрируется, главным образом, в шеелите и в редких случаях – в вольфрамите (см. фиг. 5). Шеелит тяготеет к сланцевым рудам и крайне редко наблюдается в гранитах. Чаще всего он встречается в кварцевых и полевошпатовых прожилках в ассоциации с пирритом, пирротинном и флюоритом. В химическом составе шеелита может присутствовать примесь молибдена, которая в локальных зонах отдельных зерен достигает 16 мас. % MoO₃. Вольфрамит имеет резко подчиненное значение по сравнению с шеели-

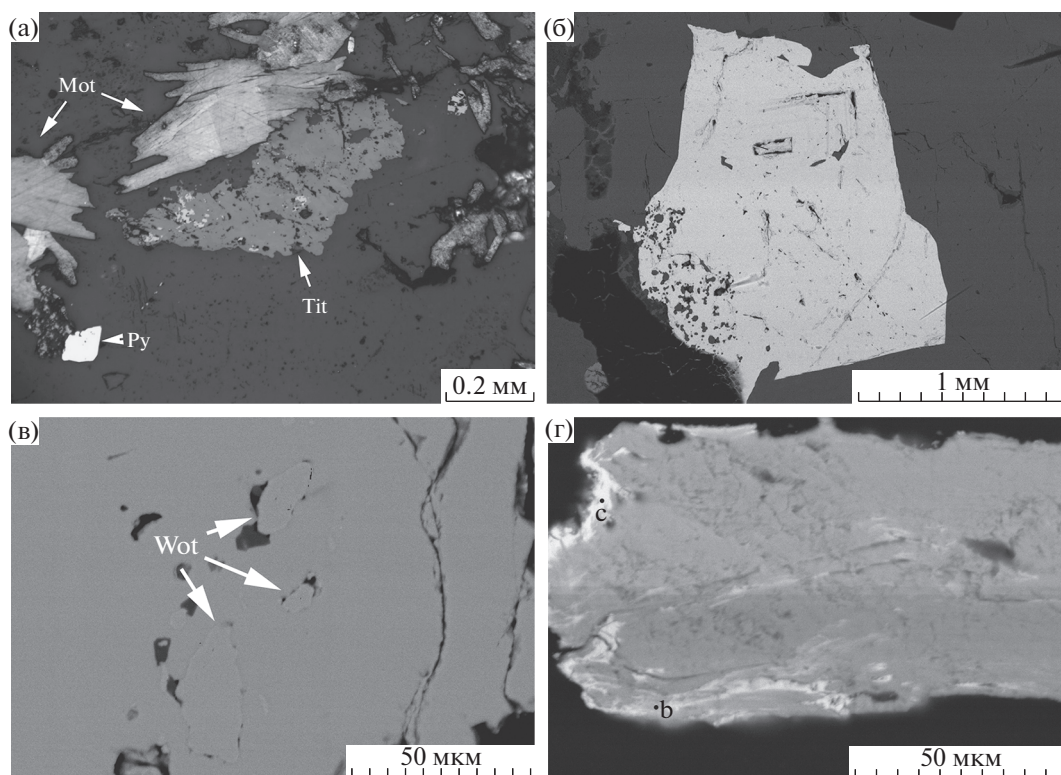


Фиг. 4. Руды Коклановского месторождения: а – порфировидные граниты с прожилком кварц-флюорит-пиритового состава; б – грейзенизированный лейкогранит с прожилками кварц-молибденитового состава. Молибденит тяготеет к зальбандам прожилка; в – кристаллический сланец рассекается прожилком кварц-флюорит-пиритового состава; г – гранатовый скарн с густовкрапленной пиритовой минерализацией; д – густовкрапленная пирит-пирротин-магнетитовая руда. Диаметр зерна 46 мм. Пирит – Py, молибденит – Mot, флюорит – Ft.

том, встречен в виде реликтовых включений в шеллите из прожилков в сланцах. Размер таких включений обычно не превышает 0.2 мм (см. фиг. 5). Состав варьирует от практически чистого гюбнерита до марганцовистого ферберита, присутствуют примеси кальция, молибдена (табл. 4).

Минералы Vi выявлены в сланцевых рудах, гипербазитах и скарнах, как в составе прожилковой

ассоциации, так и в виде рассеянной вкрапленности. Типичная форма выделений – ксеноморфные включения в пирите и жильных минералах. Минералы Vi представлены самородным висмутом, висмутином, сульфотеллуридами (жозеит-В) и теллуридами (цумоит), а также сульфосолями (свинцовыми и свинец-серебряными). Для всех минералов висмута характерны чрезвычайно тон-



Фиг. 5. Главные рудные минералы: а – молибденит Mot в сростании с титанитом Tit в кварцевой жилке (отраженный свет); б – зерно шеелита в гранатовом скарне; в – реликтовые включения вольфрамита Wot в шеелите из кварц-полевошпат-пиритовой прожилка в сланцах; г – сростания молибденита и уранинита (b, c) (изображение BSE).

кие сростания между собой (фиг. 6), что часто не позволяет точно их диагностировать (табл. 5, 6).

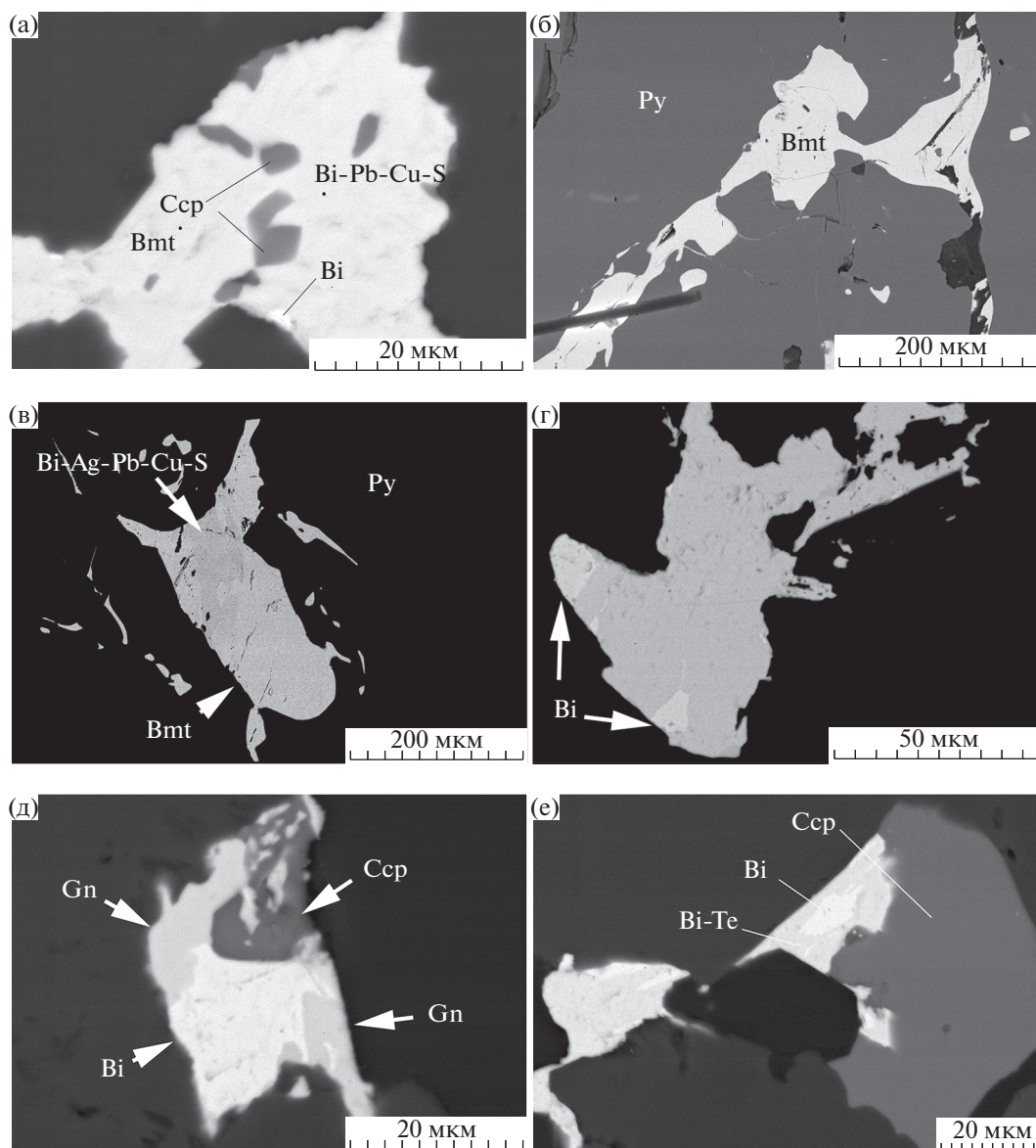
Pb и Pb–Ag сульфосоли образуют очень тонкие выделения, часто ассоциируют с другими минералами висмута. В их химическом составе при близком содержании серы около 50 ат. %, содержания других элементов широко варьируют (табл. 7). Это

обусловлено изоморфизмом между Bi^{3+} , с одной стороны, и Pb^{2+} , Ag^+ , Cu^+ с появлением вакансий, с другой, и как следствие – нестехиометрическими соотношениями между элементами в сульфосолях $Bi-Ag-Pb$ (Moëlo et al., 2008). В связи с этим, установление точного минерального вида сульфосолей этой системы требует привлечения структурных

Таблица 4. Химический состав вольфрамита (мас. %)

Проба	CaO	WO ₃	MnO	FeO	MoO ₃	SUM	Формула
372a/170.5	0.12	77.04	20.97	1.66	–	99.79	$(Mn_{0.90}Fe_{0.07}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.98}W_{1.01}O_4$
	0.03	77.11	21	1.35	–	99.49	$(Mn_{0.90}Fe_{0.06})_{\Sigma 0.96}W_{1.01}O_4$
K374/212.2	0.13	77.43	8.51	13	–	99.06	$(Fe_{0.55}Mn_{0.37}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.93}W_{1.02}O_4$
	0.13	76.55	8.07	14.18	0.24	99.18	$(Fe_{0.60}Mn_{0.35}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.96}(W_{1.01}Mo_{0.01})_{\Sigma 1.02}O_4$
	0.19	76.82	6.9	15.28	0.63	99.82	$(Fe_{0.64}Mn_{0.29}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.94}(W_{1.01}Mo_{0.01})_{\Sigma 1.02}O_4$
	0.31	77.57	13.45	8.43	–	99.76	$(Mn_{0.58}Fe_{0.36}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.95}W_{1.01}O_4$
	0.21	77.31	10.39	11.52	0.32	99.74	$(Fe_{0.49}Mn_{0.44}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.94}(W_{1.01}Mo_{0.01})_{\Sigma 1.02}O_4$
	0.38	77.45	13.31	8.26	–	99.4	$(Mn_{0.57}Fe_{0.35}Ca_{0.02})_{\Sigma 0.94}W_{1.02}O_4$
Kok5	–	75.45	10.01	12.72	1.48	99.67	$(Fe_{0.54}Mn_{0.43})_{\Sigma 0.97}(W_{0.99}Mo_{0.03})_{\Sigma 1.02}O_4$

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.



Фиг. 6. Минералы висмута в рудах Коклановского месторождения (изображение BSE): а – висмут Bi, висмутин Bmt, сульфосоли Bi–Pb–Cu–S; б – в пирите Py включение висмутина Bmt; в – в пирите Py включение висмутина Bmt и сульфосолей Bi–Ag–Pb–Cu–S; г – жозеит-B в вростках самородного висмута Bi; д – сросток висмута Bi, халькопирита Csp и галенита Gn; е – сросток халькопирита Csp, теллуридов висмута Bi–Te и самородного висмута Bi.

данных, что невозможно при рутинном минералогическом анализе.

Полученные составы сульфосолей частично близки к айкиниту или попадают в область между лиллианитом и козалитом, но отличаются примесью серебра, либо в область между павонитом, матильдитом и густавитом (фиг. 7). Часть анализов близка к висмутину. Сульфосоли из гипербазитового типа руд отличаются отсутствием меди и пониженным содержанием серебра.

Среди редких сульфидов в разных типах руд обнаружены арсенопирит, пентландит, миллерит, герсдорфит, халькопирит, борнит, галенит,

тетраэдрит-(Fe) (см. табл. 3). Арсенопирит образует ксеноморфные включения в пирротине, каемки вокруг пирита; пентландит – тонкие включения в пирите, пирротине, магнетите и часто ассоциирует с миллеритом, реже – герсдорфитом. Халькопирит обычно представлен ксеноморфными включениями в пирите, пирротине, реже – магнетите, иногда – в нерудных минералах. Борнит редок, встречается в виде каймы вокруг халькопирита в кварце в составе пирит-кварцевого с шабазитом прожилка, секущего амфиболовые сланцы. Галенит образует редкие ксеноморфные включения в зернистом пирите. Иногда с га-

Таблица 5. Химический состав висмутина (мас. %)

№ п/п	S	Cu	Bi	Sb	Σ	Формула
1	19.59	1.14	79.18	–	99.92	Bi _{1.86} Cu _{0.09} S _{3.00}
2	19.75	0.77	79.11	0.11	99.74	Bi _{1.84} Cu _{0.06} S _{3.00}
3	18.49	–	80.83	–	99.33	Bi _{2.01} S _{3.00}
4	18.75	0.29	80.51	–	99.55	Bi _{1.98} Cu _{0.02} S _{3.00}
5	18.86	0.78	79.7	–	99.35	Bi _{1.94} Cu _{0.06} S _{3.00}
6	17.73	0.55	81.63	–	99.91	Bi _{2.12} Cu _{0.05} S _{3.00}
7	18.46	1.21	79.66	–	99.33	Bi _{1.99} Cu _{0.10} S _{3.00}
8	18.8	–	81.17	–	99.97	Bi _{1.99} S _{3.00}

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Таблица 6. Химический состав сульфотеллуридов и теллуридов висмута (мас. %)

№ п/п	S	Bi	Se	Te	Ag	Σ	Формула
1	2.45	73.68	0.72	22.67	–	99.53	Bi _{4.12} Te _{2.08} (S _{0.89} Se _{0.11}) _{1.00}
2	2.49	74.14	0.68	22.37	–	99.68	Bi _{4.11} Te _{2.03} (S _{0.90} Se _{0.10}) _{1.00}
3	2.46	73.72	0.51	23.21	–	99.89	Bi _{4.24} Te _{2.19} (S _{0.92} Se _{0.08}) _{1.00}
4	–	60.31	–	38.48	0.98	99.77	(Bi _{0.96} Ag _{0.03}) _{0.99} Te
5	–	61.23	–	37.86	0.85	99.94	(Bi _{0.99} Ag _{0.03}) _{1.02} Te

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения; анализы 1–3 – жозеит-В, анализы 4, 5 – цумоит.

ленимом ассоциируют минералы Bi (см. фиг. 6). Тетраэдрит-(Fe) тесно ассоциирует с пиритом и халькопиритом как в рудах, залегающих в сланцах, так и в тех, что приурочены к гранитам. В химическом составе тетраэдрита-(Fe) присутствует устойчивая примесь серебра (до 3.22%) (табл. 8). Массовое отношение Sb : As варьирует от 4 до 11.

В серпентинизированных гипербазитах распространен хромит. Его зерна, как правило, интенсивно магнетитизированы. В ассоциации с хромитом отмечены сульфиды никеля (миллерит, пентландит).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Ореолы Mo и WO₃ на месторождении в целом смещены друг относительно друга (фиг. 8). Ореол Mo охватывает как эндо-, так и экзоконтакт Коклановского массива, в то время как вольфрамовые аномалии приурочены к экзоконтакту массива. Зональность может быть связана с различиями в мобильности и стабильности оксофторидных и оксохлоридных комплексов Mo и W. Такое распределение элементов согласуется с распределением минералов-концентраторов промышленных металлов.

Be, Li и Sn концентрируются в породах экзоконтакта Коклановского массива (фиг. 9). Для пород сланцевой толщи медианные содержания

Be составляют 10 ppm, для гранитов – 5 ppm. Медианное значение содержаний Li в сланцах составляет 150 ppm. В гранитах содержания Li достигают 500 ppm.

Распределение Bi крайне неравномерное. В гранитах его содержания достигают 300 ppm при медианном значении 1.5 ppm, в то время как в породах сланцевой толщи содержания Bi ниже и варьируют от 0 до 200 ppm.

Пространственное распределение Ni, Cr, Mn, Ti согласуется с контрастной литологией вмещающих пород: граниты Коклановского массива резко обеднены этими элементами, по сравнению с породами сланцевой толщи. Высокие концентрации Ni и Cr фиксируют тела гипербазитов, Mn и Ti – возможно, зоны скарнирования (см. фиг. 9).

Руды гранитного типа обогащены Bi, Cr, Sn, Be (фиг. 10) и обеднены к Ni, Co, Mn, V и Ti, по сравнению с кларком (Скляров и др., 2001). Корреляция в паре Mo–WO₃ незначимая. Наиболее сильные положительные связи Mo образует с Ge (+0.2) и As (+0.14); W – с Bi (+0.17), Cr (+0.14), Ge и Be (+0.11) (критическое значение для вероятности 95% $r_k = 0.088$).

Сланцевые руды по сравнению с кларком обогащены Bi, Cr, Cu, Ni, Co, Sn, Be (см. фиг. 10). Корреляция в паре Mo–WO₃ незначимая. Mo образует

Таблица 7. Химический состав сульфоселей висмута из сланцевых (1–11) и гипербазитовых (12–15) руд

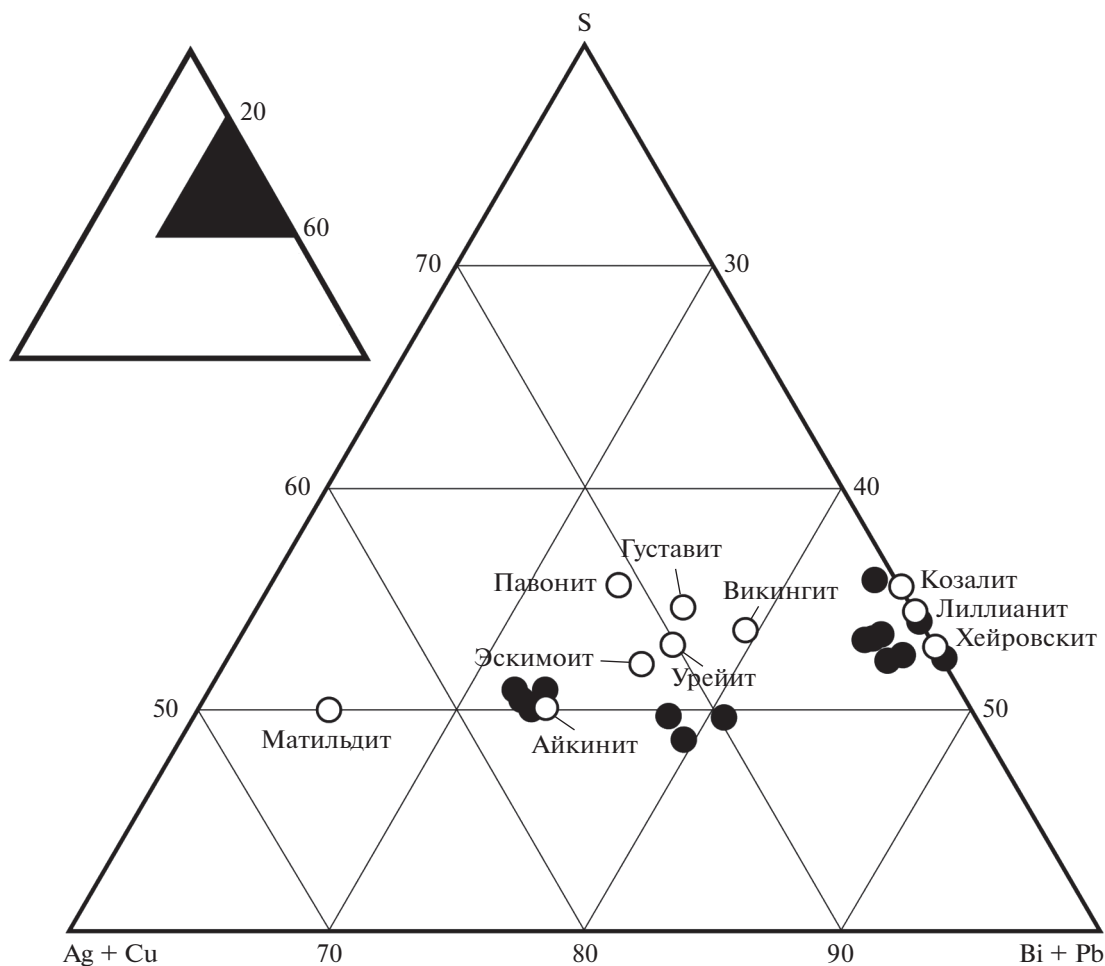
Проба		S	Cu	Ag	Pb	Bi	Σ
мас. %							
1	372a/170.5	15.87	2.22	14.37	5.4	61.8	99.66
2		16.19	1.94	15.20	4.86	61.52	99.71
3		15.91	2.57	13.61	5.33	62.87	100.29
4		16.1	2.54	12.81	5.13	63.11	99.69
5		14.87	5.86	–	24	54.95	99.68
6	372a/256.6	15.23	1.5	–	5.49	77.54	99.76
7		14.68	0.85	–	2.15	81.94	99.62
8	374/241.5	14.44	–	11.62	18.65	54.47	99.18
9		13.98	–	11.41	19.52	54.59	99.5
10		14.6	–	11.83	19.14	54.42	99.99
11	Kok5	15.11	–	1.81	44.05	38.6	99.57
12	361/154.3	14.35	–	–	61.32	23.92	99.59
13		16.32	–	0.86	35.25	47.31	99.74
14		14.61	–	2.09	44.71	38.26	99.67
15		15.22	–	0.11	28.75	55.76	99.84
ат. %							
1	372a/170.5	50.25	3.55	13.55	2.65	30.02	100.00
2		50.78	3.07	14.19	2.36	29.60	100.00
3		50.14	4.09	12.77	2.60	30.40	100.00
4		50.84	4.05	12.04	2.51	30.57	100.00
5		49.62	9.86	0.00	12.39	28.13	100.00
6	372a/256.6	53.01	2.63	0.00	2.96	41.40	100.00
7		52.41	1.53	0.00	1.19	44.88	100.00
8	374/241.5	49.55	0.00	11.87	9.90	28.67	100.00
9		48.59	0.00	11.81	10.50	29.11	100.00
10		49.61	0.00	11.97	10.06	28.37	100.00
11	Kok5	53.23	0.00	1.90	24.01	20.86	100.00
12	361/154.3	52.17	0.00	0.00	34.49	13.34	100.00
13		55.72	0.00	0.87	18.62	24.78	100.00
14		52.14	0.00	2.22	24.69	20.95	100.00
15		53.87	0.00	0.12	15.74	30.27	100.00

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Таблица 8. Химический состав тетраэдрита-(Fe) (мас. %)

№ п/п	Проба	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Σ
1	Kok4	25.86	5.23	38.19	3.75	4.86	0.82	20.75	99.45
2	Kok4	25.41	5.28	37.21	3.37	2.17	0.84	25.19	99.47
3	Kok5	26.21	8.42	34.13	0.14	2.41	3.22	25.46	99.99

1 – (Cu_{9.69}Ag_{0.12})Σ_{9.81}(Fe_{1.51}Zn_{0.92})Σ_{2.43}(Sb_{2.75}As_{1.05})Σ_{3.80}S₁₃; 2 – (Cu_{9.61}Ag_{0.13})Σ_{9.74}(Fe_{1.55}Zn_{0.85})Σ_{2.40}(Sb_{3.39}As_{0.18})Σ_{3.57}S₁₃; 3 – (Cu_{8.54}Ag_{0.47})Σ_{9.01}(Fe_{2.40}Zn_{0.03})Σ_{2.43}(Sb_{3.33}As_{0.68})Σ_{4.01}S₁₃.



Фиг. 7. Состав висмута и сульфоселей висмута (ат. %) из руд Коклановского месторождения. Незалитые кружочки – составы некоторых сульфоселей Ag–Pb–Bi (Moëlo et al., 2008).

положительные связи с Ba (+0.33), Pb (+0.22), Zr и Li (+0.19). Корреляционные связи W более разнообразны: Cu (+0.36), Be (+0.33), Sn (+0.27), Sc, Ge и Bi (+0.21), Co (+0.2) ($r_k = 0.15$).

В.А. Елохиным (Елохин, Витов, 2004) для скарнов Коклановского месторождения показано обогащение Bi, W, Be (более 100 кларков концентрации), а также Pb и Mo (более 15 кларков концентрации). Магнетитовые руды обогащены Mo, Be, Li (более 25 кларков концентрации) и Bi и W (более 15 кларков концентрации).

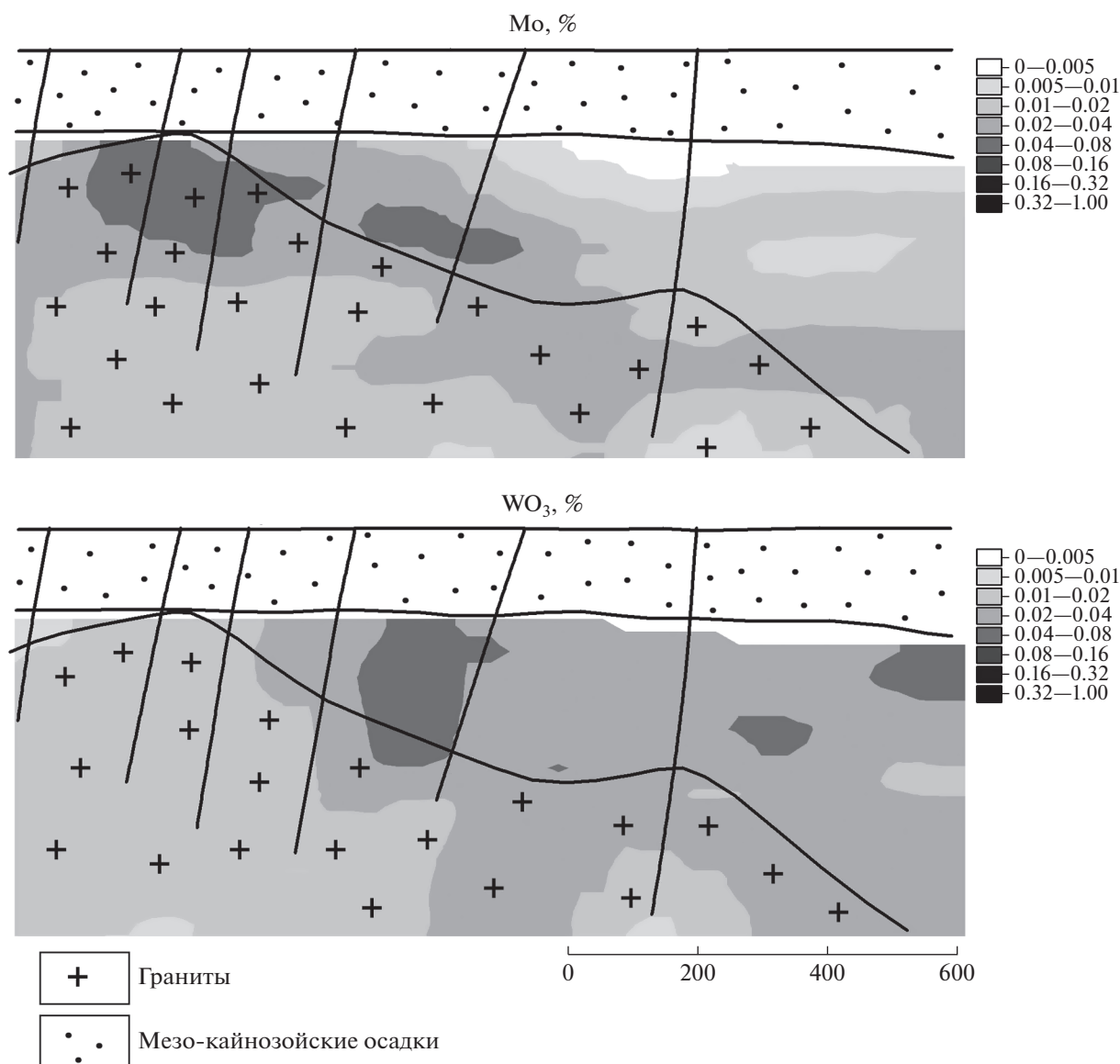
ОБСУЖДЕНИЕ

Этапы формирования Коклановского месторождения

Современная минералого-геохимическая зональность Коклановского месторождения связана с длительной историей его формирования. Наиболее древними образованиями являются сланцы различного состава с прослоями кремнистых, фил-

литовых, иногда углеродистых, пород, известняков, редко вулканитов основного состава. По-видимому, сланцы были образованы по терригенно-вулканогенной толще с подчиненным количеством известняков. В раннем палеозое толща была интродуцирована телами гипербазитов, деформирована и метаморфизована, в результате чего сформировались амфибол-биотитовые сланцы, а известняки были мраморизованы. В девонское время произошло внедрение массива диоритов, которое привело к скарнированию мраморизованных известняков и образованию магнетитовых руд с пирротинном, пиритом, редко – халькопиритом. Таким образом, образованию W–Mo руд предшествовало формирование геохимически контрастной среды.

Собственно рудный этап связан с внедрением Коклановского массива в пермское время при завершении коллизии Уральского орогена и западной окраины Казахского кратона. Внедрение массива сопровождалось формированием трещиноватости боковых пород, их грейзенизацией, а также, возможно, скарнированием известковистых раз-



Фиг. 8. Распределение Mo и WO₃ (%) в центральной части Коклановского месторождения.

ностей. Грейзенизация гранитов проявлена в основном фацией замещения, жилы имеют подчиненное значение. Возможно, с этим связано отсутствие в гранитах значимых содержаний W, который имеет тенденцию к концентрированию в жильных агрегатах (Varabanov, 1966; Брызгалин, 1976).

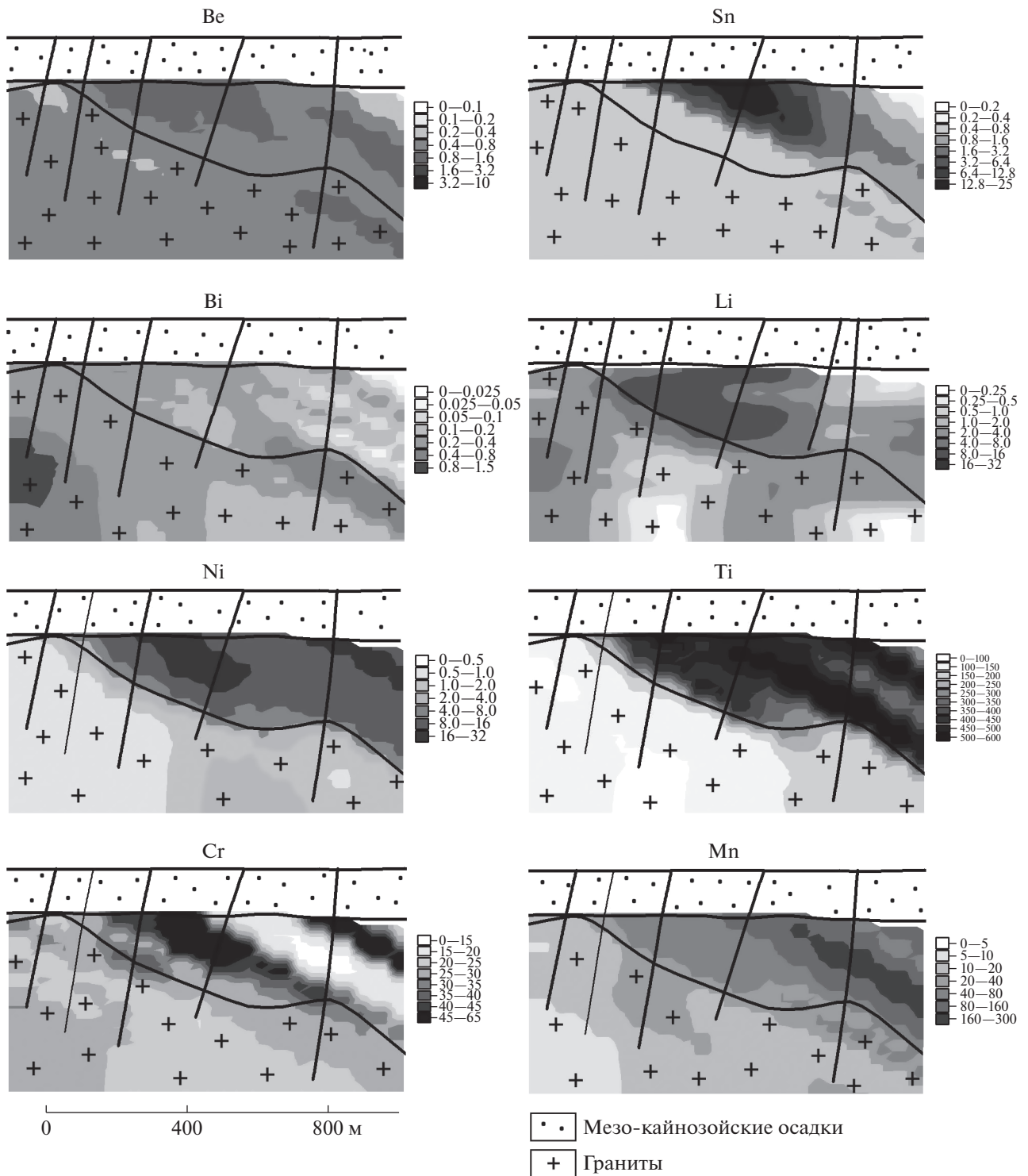
Наконец, в триасовое время произошло внедрение штока габброидов и маломощных даек ридоцитов без признаков редкометалльной минерализации. Заключительным этапом формирования современной структуры месторождения является эрозия пород (в том числе и части рудного штокверка) и его погребение под меловыми морскими осадками.

Условия формирования рудоносных грейзенов

Для анализа подвижности компонентов при грейзенизации гранитов был использован метод изокон, предложенный Дж. Грантом (Grant, 1986, 2005) на основании уравнения для метасоматических изменений Р. Гризенса (Gresens, 1967) и являющийся его графическим представлением. Уравнение Гризенса записывается как:

$$C_i^A = M^O / M^A (C_i^O + \Delta C_i),$$

где C_i – содержания элемента i в протолите (O) и измененной породе (A); M^O и M^A масса до и после изменений; ΔC_i – изменение концентрации элемента i .

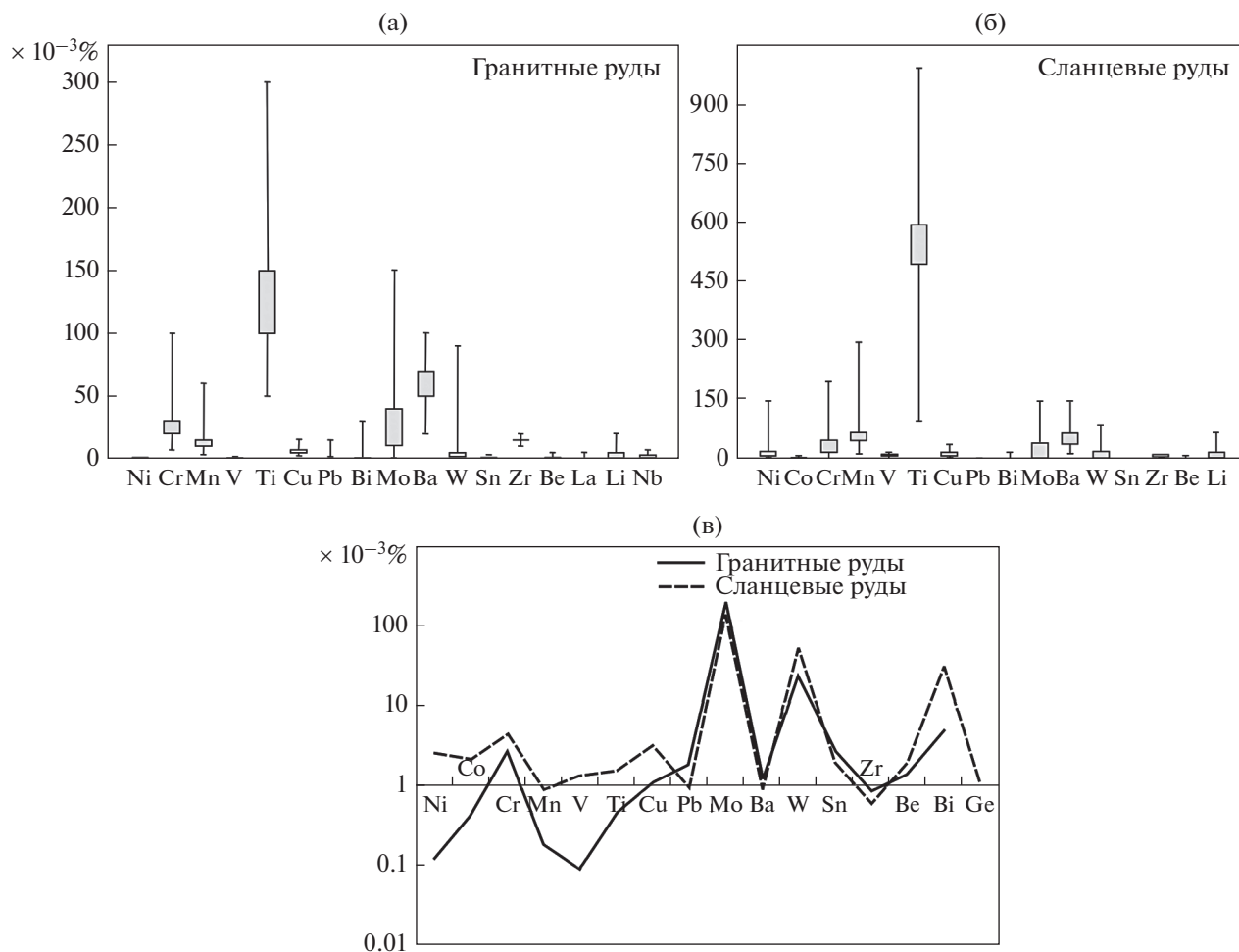


Фиг. 9. Распределение некоторых элементов ($\times 10^{-3}\%$, эмиссионный спектральный анализ) в центральной части Коклановского месторождения.

Для инертных компонентов $\Delta C_i = 0$, и отношение масс M^O/M^A можно вычислить из уравнения

$$C_i^A = (M^O/M^A)C_i^O.$$

Таким образом, представление отношения масс можно получить из графика $C_i^A - C_i^O$, на котором инертные компоненты ложатся на одну прямую. Эта прямая называется изоконой, и ее наклон по-



Фиг. 10. Геохимическая характеристика гранитных и сланцевых руд. На бокс-диаграммах (а, б) границами боксов служат первый и третий квартили, висеры показывают полный размах содержаний. На геохимическом спектре (в) содержания нормированы к кларку (Склярлов и др., 2001)

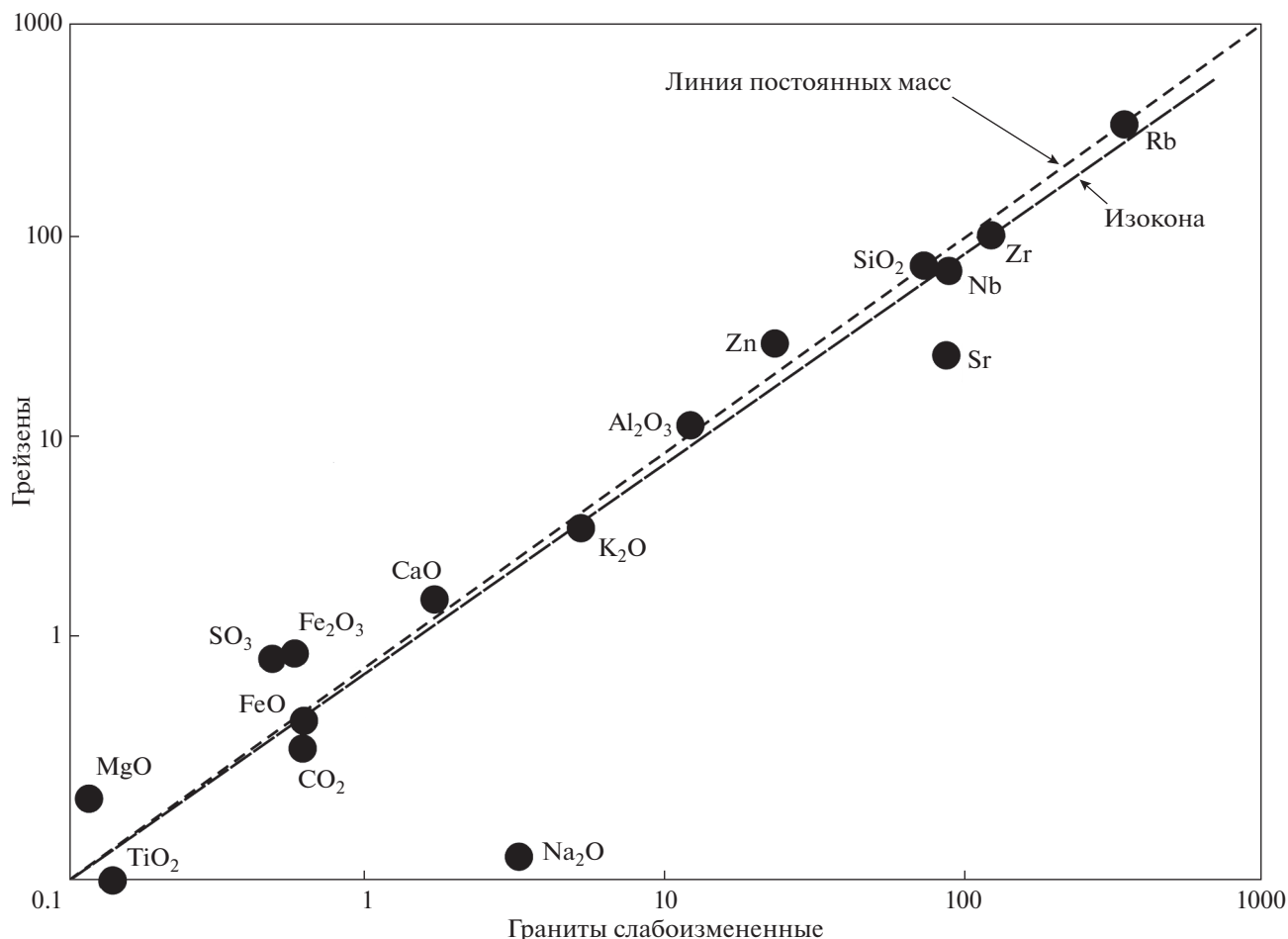
казывает характер изменения массы при метасоматозе.

Степень грейзенизации гранитов коррелирует с содержанием Na_2O , в грейзенах оно не превышает 0.24%. Петрографически это отражается в замещении плагиоклазов серицитом/мусковитом, в той или иной мере наблюдаемом во всех изученных образцах гранитов. По этому признаку породы были разделены на слабо грейзенизированные граниты и собственно грейзены. Для построения изокон-графика были использованы средние значения содержаний компонентов в грейзенах и слабо измененных гранитах. Очевидно, что в рассматриваемом случае Zr ведет себя как инертный компонент. Содержания Zr, FeO, K_2O , Nb ложатся на одну прямую (изокону), средний наклон которой составляет $C_i^A/C_i^O = M^O/M^A = 0.85$ (фиг. 11). При этом происходит привнос Fe_2O_3 , SO_3 , MgO и вынос Na_2O , Sr. Обращает на себя внимание почти инертное поведение крем-

незема и глинозема, что для процессов грейзенизации не характерно (Омельяненко, 1978; Жариков и др., 1998). По-видимому, это объясняется тем, что все имеющиеся граниты несли признаки грейзенизации.

Формирование эндогрейзенов происходило при участии хлоридно-калиево-натриевых растворов, обогащенных CO_2 , с вероятной примесью NaF, KF и NaHCO_3 , и варьирующих концентрациях солей, при истинных температурах 225–465°C и давлении ~1.1 кбар (Заботина и др., 2015). Этот диапазон согласуется со значениями температуры образования грейзенов в целом (So et al., 1983; Shelton et al., 1986; Shelton et al., 1987; Koller et al., 1992; Жариков, 1998; Pirajno, 2009).

Грейзенизация кристаллических сланцев проявлена в формировании жил, линз и гнезд разного масштаба. Типоморфный минерал грейзенов в сланцах – флюорит, который входит в состав кварц-флюоритовых, полевошпат-карбонатно-



Фиг. 11. Изокон-диаграмма, характеризующая процесс грейзенизации. Оксиды взяты в мас. % (силикатный анализ, см. табл. 1), элементы — в ppm (рентген-флуоресцентный анализ)

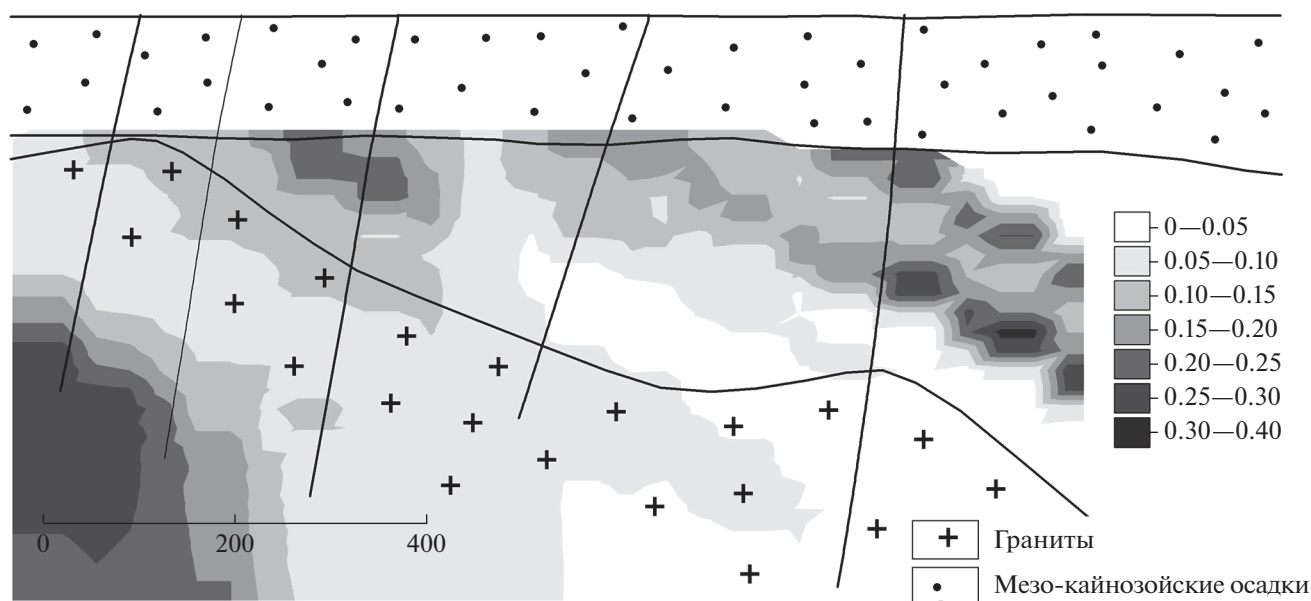
флюоритовых, часто с карбонатом, жил и прожилков. С процессами грейзенизации, по-видимому, связаны также серицитизация и окварцевание сланцев в экзоконтактах прожилков. Часто с грейзеновыми ассоциациями сопряжены скарновые и карбонатсодержащие (“березитовые”, локально, листовитовые) (Заботина и др., 2014). В кварц-флюорит-полевошпатовых жилках в сланцах карбонат-серицитовые агрегаты часто замещают калиевый полевой шпат вплоть до образования полных псевдоморфоз. Специфическим продуктом грейзенизации гипербазитов, вероятно, являются тальк-тремолитовые породы с флогопитом.

Минералого-геохимические особенности

Главным минералом W на Коклановском месторождении является шеелит. Минерал не типичен для грейзеновых месторождений в алюмосиликатных породах, где W обычно находится в форме вольфрамита (Иванова, 1969; Varabanov, 1970; Wood, Samson, 2000; Somarin, Ashley, 2004;

Somarin, 2009; Дамдинова, Дамдинов, 2020; Damdinova, Damdinov, 2021). Образование шеелита может происходить при разрушении комплексов $[\text{WO}_2\text{F}_4]^{2-}$ солями Ca со связыванием F во флюорит (Рехарский, 1973). Р.П. Рафальским с соавторами (1984) показана возможность осаждения шеелита из хлоридных гидротермальных растворов при температурах 450–300°C при падении температуры, изменении pH и взаимодействии с вмещающими породами, богатыми кальцием. Соответственно, преимущественная форма нахождения W в виде шеелита на Коклановском месторождении контролируется полосой скарнированных пород, в которых сохранились участки мраморизованных известняков. Вольфрамит встречается в виде реликтовых включений в шеелите, что является следствием эволюции от кислых гидротермальных растворов, необходимых для образования вольфрамитита, к субщелочным.

Висмут является важным попутным компонентом в рудах постмагматических гидротермальных месторождений (Дунин-Барковская, 1978; Lentz et



Фиг. 12. Вариации Bi/Pb отношения в разрезе центральной части Коклановского месторождения.

al., 1988; Ефимов, 1990; Шведов, 1998; Василенко, 1999; Somagin, 2009; Гусев, Гусев, 2013; Zhou et al., 2016; Ятимов и др., 2019, и др.), в том числе и уральских объектов, включая месторождения Баженовское (Bi-W) и Южно-Шамейское (Mo) в Малышевско-Баженовском рудном районе, Боевскую группу (W), Биргильдинское (W) и Аджетаровское (W) в Челябинском рудном районе и др. (Рукавишников, 1938; Елохин и др., 2003; Золотов и др., 2004; Прибавкин, Замятина, 2015).

В рудах Коклановского месторождения Bi концентрируется, в основном, в сульфидной форме, а обычной примесью во висулите является Cu . В сульфосолях с Bi ассоциируют Pb и/или Ag , сульфотеллуриды (жозеит-В) содержат примесь Se , цумоит содержит примесь Ag . Также в рудах часто встречается самородный Bi . Анализируя распределение висмутовых минералов в различных типах руд можно отметить следующее: 1) в гранитных рудах они не выявлены; 2) висмутин наблюдался в составе прожилков кварцевого, кварц-полевошпатового состава в кристаллических сланцах, гипербазитах и лиственитах; 3) жозеит-В встречен только в пирит-пирротиновой вкрапленной ассоциации в кристаллических сланцах; 4) цумоит выявлен только в составе концентратов сланцевых руд; 5) сульфосоли Bi присутствуют в прожилках кварца с пиритом в гипербазитовом и сланцевом типах руд. Таким образом, висмутовая минерализация тяготеет к прожилковой фации грейзенов экзоконтакта интрузии.

Принимая, что свинец концентрируется в основном в висмутовых сульфосолях, Bi/Pb отношение в породах можно рассматривать как индикатор минералогической зональности. Высокие

значения отношения Bi/Pb , свидетельствующие о подчиненном значении свинцовых сульфосолей висмута, контролируются ореолом скарнирования в толще кристаллических сланцев, а также наблюдаются в гранитах (фиг. 12).

Источник вещества

Формированию постмагматических месторождений собственно гидротермальной стадии предшествует предобогащение металлами верхней части магматической камеры, которое происходит вследствие различных процессов. Определяющим фактором является присутствие в расплаве летучих компонентов и щелочей (Westra, Keith, 1981), высокие концентрации которых обуславливают уменьшение вязкости гранитной магмы. Наиболее вероятным источником таких компонентов (F , Rb , K) являются слюды осадочных пород, ассимилированных анатектической гранитной магмой в коровых условиях.

Вопрос об источнике рудных компонентов является наиболее дискуссионным. Нужно отметить, что содержания металлов в породе протолита не обязательно должны быть высокими, так как их концентрирование происходит в пневматолитовую стадию. Объем Коклановского массива, приняв его за сферу радиусом 5 км, можно оценить в 500 км^3 с учетом эродированной части. При плотности гранитов 2.6 т/м^3 и среднем содержании Mo в гранитах 1.5 г/т (Скляров и др., 2001), количество молибдена в них составит 2 млн т. Таким образом, чтобы получить зону обогащения с концентрацией молибдена 300 тыс. т (с учетом эродированной части) в апикальной части гра-

нитного массива, достаточно небольшого истощения (примерно, до 1.25 г/т) в отношении молибдена гранитов остальной части массива. Аналогичные оценки для вольфрама позволяют видеть, что для образования рудной зоны Коклановского месторождения достаточно, чтобы содержание вольфрама в гранитном массиве уменьшилось примерно до 2 г/т при среднем для гранитов 2.2 г/т (Склярков и др., 2001). То есть, для образования месторождения важен не столько состав протолита, сколько присутствие летучих компонентов, которые обеспечивают дифференциацию магматического расплава и фракционирование редких элементов между флюидом и остаточным расплавом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Коклановское Mo–W месторождение характеризуется контрастной структурой геохимического поля, обусловленной соотношениями гранитов одноименного массива и пестрой вмещающей толщи, состоящей из сланцев с прослоями известняков, в том числе скарнированных, и метагипербазитов. По типу вмещающей матрицы на месторождении выделяются гранитный, сланцевый, гипербазитовый и скарновый типы руд.

Ореол Mo затрагивает как эндоконтакт массива лейкогранитов, так и его экзоконтакт. Рудные концентрации W в гранитах практически отсутствуют, и его ореол смещен по отношению к ореолу Mo. Зональность оруденения может быть связана с различиями в мобильности и стабильности оксофторидных и оксохлоридных комплексов Mo и W. Корреляция в паре W–Mo незначимая. Mo в рудах находится, преимущественно, в форме молибденита, редко примесь MoO₃ наблюдается в шеелите. Главным минералом-концентратором W является шеелит, существенно реже встречается вольфрамит. Висмут распределен крайне неравномерно, он входит в состав многих соединений, среди которых преобладает висмутин. Бериллий, литий и олово концентрируются в породах экзоконтакта гранитного массива, собственные минералы для них не выявлены.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны руководству ООО «Уралмедьсоюз» за доступ к материалам геологоразведочных работ, а также анонимному рецензенту за скрупулезную работу с рукописью.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках госбюджетной темы № 075-00880-22-00.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бекмагамбетов Б.И., Евлампьев А.Т., Шестак Г.И.* Смирновское и Дрожиловское месторождения комплексных молибденовых руд Кустанайского Зауралья – новая минерально-сырьевая база редкометальной промышленности Казахстана (Республика Казахстан) // Горно-геологический журнал. 2011. № 3–4. С. 3–9.
- Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Хворов П.В.* Минералогия вскрышных пород Коклановского W–Mo месторождения (Южный Урал) // Минералогия. 2015. № 2. С. 77–84.
- Брызгалин О.В.* Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 72 с.
- Василенко А.В.* Минералогия висмута молибденовых месторождений Джетского рудного узла (Восточный Саян) / Металлогения древних и современных океанов – 1999 (отв. ред. В.В. Зайков). Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 99–102.
- Грязнов О.Н., Елохин В.А.* Молибденоворудные и молибденосодержащие формации Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2012. 356 с.
- Гусев А.И., Гусев Н.И.* Висмутовое оруденение Республики Алтай: типизация и прогнозная оценка // Успехи современного естествознания. 2013. № 3. С. 52–57
- 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.
- Дунин-Барковская Э.А.* Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент: “Фан” УзССР, 1978. 272 с.
- Елохин В.А.* Эндогенные молибденосодержащие редкометальные формации Урала // Литосфера. 2009. № 3. С. 47–63.
- Елохин В.А., Витов А.В.* Геохимические особенности Коклановского вольфрам-молибденового месторождения // Известия Уральского государственного горного университета. Серия: геология и геофизика. 2004. № 19. С. 110–119.
- Елохин В.А., Чесноков В.И., Чечулина Ю.В.* Геохимическая характеристика руд Южно-Шамейского молибденового месторождения // Изв. Уральского государственного горного университета. Серия: геология и геофизика. 2003. № 18. С. 91–98.
- Ефимов А.В., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н.* Особенности висмутовой минерализации молибден-вольфрамового месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) // Геология руд. месторождений. 1990. Т. 32. № 4. С. 64–75.
- Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В.* Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Заботина М.В., Юминов А.М., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Блинов И.А.* PT-условия образования золото-содержащих лиственитов на Коклановском месторождении вольфрама и молибдена (Курганская обл.) // Металлогения древних и современных океанов – 2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 133–137.

- 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.
- Золов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю.* Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., ИГГ УрО РАН, 2004. 336 с.
- Иванова Г.Ф.* Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе // *Геохимия*. 1969. № 1. С. 22–32.
- Изоитко В.М.* Технологическая минералогия вольфрамовых руд. М.: Наука. 1989. 232 с.
- Изоитко В.М., Петров С.В., Пшеничникова Е.П., Шукарев А.В.* О типоморфных и технологических особенностях молибденита // *Записки ВМО*. 1997. № 2. С. 52–62.
- 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.
- Левин В.Я., Антонова Л.Г., Золов К.К., Каткалов А.В., Мормиль С.И., Самсонов А.В.* Геология и особенности рудогенеза Южно-Шамейского месторождения молибдена на Среднем Урале (Россия) // *Геология руд. месторождений*. 1995. Т. 37. № 6. С. 530–539.
- Морозова А.В.* Минералого-петрографические критерии связи гранитов и ассоциированного с ними W-Mo оруденения (на примере Коклановского массива, Зауралье) / *Минералогия Урала – 2007* (отв. ред. В.И. Попова). Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 232–235.
- Морозова А.В.* Zr/Hf отношение в гранитах Коклановского массива как критерий W-Mo рудоносности // *Ежегодник ИГГ УрО РАН – 2007*. 2008. С. 207–210.
- Никифоров И.А.* Геологическое моделирование в среде комплекса RockWorks. Оренбург: Оренбургский гос. ун-т, 2013. 111 с.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Котляров В.А., Филиппова К.А., Садыков С.А.* Минералогические и геохимические особенности оолитовых железняков Синяро-Теченского месторождения (Курганская обл., Россия) // *Геология руд. месторождений*. 2018. Т. 60. № 3. С. 301–314.
- Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М. Недра, 1978. 215 с.
- Прибавкин С.В., Замятина М.Д.* Минералы висмута Баженовского Bi-Mo-W месторождения (Средний Урал) / *Уральская минералогическая школа – 2015*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 77–83.
- Пумпянский А.М., Горбачев Ю.Н., Тараканов Ф.Ф.* Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегасинклинория // *Уральский геологический журнал*. 2003. Т. 33. № 3. С. 45–72.
- Пумпянский А.М., Телегина Т.В.* Герцинский орогенный магматизм Улугушского поднятия Зауральского мегасинклинория / *Топорковские чтения*, вып. VI (отв. ред. А.И. Ивлев). 2004. С. 6–23.
- Рафальский Р.П., Брызгалов О.В., Федоров П.Л.* Перенос вольфрама и отложение шеелита в гидротермальных условиях // *Геохимия*. 1984. № 5. С. 611–624.
- Рехарский В.И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.
- Рукавишников Ф.И.* К вопросу о нахождении висмута на Урале // *Известия АН СССР (серия геологическая)*. 1938. № 1. С. 147–151.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1970. 328 с.
- Скляров Е.В., Гладкохуб Д.П., Донская Т.В. и др.* Интерпретация геохимических данных. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
- Шведов Г.И.* Минералы висмута в молибденовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области / *Актуальные вопросы геологии и географии Сибири* (ред. Г.Б. Князев, А.И. Летувнинкас, А.И. Чернышев и др.). 1998. Т. 3. С. 182–184.
- Щерба Г.Н.* Грейзеновые месторождения / *Генезис эндогенных рудных месторождений* (ред. В.И. Смирнов). М.: Недра, 1968. 378–440 с.
- Ятимов У., Аюпова Н., Блинов И., Котляров В.А.* Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) // *Минералогия*. 2019. № 4. С. 28–40.
- Barabanov V.F.* Nature of greisenization process in wallrock zone and formation of metasomatic concretionary veins of greisen type // *Int. Geol. Rev.* 1966. V. 8. № 7. P. 770–782.
- Barabanov V.F.* Geochemistry of tungsten // *Int. Geol. Rev.* 1970. V. 13. No 3. P. 332–344.
- Damdinova L., Damdinov B.* Tungsten ores of the Dzhida W-Mo ore field (Southwestern Transbaikalia, Russia): Mineral composition and physical-chemical conditions of formation // *Minerals*. 2021. V. 11(7). <https://doi.org/10.3390/min11070725>
- Ishihara Sh.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geology*. 1977. V. 27. P. 293–305.
- Grant J.A.* The Isocon diagram – a simple solution to Gresens Equation for metasomatic alteration // *Econ Geol.* 1986. V. 81. P. 1976–1982.
- Grant J.A.* Isocon analysis: a brief review of the method and applications // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. 2005. V. 30. № 17–18. PP. 997–1004.
- Gresens R.* Composition-volume relationships of metasomatism // *Chem. Geol.* 1967. V. 2. PP. 47–65.
- Koller F., Högelsberger H., Koeberl C.* Fluid-Rock interaction in the Mo-bearing Nebelstein greisen complex, Bohemian massif (Austria) // *Mineral. Petrol.* 1992. V. 45. P. 261–276.
- Lentz D., Lutes G., Hartree R.* Bi-Sn-Mo-W greisen mineralization associated with the True Hill granite, southwestern New Brunswick // *Maritime sediments and Atlantic Geology*. 1988. V. 24. P. 321–338.
- Mao J., Du A., Seltmann R., Yu J.* Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, central Urals, Russia // *Mineral. Deposita*. 2003. V. 38. P. 251–257.
- Možlo Y., Makovicki E., Mozgova N., Jambor J., Cook N., Pring A., Paar W., Nickel E., Graesser S., Karup-Møller S., Balic-Zunic T., Mumme W., Vurro F., Topa D., Bindi L., Bente K., Shimizu M.* Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on ore mineralogy // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. № 1. P. 7–46.

- Pirajno F.* Hydrothermal processes and mineral systems. Berlin: Springer, 2009. 1211 p.
- Shelton K., So Ch.-S., Rye D., Park M.-E.* Geologic, sulfur isotope, and fluid inclusion studies of the Sannae W–Mo mine, Republic of Korea: comparison of sulfur isotope systematics in Korean W deposits // *Econ. Geol.* 1986. V. 81. P. 430–446.
- Shelton K., Taylor R., So Ch.-S.* Stable isotope studies of the Dae Hwa tungsten-molybdenum mine, Republic of Korea: evidence of progressive meteoric water interaction in a tungsten-bearing hydrothermal system // *Econ. Geol.* 1987. V. 82. P. 471–481.
- Shcherba G.N.* Greisens // *Int. Geol. Rev.* 1970. V. 12. № 2. P. 114–150.
- Sinclair W.D.* Porphyry deposits / *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (ed. *Goodfellow W.D.*). 2007. P. 223–243.
- So Ch.-S., Rye D., Shelton K.* Carbon, hydrogen, oxygen, and sulfur isotope and fluid inclusion study of the Weolag tungsten-molibdenum deposit, Republic of Korea: fluid histories of metamorphic and ore-forming events // *Econ. Geol.* 1983. V. 78. № 8. P. 1551–1573.
- Somarin A.K., Ashley P.* Hydrothermal alteration and mineralization 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.
- 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 Sci.* 2009. V. 104. P. 339–355.
- Westra G., Keith S.* Classification and genesis of stockwork molibdenum deposits // *Econ. Geol.* 1981. V. 76. P. 844–873.
- Wood S., Samson I.* The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH, and mNaCl // *Econ. Geol.* 2000. V. 95. P. 143–182.
- Zen E-an.* Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallization: Some Mineralogic and Petrographic Constraints // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 1095–1117.
- Zhou H., Sun X., Fu Y., Lin H., Jiang L.* Mineralogy and mineral chemistry of Bi-minerals: Constraints on ore genesis of the Beiya giant porphyry-skarn gold deposit, southwestern China // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 79. P. 408–424.

РУДОФОРМИРУЮЩИЙ БИОГЕННЫЙ ФАКТОР ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА

© 2022 г. О. А. Дойникова^а, *, В. А. Петров^а

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

*e-mail: doa_07@list.ru

Поступила в редакцию 21.12.2021 г.

После доработки 28.03.2022 г.

Принята к публикации 06.04.2022 г.

Геологическая среда рудообразования в месторождениях урана песчаникового типа рассмотрена в свете современных данных геомикробиологии и экологической (environmental) минералогии, связанных с решением экологических проблем биорекультивации (очистки приповерхностной среды путем бактериальной фиксации радионуклидов). Анализ литературных данных показывает возможную рудообразующую роль биогенного фактора в формировании инфильтрационных месторождений урана песчаникового типа, что рассмотрено здесь на примере их палеоруслового подтипа с широким развитием фосфатно-черневых урановых руд. Бактериальный фактор предлагается как один из основных механизмов возникновения и перемещения окислительно-восстановительного фронта в ходе проявления гипергенных процессов в рудовмещающих осадочных песчаниковых толщах.

Ключевые слова: черневые урановые руды, данные геомикробиологии, микробное сообщество, палеодолинные месторождения урана

DOI: 10.31857/S0016777022040025

ВВЕДЕНИЕ

На месторождения урана песчаникового типа приходится более половины мировой добычи урана, поскольку они наиболее выгодны экономически для отработки способом подземного выщелачивания *in situ* (ISL). К песчаниковому промышленному типу относится самое большое количество крупных месторождений урана с запасами >50 тыс. т (Тарханов, Бугриева, 2012).

Эти экзогенные инфильтрационные месторождения формируются в самых верхних слоях земной коры. Руды урана образуются в результате окисления осадочных отложений грунтовыми/пластовыми водами, содержащими кислород и уран. Песчаниковые месторождения урана по классификации МАГАТЭ (Geological Classification..., 2018) представлены следующими подтипами: 1) базально-русловые (*basal channel*), 2) таблитчатые (*tabular*), 3) ролловые (*roll-front*), 4) тектоно-литологические (*tectonic-lithologic*) и 5) связанные с мафическими дайками и силлами в горизонтах песчаников (*mafic dykes/sills in sandstone*). Наиболее широко распространены первые три подтипа песчаниковых месторождений урана.

Базально-русловые месторождения урана известны в Японии (провинции Нингио-Тоге и Тонне), в Канаде (Британская Колумбия), Аргентине (Мендоса), Австралии (Беверли) и др. В России базально-русловые песчаниковые месторождения урана, расположенные в Зауралье (Далматовский район, Курганская область) и в Северо-Восточном Забайкалье (республика Бурятия, Витимское плато), являются объектами промышленной разработки. Отечественные геологи обычно называют такие месторождения палеорусловыми или палеодолинными.

Типичные примеры месторождений таблитчатого подтипа представлены в Чехии (Страж), Болгарии (Маришское рудное поле), Нигере (Арлит), США (Амброзия Лейк и Солт Ваш). Широко известны так называемые пластово-инфильтрационные, ролловые, месторождения Казахстана (Чу-Сарысуйская урановорудная провинция) и США (бассейн Вайоминг и южный Техас). Тектоно-литологические месторождения распространены во Франции (бассейн Лодев) и Нигере (бассейн Франциль), а связанные с мафическими дайками и силлами имеются в Австралии (Вестморленд) и Канаде (Матосу).

Разработка большинства месторождений урана песчаникового типа ведется экологически наиболее чистым и экономически выгодным способом добычи – скважинное подземное выщелачивание (СПВ). Рентабельность песчаниковых месторождений урана объясняет важность их изучения и востребованность информации об условиях их формирования. Поисковые работы опираются на глубокую изученность “классических” песчаниковых месторождений Притяньшаньской урановорудной мегапровинции отечественными геологами в 60–80 гг. прошлого века (Экзогенные..., 1965; Перельман, 1968; Лисицин, 1975; Гидрогенные... 1980 и др.).

Значительный и решающий вклад в исследование песчаниковых месторождений урана Средней Азии и создание теоретических основ гидрогенного уранового рудообразования внесли сотрудники Среднеазиатской экспедиции (САЭ) и Экспедиции № 1 ИГЕМ АН СССР, авторы названных выше коллективных основополагающих трудов: А.И. Перельман, Б.И. Омеляненко, А.К. Лисицин, И.А. Кондратьева, Л.Н. Белова, В.И. Данчев, О.И. Зеленова, Г.В. Комарова, Н.П. Стрелянов, С.Г. Батулин и др. Детально изученная эпигенетическая зональность таких месторождений урана позволила рассматривать зоны пластового окисления как основной их поисковый признак. Разработанное А.И. Перельманом учение о геохимических барьерах и выводы об условиях миграции и концентрации урана в условиях гипергенеза (вместе с рядом других химических элементов), приведенное в многочисленных публикациях (1972, 1975, 1977, 1982 и др.), помогает оценить геохимическую среду рудообразования.

Изучению закономерностей размещения урановых руд в Среднеазиатском регионе и доказательству инфильтрационного генезиса месторождений урана посвящена первая обобщающая монография (Экзогенные..., 1965), в составлении которой приняли участие сотрудники ИГЕМа и ВИМСа. Дальнейшее исследование условий формирования инфильтрационных месторождений урана отражено в монографии, подготовленной специалистами ИГЕМ и ВСЕГЕИ (Гидрогенные..., 1980). Разработанная здесь авторским коллективом теория гидрогенного уранового рудообразования лежит в основе всех современных исследований.

Специалистами ВСЕГЕИ во главе с Г.В. Грушевым была доказана высокая перспективность на уран Чу-Сарысуйской депрессии в Южном Казахстане, что активно поддержало становление Притяньшаньской урановорудной мегапровинции. Изучение ураноносных осадочных бассейнов, приуроченных к чехлам платформ (Миронов, Грушевой, 2008), способствует выяснению закономерностей локализации промышленных экзо-

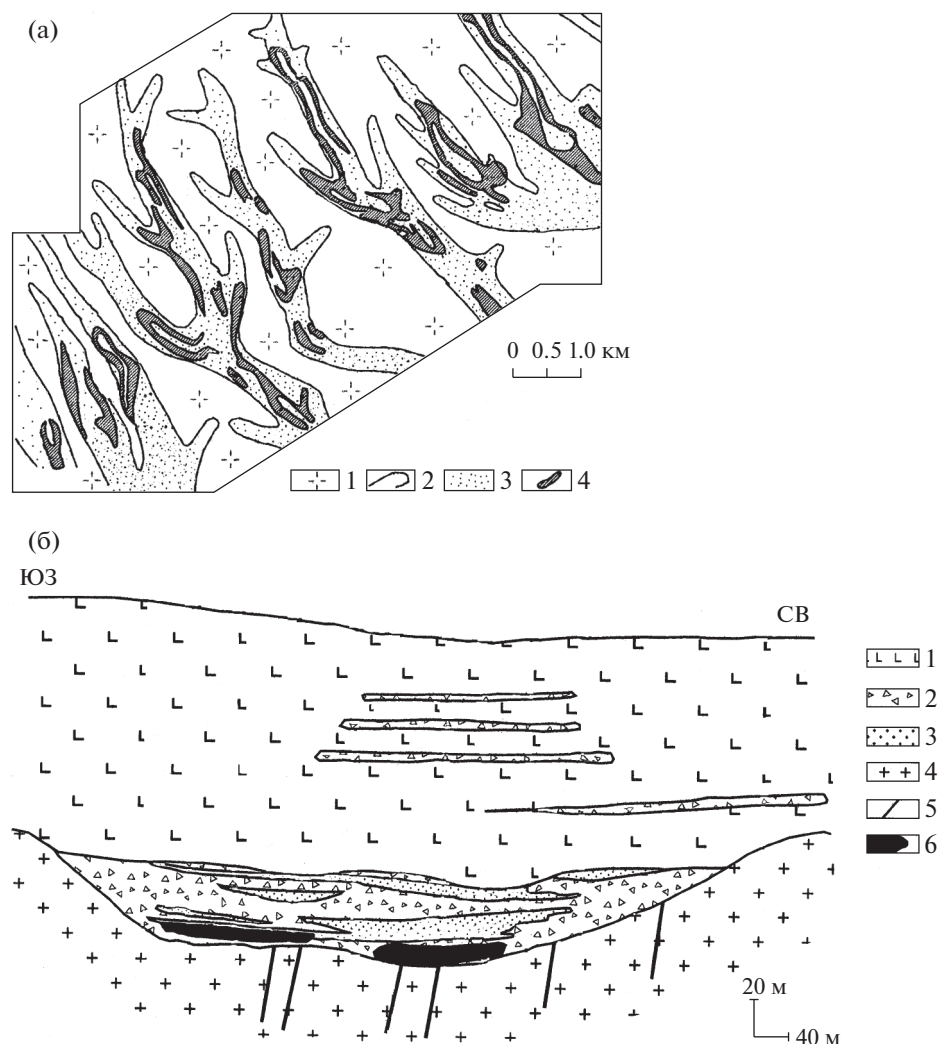
генных урановых месторождений. Совершенствованию теории формирования гидрогенных месторождений по результатам комплексного изучения многочисленных урановых объектов и рудных районов посвящены работы сотрудников ВИМС (Кисляков, Щеточкин, 2000; Печенкин, Кондратьева, 2013; Халезов, 2017, 2018 и др.).

Общие закономерности и условия формирования инфильтрационных месторождений урана рассмотрены в монографии (Кондратьева и др., 2011), где принята типизация пластово-грунтовых месторождений по масштабности порождающих их артезианских бассейнов и палеодолинный тип отнесен к проявлениям малых артезианских бассейнов. Данные по геологии урана, включая песчаниковые месторождения, приведены в монографиях (Машковцев и др., 2010; Тарханов, Бугриева, 2012).

В настоящее время два из трех действующих в России предприятий по добыче урана ведут разработку палеодолинных месторождений песчаникового типа, поэтому объектам такого подтипа далее уделяется наибольшее внимание. Особенности месторождений урана в структурах речных палеодолин рассмотрены в обзорной монографии А.Б. Халезова (2017). Отмечено, что месторождения урана в таких структурах известны во многих странах мира. На территории России палеодолинные месторождения урана известны в Уральском регионе, в пределах южного обрамления Западно-Сибирской низменности. Они “локализованы в эрозионных структурах речных палеодолин мезокайнозойского и палеозойского возраста” и сформированы древними зонами грунтово-пластового окисления. К палеорусловому типу относятся месторождения в Витимском урановорудном районе Забайкалья (фиг. 1). Подобные месторождения известны на Русской платформе в Калмыкии.

Для восполнения минерально-сырьевой базы урана требуется разведка новых песчаниковых месторождений (Бортников и др., 2021). Важные для эффективности поисковых работ знания об условиях формирования песчаниковых урановых руд базируются на выяснении геохимических обстановок концентрирования рудного вещества. Данные об условиях образования отражены в кристаллохимических характеристиках рудных минералов.

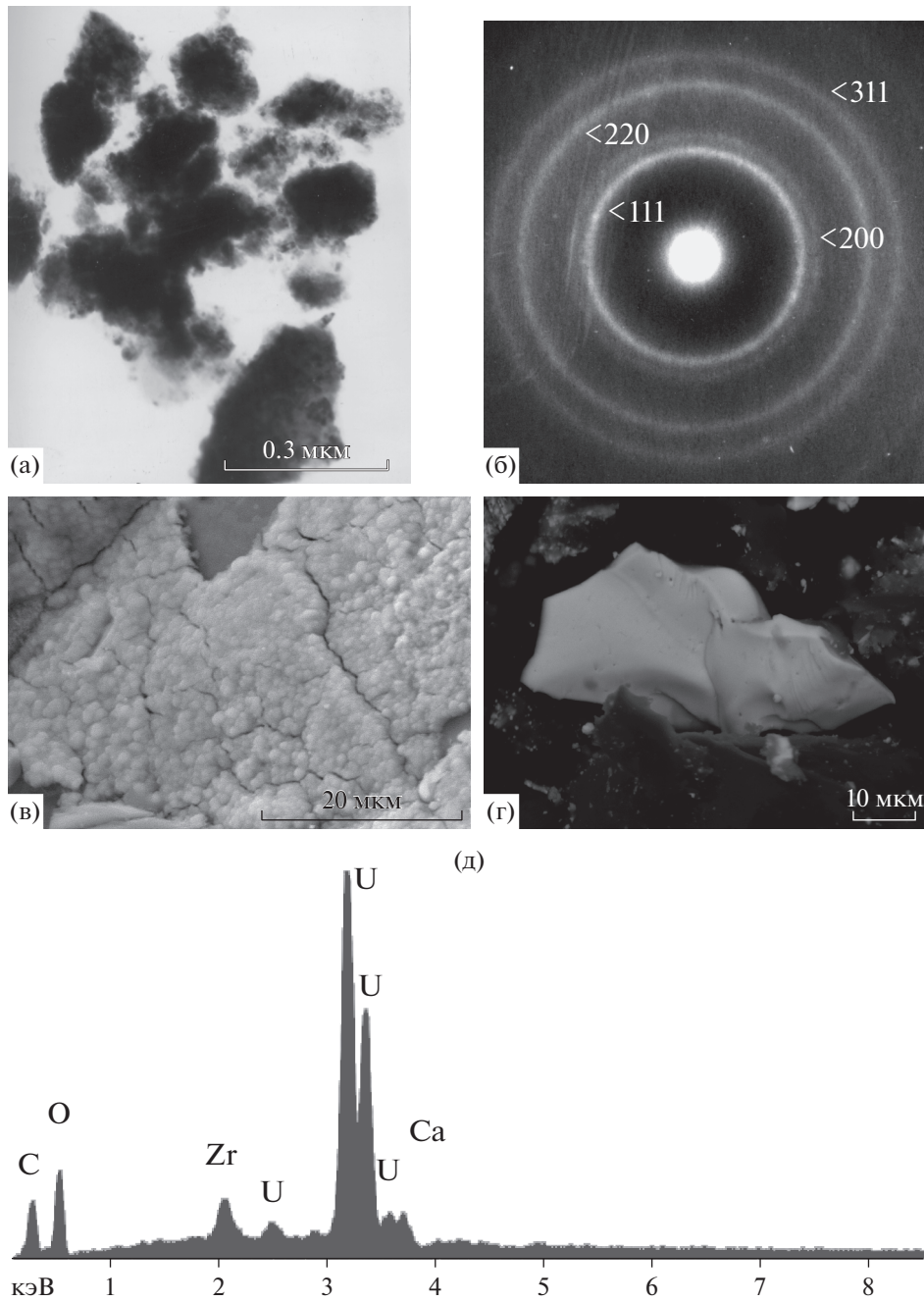
Изучение таких характеристик для урановой минерализации песчаниковых месторождений требует применения локальных методов минералогии по причине высокой дисперсности и микронной размерности рудного вещества. Руды таких месторождений – так называемые урановые черни – это рыхлый темный порошок серого, черного, коричневатого цвета, слабо цементирующий песчаные зерна. Эта порошковая минера-



Фиг. 1. Месторождение Хиагдинское (по Машковцев и др., 2010). а – Геолого-структурный план. 1 – граниты кристаллического фундамента; 2 – палеоврезы в фундаменте; 3 – осадочные породы, выполняющие палеоврезы; 4 – проекция на дневную поверхность рудных залежей. б – Геологический разрез. 1 – базальты, трахибазальты и их туфы; 2 – хлидолиты; 3 – песчаники, алевролиты; 4 – граниты кристаллического фундамента; 5 – тектонические нарушения; 6 – рудные тела.

лизация состоит из микронных образований четырехвалентного урана. Она сложена, по крайней мере, тремя минеральными формами: оксидной (уранинит, настуран), силикатной (коффинит) и фосфатной (нингиоит). Опыт многолетнего изучения рудной минерализации из различных гидротермальных месторождений урана (Дойникова, 2012; Доуникова, 2021) показал, что эффективным методом диагностики и кристаллохимического изучения дисперсного урановорудного вещества этих рыхлых руд является аналитическая электронная микроскопия (АЭМ). На результаты исследования руд методами АЭМ опираются публикации последних десятилетий по изучению палеодолинных месторождений урана на территории России (Дойникова и др., 2014, 2018, 2020; Тарханова и др., 2014, 2017; Халезов, 2017, 2018 и др.).

Локальными методами АЭМ установлено, что черневая минерализация урана, которой сложены руды в осадочных толщах, имеет полиминеральный характер (фиг. 2–4): в составе в разных пропорциях могут присутствовать уранинит (настуран), коффинит и нингиоит (Дойникова и др., 2003). С конца 1970-х гг. до настоящего времени продолжают наши находки малоизвестного ранее Са–U⁴⁺-фосфата нингиоита в составе урановых черневых руд. К 2000-м годам стало очевидно, что месторождения с черневыми рудами фосфатного состава (нингиоитовые) представляют новый минеральный тип промышленных урановых руд. Литературный обзор (Дойникова, 2007) показал, что мононингиоитовый состав руд характерен для базально-русловых (палеорусловых) месторождений песчаникового типа: Нингио-

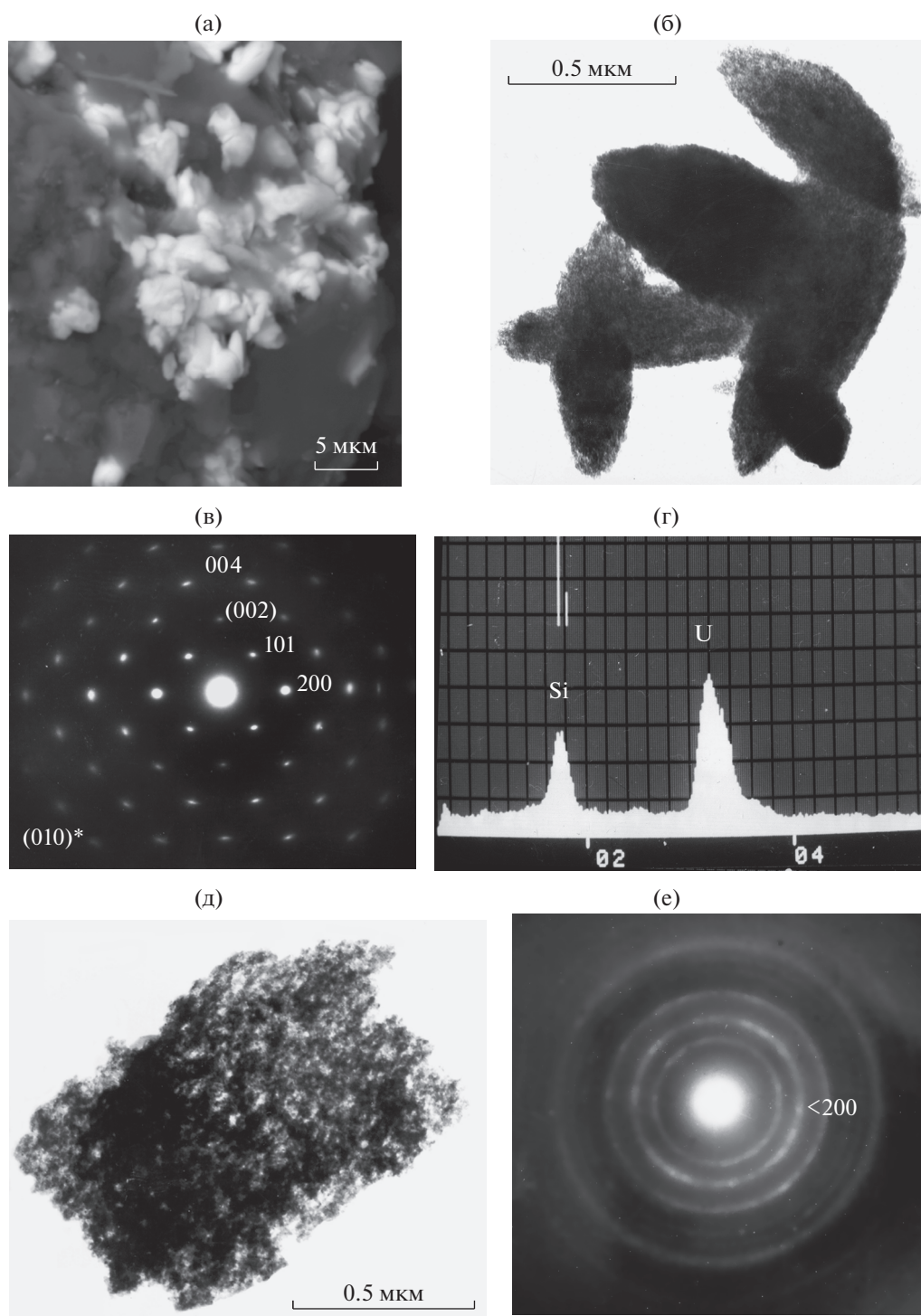


Фиг. 2. Уранинит: а – частицы оксида урана в суспензионном препарате (ПЭМ), б – кольцевая электронограмма SAED; в – корочка на частице песка, г – стекловидный обломок в песке (СЭМ), д – спектр его состава.

Тогэ (Япония); Близзарт, Тайи (Канада); Момино, Хасково (Болгария); группа месторождений Хиагдинского рудного поля (ХРП) в России.

Долгое время оставался недостаточно выясненным вопрос об источнике фосфора в составе нингиюита, несмотря на широкую изученность этого фосфата в отечественных исследованиях. Выяснить этот вопрос помог обзор современных литературных данных по экологической (environmental) минералогии и геомикробиологии, связан-

ных с решением экологических проблем (Дойникова, 2017). Проведенный анализ публикаций эколого-биохимического и микробиологического профиля позволяет с новой “биогенной” точки зрения посмотреть на условия формирования черневой урановой минерализации. Эти взгляды лежат в основе настоящей статьи, а выводы позволяют обобщенно говорить о биогенной природе формирования урановых руд на инфильтрационных месторождениях песчаникового типа.

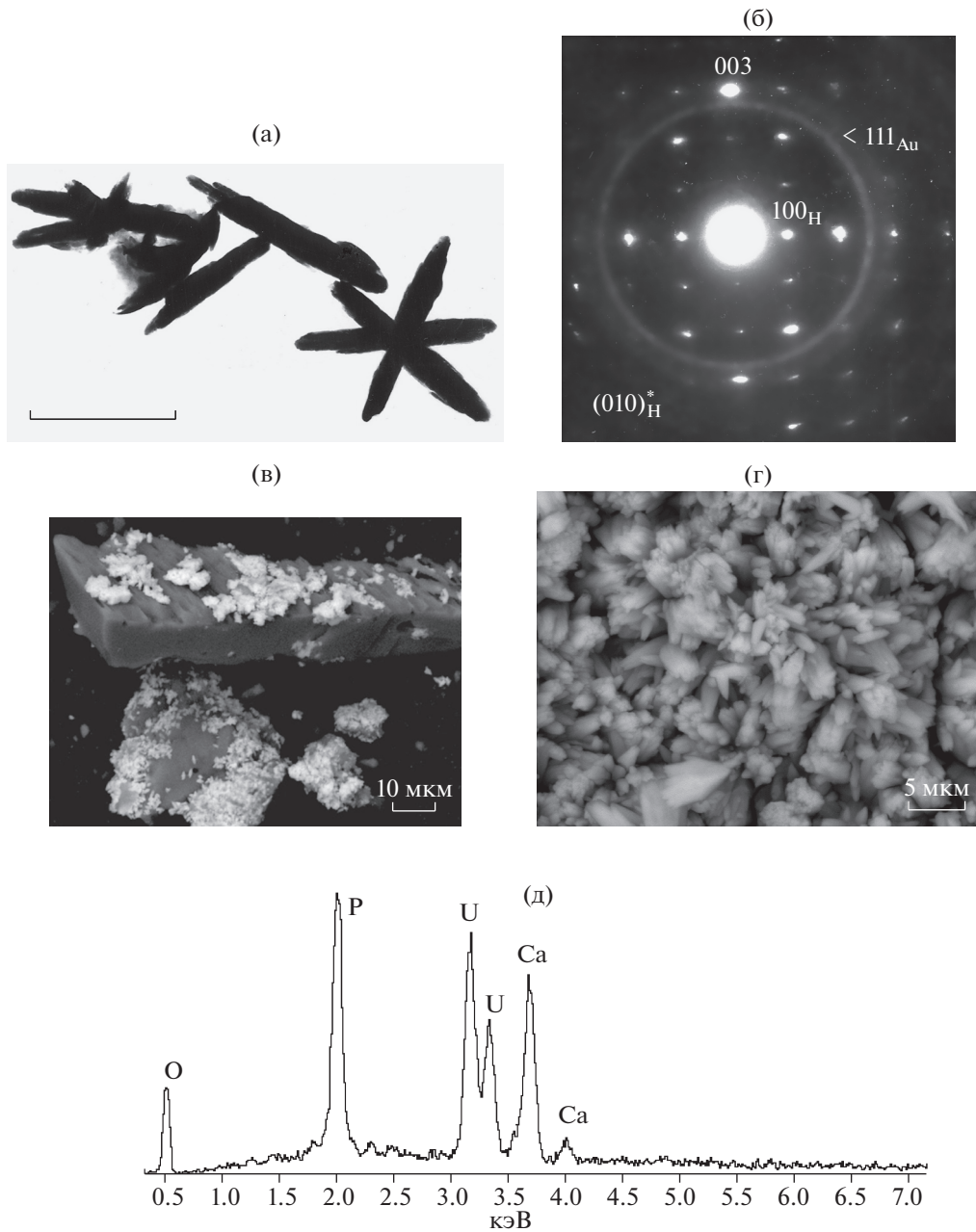


Фиг. 3. Коффинит: а – кристаллы силиката урана в песке (СЭМ); б – сростки кристаллов (ПЭМ) и характерная точечная электронограмма (в); г – спектр состава; д – частица в суспензионном препарате и кольцевая электронограмма (е).

ПРОМЫШЛЕННАЯ ЗНАЧИМОСТЬ ПАЛЕОРУСЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Месторождения палеодолинного (палеоруслового) подтипа характеризуются, как правило, не-

большими запасами. Их эксплуатация рентабельна благодаря применению эффективного способа добычи СПВ, что позволяет обрабатывать разобщенные рудные залежи и тела с низкими содержаниями урана, часто образующие целые рудные районы с общими ресурсами до 50–100 тыс. т ура-



Фиг. 4. Нингиоит: а – кристаллы фосфата урана в суспензионном препарате (ПЭМ), б – характерная точечная электрограмма (кольцевые рефлексы – эталон Au); в, г – корочки из кристаллов на зернах песка; д – спектр состава (СЭМ).

на. Попутно с ураном могут добываться и другие полезные компоненты, которые нередко присутствуют в значительных количествах – рений, скандий, иттрий и другие элементы (Халезов, 2017).

Разработку палеодолинных месторождений песчаного типа в России производит урановый холдинг “Атомредметзолото” (АРМЗ), горнодобывающее подразделение госкорпорации “Росатом”. Эксплуатация песчаных месторождений урана

ведется добывающими компаниями “Далур” и “Хиагда” холдинга АРМЗ с использованием экологических методов СПВ.

Компания “Далур” ведет промышленную эксплуатацию и разработку месторождений Зауральского урановорудного района, в который входят месторождения юго-западного обрамления Западно-Сибирской плиты. Общая сырьевая база рудного района оценивается в 18.5 тыс. т урана. Запасы основных отрабатываемых месторожде-

ний, по данным (Машковцев и др., 2010): Далматовское (12000 т), Хохловское (11000 т) и Добровольное (8000 т).

Наиболее крупное Далматовское месторождение разрабатывается с 80-х гг. (~45 т в год). На сравнимом с ним по масштабам месторождении Добровольное в настоящее время завершены геологоразведочные работы, обустроен опытно-промышленный участок СПВ и начата отработка. Общая протяженность здесь уранового оруденения (лентовидные рудные тела) около 18 км. На Хохловском месторождении с 2015 г. эксплуатируется локальный сорбционный участок и в настоящее время обрабатываются Центральная и Западная залежи. Летом 2021 года началось вскрытие Восточной залежи месторождения, что позволит увеличить объем добычи на 15%. Также планируется освоение Дальневосточной залежи. Как следует из годового отчета ГК «Росатом», отработка залежей Хохловского месторождения позволит сохранить общий объем добычи урана на уровне 585 тонн урана (данные на 2020 год). Здесь планируется добывать основной объем урана, и мощности компании «Далур» планируется перебазировать с Далматовского месторождения на Хохловское. Кроме того, в Мариинском районе Зауралья известны небольшие месторождения и рудопроявления такого же типа: Малиновское, Новое, Пригородное, Ледяшевское и др. (Тарасов и др., 2018).

Компания «Хиагда» ведет промышленную эксплуатацию и разведку урановых месторождений Витимского рудного района на северо-востоке Забайкалья (Республика Бурятия). Основная ресурсная база – Хиагдинское рудное поле (ХРП). Это 8 разведанных палеодолинных месторождений в районе р. Витим: Дыбрын, Намару, Коретконде, Тетрах, Хиагда, Вершинное, Источное, Количикан. Из этой группы месторождений, открытых в 80-е годы XX века, первым изучалось месторождение Хиагда. По его имени в дальнейшем было названо все рудное поле с суммарными запасами около 48 тыс. т урана. Все месторождения ХРП приурочены к отложениям захороненных речных палеодолин неогенового возраста, врезанных в кристаллический фундамент.

В настоящее время обрабатываются месторождения Хиагдинское (10.8 тыс. т) и Источное (>2 тыс. т), готово к освоению Вершинное (>4.6 тыс. т). В 2021 г. начато промышленное освоение месторождения Количиканское, на очереди Дыбрынское. В перспективе предполагается освоение Намаруского, Кореткондинского и Тетрахского месторождений. По данным годовых отчетов ГК «Росатом», на плановые показатели добычи 1000 т «Хиагда» вышла с 2019 года (1.021 тыс. т в 2020 г.).

Эта компания первой в России стала уранодобывающим предприятием, применяющим цифровые технологии. Здесь внедрена технология эксплуатации с использованием системы «умного полигона» – интеллектуального управления добычей на всем производственном цикле. На базе комплексной геологической информации создана исходная 3D-модель месторождения Источное. Планируется, что Дыбрынское станет первым урановым месторождением в России, полностью переведенным на цифровые технологии.

В северной и южной частях Витимского рудного района, за пределами ХРП, расположено еще несколько небольших песчаниковых урановых месторождений и рудопроявлений палеоруслового типа (Джилдинское и др.). В настоящее время геологоразведочные работы ведутся в северной части региона. На территории России (Республика Калмыкия) в миоценовых палеодолинных отложениях р. Дон известно также песчаниковое базально-русловое месторождение Балковское (запасы 15000 т) (Машковцев и др., 2010).

ФОСФАТНЫЙ СОСТАВ ЧЕРНЕВЫХ УРАНОВЫХ РУД – ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ БИОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Преобладающим рудным минералом фосфатно-черневых урановых руд, характерных для палеорусловых месторождений, является дисперсный фосфат нингиоит. В рудах этот минерал представлен кристаллами (размеры $n \times$ мкм) и/или колломорфными массами ($n \times 10$ мкм) (Дойникова и др., 2014). Присутствие озерно-болотных отложений в осадочных толщах, вмещающих нингиоитовые руды, является характерной особенностью таких месторождений (Дойникова, 2007, 2012). В песчаниковых месторождениях урана пластовой/грунтовой инфильтрации в составе руд, кроме нингиоита, в подчиненном количестве присутствует коффинит и аморфный уранинит. Таков, например, состав промышленных вторичных руд Грачевского рудного поля (Косачиное), руд стратиформных месторождений Чешско-Богемского массива, рудных тел в туфогенно-осадочных толщах Болгарии (Навысен, Марица) и др.

Опираясь на типы концентрирования химических элементов на геохимических барьерах (по А.И. Перельману), исходя из кристаллохимических данных нингиоита и коффинита, был установлен близонейтральный характер рН растворов и преобладание глеевой (без H_2S) обстановки при образовании этих U^{4+} -минералов (Дойникова, 2003). Глеевый характер рудообразующей среды указывает на ее органическую природу, предполагая подвижность U^{4+} в виде органических комплексов. Активная роль H^+ при кристаллизации

Са—U⁴⁺-фосфата нингиоита следовала из анализа возможных изоморфных замещений в его структуре. К рассмотрению условий образования нингиоита привлечены геомикробиологические данные из работ, связанных с биорекультивацией.

Вопрос об источнике фосфора при его образовании долгое время оставался открытым. Его решение привело к рассмотрению с новой точки зрения условий образования рудной U⁴⁺-минерализации в целом (Дойникова, 2016, 2017). Выяснить источник фосфора помогли данные геомикробиологии, связанные с проблемами биорекультивации, а именно очистки приповерхностной среды путем бактериальной фиксации радионуклидов (в том числе U). Обзор публикаций по удалению радионуклидного загрязнения в почвах, осадках и грунтовых водах (Lovley et al., 1991; Khijniak et al., 2005; Suzuki et al., 2005; Sivaswamy et al., 2011; Li et al., 2019; Stetten et al., 2020) выявил биогенную природу фосфатного комплекса в природных водах. Анализ литературы показал решающую роль бактерий в осаждении урана и других радионуклидов, а также в создании восстановительной глеевой среды, необходимой для образования U⁴⁺-минералов.

Бактериальное восстановление урана (Behrends, Cappelletti, 2005; Cerrato et al., 2013) демонстрирует, что образование U⁴⁺-минералов (уранинит, нингиоит) в природных водах, насыщенных органическим веществом, вызвано деятельностью микроорганизмов. На примере урана микробиологические эксперименты показали, что разложение растительных остатков всегда сопровождается бактериальным восстановлением U⁶⁺, обеспечивая подвижность урана U⁴⁺ в виде органических комплексов и коллоидов. Это биологически обусловленное осаждение радионуклидов всегда связано с микробным высвобождением PO₄³⁻ из клеток микроорганизмов. При этом источником фосфора в природных растворах являются растительные клетки, а именно — продукты бактериальной переработки разнообразных P-содержащих органических соединений в этих клетках (Suzuki et al., 2005; Sivaswamy et al., 2011).

Причина повышенной активности фосфатного иона, долгое время остававшаяся невыясненной, на сегодняшний день объясняется механизмом бактериальной переработки флоры в рудовмещающих толщах в результате жизнедеятельности микробного сообщества (микробиома). Насыщение водной среды кальцием (минералообразующий для нингиоита) обеспечивается его легким выветриванием из пепла (вулканогенно-осадочных толщ) в гумидных ландшафтах, согласно данным (Перельман, Касимов, 1999). Накоплению фосфат-ионов в водонасыщенных осадочных толщах способствует присутствие озерно-болотных отложений, ко-

торые являются средой с высокой биологической активностью (там же). Они насыщены захороненным гумусовым и сапропелевым органическим веществом (фитопланктон), что обеспечивает водную среду продуктами разрушения органических клеток (гуминовые кислоты, фульвокислоты, аминокислоты). Постоянное присутствие в толщах с нингиоитовыми рудами биологически активных отложений (илистых, лагунных, дельтовых, озерно-болотных) поддерживает заключение о биогенном факторе как основном, задающем происхождение фосфатно-черневых урановых руд.

По данным (Слободкин, 2008), при терминальном (окончательном) разрушении органического вещества в иловых отложениях (заиленных грунтах) сульфатредукция является доминирующим анаэробным процессом. Бактерии-сульфатредукторы обитают в донных морских осадках или в пресноводных водоемах, богатых разлагающейся органикой. Это объясняет тесную ассоциацию как нингиоита, так и других рудных U⁴⁺-минералов с пиритом в толщах с органическим материалом, также становятся более понятными процессы образования здесь сульфидов.

Лабораторные эксперименты по восстановлению U⁶⁺ в восстановительных для железа условиях (Behrends, Cappelletti, 2005) показали, что к восстановлению урана способно множество сульфат- и металл-редуцирующих бактерий. В процессах термофильной (50–70°C) железоредукции (Слободкин, 2008) восстановление урана показало, что микроорганизмы для получения энергии роста способны использовать в качестве акцептора электронов уранильный минерал. При внеклеточном (ферментативном) восстановлении U⁶⁺ до U⁴⁺ в результате роста бактерий образуется осадок нингиоита (Khijniak et al., 2005). Этот фосфат рассматривается как более обычный продукт восстановления, чем уранинит. В близповерхностных условиях он может быть доминирующим продуктом микробного восстановления урана (Bernier-Latmani et al., 2010).

Таким образом, при выяснении источника фосфора для уранового рудообразования стали очевидны “геологические” результаты жизнедеятельности сообщества микроорганизмов, присутствующих в осадочных рудовмещающих толщах. Процессы микробной жизнедеятельности задают насыщенные пластовых вод фосфатными комплексами, создают восстановительную глеевую среду, обеспечивая при этом восстановление урана, его миграцию (в виде органических комплексов и коллоидов) и осаждение различных его минеральных форм.

Нингиоит осаждается и кристаллизуется из природных растворов, поэтому называть биогенным сам минерал будет неправильно. Биогенной является только среда, несущая минералообразующие компоненты (U, Ca, PO₄). Биогенным является

ся также источник фосфора — органическое вещество растительных остатков в осадочных толщах. При рассмотрении биогенной природы нингиоита нами обсуждаются только особенности формирования среды, необходимой для его образования.

БИОГЕННЫЙ АСПЕКТ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Все три минеральные формы четырехвалентного урана — оксидная, силикатная и фосфатная, ассоциирующие в составе черневых урановых руд (в различных пропорциях), образованы в сходной геохимической среде минералообразования. Опираясь на основы геохимии — учение А.И. Перельмана о миграции элементов в биосфере и законы миграции урана в гипергенных условиях — ранее была установлена глеевая среда образования коффинита и нингиоита (Дойникова, 2003). Глеевые условия осаждения урана показывают и многочисленные эксперименты микробиологов при осаждении из природных растворов урана в оксидной (настуран) и фосфатной (нингиоит) формах. Подробнее рассмотрим дальше роль микробного сообщества водонасыщенных осадочных толщ в геологических процессах, формирующих черневые урановые (U^{4+}) руды песчаниковых месторождений урана.

Черневые урановые руды в осадочных толщах формируются в зоне действия гипергенных процессов (в биосфере Земли), поэтому рассмотрение вопроса их генезиса невозможно без привлечения данных А.И. Перельмана по геохимии урана в зоне гипергенеза, без введенных им понятий “геохимический барьер” и “подвижность” элементов. В его геохимической классификации элементов по особенностям их миграции в ландшафтах и биосфере Земли элементы разделены на воздушные и водные мигранты, а также рассмотрено поведение каждого из них (Перельман, 1972, 1975). В работе (Перельман, Касимов, 1999) отмечено, что “организмы выступают в качестве важнейшего фактора миграции элементов, определяющего всю геохимию земной коры — формирование кислородной атмосферы, образование известняков, гранитов и других горных пород”.

А.И. Перельман сформулировал закон о подвижности элементов в биосфере и предложил называть его законом В.И. Вернадского, поскольку именно в его работах был показан суммарный эффект деятельности живого вещества за геологическую историю. “Миграция химических элементов в биосфере осуществляется при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или протекает в среде, геохимические особенности которой (O_2 , CO_2 , H_2S и т.д.) обусловлены живым веществом — тем, что в настоящее время населяет биосферу, и тем, что дей-

ствовало на Земле в течение всей геологической истории” (Перельман, Касимов, 1999, стр. 101). Формирование черневых U^{4+} -руд в условиях гипергенеза — это наглядное проявление закона В.И. Вернадского о прохождении всех химических реакций биосферы в среде, созданной живыми организмами.

К настоящему времени микроорганизмы найдены на глубинах $n \times 100 - n \times 1000$ м от земной поверхности, установлено их активное участие практически во всех геологических процессах, формирующих осадочный чехол. Геологическую роль живого вещества можно представить по месторождениям угля, нефти, карбонатных пород. За последние десятилетия показана ключевая роль микробиологического (бактериального) фактора в формировании ряда месторождений железа, марганца, золота, меди (Марков, 2015; Zammit et al., 2015). Изучение рудных минералов (уранинита, коффинита) из песчаниковых месторождений урана показало, что эти минералы осаждены именно микроорганизмами, а бактериальное восстановление урана при образовании коффинита может являться первичным рудоформирующим процессом (Min et al., 2005; Cai et al., 2007; Wülser et al., 2011).

Современная микробиология рассматривает микробное сообщество как систему взаимодействующих между собой разнообразных, функционально разнородных организмов (Заварзин, Колотилова, 2001; Заварзин, 2003). Анаэробная среда рассматривается как трофическая структура микробиома (когда энергия и вещество одних организмов потребляются другими организмами). Существует единство микробного сообщества в экосистеме.

Анаэробная восстановительная обстановка в осадочных толщах возникает как результат суммарного действия микробиологических процессов (Кораго, 1992). Как следствие, в водоносных горизонтах осадочных отложений зона окисления является неотъемлемой частью структуры рудообразующего барьера. В осадочных толщах анаэробное окисление органического вещества неразрывно связано с предшествующими аэробными процессами, создавая благоприятную (питательную) среду для размножения анаэробных микроорганизмов, продолжающих окисление органики. В пространстве роллового фронта аэробные и анаэробные микроорганизмы существуют совместно.

Эти факты объясняют установленную геологами рудоконтролирующую зональность, характерную для инфильтрационных (в т.ч. палеодолинных) песчаниковых месторождений урана: “закономерное сосуществование двух основных зон: окислительной и восстановительной (сульфидной или глеевой)” (Кондратьева и др., 2011). В монографии отмечено, что такая зональность является “наиболее общей закономерностью ура-

нового рудообразования, протекающего под воздействием кислородсодержащих инфильтрационных (грунтовых, пластовых, трещинных) вод”. В основу выделения зон положены преобладающие формы железа, как “индикатора гидрогеохимической обстановки”. Для описания полной зональности в рудовмещающих пластах авторами используется термин “окислительная эпигенетическая”. Обстановка, восстановительная для урана (и др. рудных элементов), называется авторами зоной “биохимического окисления органических веществ”. Такая формулировка, правильная по сути происходящих процессов, не отражает (маскирует) существование здесь области восстановительных преобразований пород. Для геологического рассмотрения полной зональности целесообразно применять термин “окислительно-восстановительная” (redox), что подчеркивает единство сосуществующих геохимических зон в рудовмещающих пластах. Как закономерный компонент рудоносных отложений авторы монографии обоснованно рассматривают углистое вещество (детрит и органические вещества углистого ряда), а также битумы и их производные.

В работе (Виниченко, 2004) деятельность аэробно-анаэробного бактериального сообщества рассматривается как причина формирования урановых руд в осадочных толщах на “окислительно-восстановительном” (redox) барьере. Предполагается, что именно аэробные бактерии, окисляя органическое вещество, продуцируют обилие органических кислот и таким образом обеспечивают возникновение восстановительной среды, создавая (подготавливая) условия для жизнедеятельности анаэробов. Такое рассмотрение полностью охватывает динамику развития рудоформирующего redox барьера, осадительного для урана.

Поскольку водоносные горизонты являются биокосной системой биосферы (Перельман, 1982), закон В.И. Вернадского применим для подавляющей части минеральных форм четырехвалентного урана, формирующихся в условиях гипергенеза, где биогенная миграция U^{4+} связана с органическими производными биосферы. Микробноактивный органический материал и микроорганизмы в рудовмещающих толщах обеспечивают также образование коллоидных растворов в рудовмещающей толще, способствуя миграции урана (и фосфора). Коллоидная миграция урана U^{4+} характерна для природных вод зоны гипергенеза, богатых высокомолекулярными гумусовыми веществами (Перельман, Касимов, 1999), что показано для ряда природных объектов (Malkovsky, 2011; Priyadarshini et al., 2014; Wang et al., 2014).

Известно, что урановые руды в осадочных толщах формируются в восстановительных условиях из кислородсодержащих ураноносных пластовых/грунтовых вод за счет восстановления ше-

стивалентного урана и осаждения его на восстановительном геохимическом барьере (Гидрогенные..., 1980), который существует на фронте деятельности окислительно-восстановительных процессов выветривания. В “классических гипергенных системах” ролловые залежи урана рассматриваются как результат латерального развития гипергенных процессов от аэробного выветривания до анаэробного обогащения, принимая микробную деятельность как несомненный стимул (некий триггер) для процессов выветривания (Erlich, Newman, 2008; Zammit, 2015).

Следует отметить, что впервые важная роль микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров, локализирующих накопление урана, была выявлена А.К. Лисициным (1967). Им сделан вывод, что пирит на выклинивании зон пластового окисления не может быть причиной осаждения урана (Лисицин, 1962). Современными работами подтверждаются выводы А.К. Лисицина о бактериальной природе высокого восстановительного потенциала, осаждающего уран, о связи значительной части урана с растворенным органическим веществом. В те же годы лабораторные эксперименты (Германов, Пантелеев, 1968) показали, что большая часть кислорода пластовых вод поглощается биохимическим путем, образуя уранорганические соединения, которые разрушаются в анаэробной среде при участии микроорганизмов, осаждающая уран.

Однако в последующих работах вплоть до настоящего времени роль бактерий и микроводорослей в рудовмещающих пластах рассматривается как “вспомогательная”, каталитическая, а приоритет в осаждении урана отдается процессам сугубо геохимическим. В публикациях по геохимии пластовых месторождений урана, если и отмечается участие микроорганизмов, то как главные агенты, осаждающие уран, рассматриваются различные анаэробные бактерии, а роль аэробной микробиоты практически остается незаметной.

Каталитическая роль микроорганизмов в процессах гидрогенного уранового рудообразования подтверждена экспериментами по бактериальной иммобилизации урана. Эти работы детализируют ферментативный характер восстановительного преобразования уранил-ионов в водных растворах. В обзорной работе по микробной иммобилизации урана (Sivaswamy et al., 2011) показано возможное осаждение урана как в окисленной (уранильной) форме, так и в форме U^{4+} -минералов (оксид, фосфат). Фиксация урана часто происходит в виде фосфатов, реже – уранинита. Часто отмечается поверхностная бактериальная сорбция урана. Дисперсные минеральные формы микробно восстановленного урана определяются локальными методами (EXAFS, HRTEM, XRD, EDS-VDS-анализ и др.). Наряду с уранинитом и

нингиоитом диагностирована некристаллическая “неминеральная” форма урана U^{4+} – наноразмерные “биогенные частицы” UO_2 (Singer et al., 2009; Morin et al., 2016). Биогенный уранинит отмечен во многих работах микробиологического и эколого-биохимического профиля (Cerrato et al., 2013; и др.).

С учетом вышесказанного, механизм формирования рудной U^{4+} -минерализации представляется следующим. Среда образования U^{4+} -минералов возникает локально на границе redox-условий в среде, подготовленной аэробами, т.е. в восстановительной зоне биогеохимического redox-барьера, в зоне “биохимического окисления органических веществ” по (Кондратьева и др., 2011). Развитие бактериальной среды в результате жизнедеятельности микробиома в водонасыщенных осадочных пластах (когда анаэробы начинают преобладать над аэробами) ведет к осаждению восстановленных форм урана U^{4+} в виде наноразмерных “биогенных” частиц на поверхности зерен песка (Singer et al., 2009; Lezama-Pacheco et al., 2015). Продолжение жизнедеятельности микробного сообщества в среде рудообразования (восстановительная зона redox-границы) ведет к дальнейшему накоплению U^{4+} с образованием его минеральных форм, создавая межзерновую (цементирующую) массу. Это подтверждается геологическими наблюдениями: все образцы черневых руд демонстрируют цементирующий характер дисперсной урановой минерализации.

Продолжающийся рост аэробных бактерий (за счет разложения детрита) создает питательную среду для сосуществующих в пространстве барьера анаэробов. Вероятно, так обеспечивается продвижение зоны восстановления (обогащенной анаэробами) по осадочным толщам в направлении водной фильтрации. В работе (Дойникова, 2016) предполагается, что продвижение такого биогеохимического redox-барьера происходит по мере расходования питательной базы бактериального сообщества. При этом широко известное геологам затухание деятельности анаэробов, установленное за границей рудоотложения (Лисицин, 1975; Гидрогенные..., 1980; Кисляков, Щеточкин, 2000), происходит в результате расходования питательных веществ, подготовленных аэробами. Микронная размерность U^{4+} -минералов черневых руд рассматривается как следствие подвижности среды минералообразования, поскольку эта среда (восстановительная зона redox-барьера) перемещается вместе с ролловым фронтом. Факт подвижности роллового фронта в инфильтрационных песчаниковых месторождениях урана в настоящее время признается всеми геологами.

Правомерность обобщения условий формирования урановых руд в песчаниковых толщах (независимо от состава руд) поддерживается и

характерной ролловой формой рудных тел, что подчеркивает общность закономерностей рудоотложения урана в области гипергенеза.

*О причинах различия черневых руд
в песчаниковых месторождениях урана*

Рассматривая биогенный аспект черневого рудообразования, причины образования конкретной минеральной формы U^{4+} (оксидной, силикатной, фосфатной) следует искать, очевидно, в особенностях микробиологических процессов и миграции элементов в гипергенных условиях.

При рассмотрении биогенной миграции А.И. Перельман выбрал за основу процессы, общие для всех частей биосферы – разложение органических веществ (Перельман, Касимов, 1999). В ландшафтоведении известно, что аридные и гумидные условия отличаются накоплением мортмассы (массы мертвого органического вещества в экосистеме). Запасы мортмассы в аридных областях всегда меньше запасов накопленной здесь же фитомассы. В гумидных областях мортмасса преобладает над фитомассой. Предварительно переработанное, окисленное аэробами органическое вещество (питательная среда анаэробов), вероятно, следует соотносить с мортмассой в рудовмещающих толщах. Климат является важнейшим внешним фактором гипергенных процессов, формирующих в том числе и песчаниковые месторождения урана.

Различие климатических условий осадконакопления и дальнейшего формирования рудных толщ рассматриваются здесь как причина формирования различного состава черневых урановых руд. Согласно учению А.И. Перельмана (1968, 1999): повышенное поступление в раствор фосфат-ионов характерно для гумидного климата; климат как внешний фактор гипергенных процессов, ответственных за формирование черневых урановых руд, определяет биогеохимическую специфику минералообразования.

Причиной появления именно фосфатной U^{4+} -минерализации представляется насыщенность рудоносных толщ растительными остатками (палеорусловой аллювий) или продуктами их микробного преобразования – гумусом. Так, фосфатные урановые руды палеодолинных месторождений ХРП сформированы в аллювиальных отложениях в условиях умеренно теплого и влажного климата (Кочкин и др., 2017). Крупные ролловые песчаниковые месторождения Притяньшаньской мегапровинции (Чу-Сарысуйский тип) с оксидно-силикатными урановыми рудами приурочены к областям аридного климата и сформированы в отложениях прибрежного морского бассейна (Uranium..., 2016). Обусловленное климатом, преобладание растительного детрита в палеорусловых отло-

жениях Витимского плато обеспечило преобладающее образование фосфатной U^{4+} -минерализации, в отличие от настуран-коффинитовых урановых руд Средней Азии.

Различие состава черневых урановых руд среди однотипных палеодолинных месторождений рассматривается как результат воздействия внешнего “около-климатического” фактора. Сравним, например, фосфатные руды ХРП и настуран-коффинитовые в Зауралье (Далматовское, Хохловское и др.). Такое различие состава сложилось, вероятно, благодаря внешнему значительному термическому воздействию — региональному прогреву рудовмещающих Витимских толщ мощными покровными базальтами. Прогрев активизировал жизнедеятельность бактериального сообщества в осадочных толщах, что привело к более глубокой терминальной переработке биомассы и повышенной активности фосфат-ионов в рудообразующей водной среде.

ОБСУЖДЕНИЕ

Современные геомикробиологические исследования показывают высвобождение широкого круга металлов в процессах биовыщелачивания, что наглядно демонстрирует важную роль микроорганизмов в формировании различных гипергенных месторождений (Southam, Sanders, 2005; Zammit et al., 2015; Labrado et al., 2019). Заключение этих авторов: микробно катализируемые редокс-процессы перераспределения металлов в земной коре могут произвести значительное, часто экономически значимое, обогащение металлом.

Из рассмотрения биогенного аспекта формирования черневых урановых руд (на примере нингиюита) следует, что осадительные условия для урановых черневых руд, как и подвижность урана, обеспечиваются жизнедеятельностью микробиома в осадочных толщах. При этом продвижение роллового фронта, заданное гидродинамическим градиентом, осуществляется в результате совокупной деятельности сообщества микроорганизмов (аэробов и анаэробов). Рыхлый характер черневых урановых руд и микронные размеры рудных минералов косвенно подтверждают участие микроорганизмов в процессах рудообразования.

В инфильтрационных месторождениях урана органические остатки, содержащиеся во вмещающих осадочных толщах, всегда обеспечивают питательную среду для микробов. Во всех случаях оруденения алювиальных отложений (палеодолинных, палеорусловых) фиксируется обогащение углефицированными растительными остатками. Так, например, содержание C_{org} достигает 7% в рудных толщах палеодолинного месторождения Семизбай на юге Западно-Сибирской плиты (Кондратьева и др., 2011), а в породах ХРП C_{org}

может достигать 15% в отдельных прослоях (Тарасов и др., 2018). Сама природа накопления осадочных толщ обеспечивает наличие восстановительных агентов, которые при фильтрации кислородных ураноносных растворов могут формировать рудообразующий осадительный барьер.

Рассматривая в целом процесс уранового рудообразования в зоне гипергенеза, учитывая его биогенный аспект, необходимо оценивать деятельность, как анаэробов, так и тесно связанных с ними аэробных бактерий, активно действующих на начальном этапе окисления органических остатков. Сегодня представляется недостаточно объективным учитывать деятельность исключительно анаэробных микроорганизмов при формировании уранового оруденения. Очевидна необходимость расширить понятие “рудолокализирующий барьер”, так как в его структуру органически входит как восстановительная, так и окислительная зоны.

Становятся более ясными механизм и причины возникновения восстановительной глеевой среды в водонасыщенных (рудовмещающих) осадочных толщах с растительным детритом. Создание такой среды обусловлено жизнедеятельностью микробного аэробно-анаэробного сообщества, порождающего возникновение редокс-барьера при разложении растительных остатков. Поэтому микробиом осадочных толщ, наряду с геохимическими характеристиками среды, необходимо рассматривать как важнейший компонент рудообразующих процессов в месторождениях урана песчаникового типа.

Эксперименты по бактериальному восстановлению урана убедительно демонстрируют, что образование черневых урановых руд, т.е. черневой U^{4+} -минерализации, в природных растворах с органическим веществом вызвано деятельностью микроорганизмов. Современные исследования биогенного осаждения урана в процессах сульфат- и железо-редукции показывают, что рудообразование, сопровождая бактериальную деятельность, может продолжаться до настоящего времени (Iwatsuki et al., 2003; Behrends, Cappellen, 2005; Слободкин, 2008; Suzuki et al., 2016).

В настоящее время микроорганизмы используются для разработки руд методами биогидрометаллургии (Calas et al., 2015 и др.). Так, бактериальное выщелачивание, помимо урана, широко применяется для извлечения меди, цинка, золота и др. Эти вопросы, наряду с применением технологий биорекультивации, начиная с 1980-х гг. активно освещаются с разных сторон в зарубежных публикациях, где находят место минералогические разделы. Это, например, многократное переиздание монографии Geomicrobiology (Erllich, Newman, 2008) и ряд научных журналов (Geomicrobiology Journal; International Journal of Environ-

mental Science & Technology; Biotechnology & Bioengineering; Applied & Environmental Microbiology; Elements; Economic Geology и др.). В этом контексте связанные с активностью бактерий технологии биогидрометаллургии и процессы уранового рудообразования создают широкое поле для сравнительного анализа и практического применения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дана новая интерпретация геологической среды рудообразования для месторождений урана песчаникового типа. Предложена гипотеза биогенных процессов, обеспечивающих формирование черневых урановых руд, основанная на факте биогенных источников фосфора (на примере фосфатных руд палеорусловых месторождений урана).

Жизнедеятельность бактериального микробиома в осадочных толщах рассматривается как важнейший фактор, создающий восстановительную геохимическую обстановку, что ведет к восстановлению урана из природных растворов, обеспечивает его подвижность и локализацию в виде дисперсной U^{4+} -минерализации — черневых урановых руд. Бактериальный фактор предлагается как основной механизм возникновения и перемещения окислительно-восстановительного фронта в ходе гипергенных процессов.

Биогенный фактор следует рассматривать как ведущий рудоформирующий при образовании месторождений урана песчаникового типа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН “Тектонодинамические обстановки и физико-химические условия формирования минеральных систем основных промышленно-генетических типов урановых месторождений”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортников Н.С., Петров В.А., Машковцев Г.А., Печенкин И.Г. Минерально-сырьевая база атомной отрасли // Академия наук и атомная отрасль. Научные сессии Общего собрания членов РАН и Общих собраний отделений РАН. Декабрь 2020 г. М.: Российская академия наук, 2021. С. 286–306.

Виниченко П.В. Теория биогенного рудообразования на примере урановых месторождений. Иркутск: Сосновгеология, 2004. 215 с.

Германов А.И., Пантелеев В.М. Поведение органического вещества в инфильтрационном эпигенезе // Изв. АН СССР. 1968. Сер. геол. № 1. С. 113–120.

Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования / Ред. Перельман А.И. Авт.: Батулин С.Г., Грушевой Г.В., Зеленова О.И. и др. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.

Дойникова О.А. Генетическая кристаллохимия минеральных компонентов урановой черни // Геохимия. 2003. № 12. С. 1325–1331.

Дойникова О.А. Месторождения урана с новым типом черневой минерализации: фосфатным // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 1. С. 89–96.

Дойникова О.А. Минералогия урана восстановительной зоны гипергенеза (по данным электронной микроскопии). М.: Физматлит, 2012. 216 с.

Дойникова О.А. Фосфатный состав урановых черней как показатель их биогенного генезиса // Геология и разведка. Изв. ВУЗов. 2016. № 5. С. 17–29.

Дойникова О.А. Биогенный аспект образования урановых черней (проявление закона имени В.И. Вернадского) // Сб. Геохимия ландшафтов. К 100-летию А.И.Перельмана. М.: АПР. 2017. С. 524–543.

Дойникова О.А., Белова Л.Н., Горшков А.И., Сивцов А.В. Урановая чернь: вопросы генезиса и минерального состава // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 6. С. 514–530.

Дойникова О.А., Тарасов Н.Н., Карташов П.М. Урановая минерализация палеодолинных месторождений Витима, Россия // Разведка и охрана недр. 2018. № 12. С. 24–30.

Дойникова О.А., Тарасов Н.Н., Карташов П.М., Петров В.А. Черневые фосфатные урановые руды Витимского плато (Бурятия) // Радиохимия. 2020. Т. 62. № 4. С. 349–358.

Дойникова О.А., Тарасов Н.Н., Мохов А.В. Новый фосфатный тип урановых руд в России // Доклады РАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 1–5.

Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию. М.: Книжный дом “Университет”. 2001. 256 с. (<http://lib4all.ru/base/V1967/V1967Content.php>)

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: Геоинформмарк, 2000. 608 с.

Кондратьева И.А., Печенкин И.Г., Гаврюшов А.В. Условия формирования инфильтрационных месторождений урана и гидрогеохимические методы их изучения // Минеральное сырье. № 24. М.: ВИМС, 2011. 77 с.

Кораго А.А. Введение в биоминералогия. СПб.: Недр, 1992. 280 с.

Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Андреева О.В., Асадулин Э.Э., Голубев В.Н. Полигенность и полихронность урановой минерализации на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Бурятия) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 124–140. <https://doi.org/10.7868/S0016777017020022>

Лисицин А.К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде UO_2 // Геохимия. 1962. № 9. С. 763–769.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недр, 1975. 247 с.

Лисицин А.К., Кузнецова Э.Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации // Изв. АН СССР. 1967. Сер. геол. № 1. С. 31.

- Марков А. Рождение сложности. Эволюционная биология сегодня: неожиданные открытия и новые вопросы. М.: АСТ: CORPUS, 2015. 527 с.
- Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К. и др. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
- Мионов Ю.Б., Грушевой Г.В. Роль новейших геодинамических процессов в формировании гидрогенного уранового оруденения на юге Евразийского континента // Уран Казахстана. Алматы: Казатомпром, 2008. С. 92–98.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 331 с.
- Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа. 2-е изд. 1975. 242с.
- Перельман А.И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Перельман А.И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 154 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрейя-2000, 1999. 768 с.
- Печенкин И.Г., Кондратьева И.А. Условия формирования инфильтрационных месторождений. Минеральное сырье. Серия методическая, № 12. М.: ВИМС, 2013. 60 с.
- Слободкин А.И. Термофильные железовосстанавливающие прокариоты. Дис. ... докт. наук. 03.00.07. М: Ин-т Микробиологии РАН, 2008. 336 с.
- Тарасов Н.Н., Кочкин Б.Т., Величкин В.И., Дойникова О.А. Урановые месторождения Хиагдинского рудного поля, Бурятия: Условия образования и факторы рудо-контроля // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 392–400.
- Тарханов А.В., Бугриева Е.П. Крупнейшие урановые месторождения мира. М.: ВИМС, 2012. 118 с.
- Тарханова Г.А., Дубинчук В.Т., Чистякова Н.И. и др. Особенности минерального состава и условий формирования руд Вершинного месторождения // Разведка и охрана недр. 2014. № 6. С. 7–13.
- Тарханова Г.А., Прохоров Д.А. Генетические особенности формирования уранового оруденения “витимского” типа // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 47–59.
- Халезов А.Б. Месторождения урана в речных палеодоллинах Уральского региона. Разновидности месторождений типа “несогласия” в фанерозое // Минеральное сырье. № 34. М.: ВИМС, 2017. 194 с.
- Халезов А.Б. Далматовское месторождение урана // Минеральное сырье. № 36. М.: ВИМС, 2018. 130 с.
- Хижняк Т.В. Бактериальная трансформация и иммобилизация тяжелых металлов и радионуклидов. Дис. ... канд. наук: 03.02.03. М.: 2013.
- Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Ред. Перельман А.И. Авт.: Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.В., и др. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
- Behrends T., Cappellen P. Competition between enzymatic and abiotic reduction of uranium (VI) under iron reducing conditions // Chemical Geology. 2005. 220. P. 315–327.
- Bernier-Latmani R., Veeramani H., DallaVecchia E. et al. Non-uraninite Products of Microbial U (VI) Reduction // Environ. Sci. Technol. 2010. 44. P. 9456–9462.
- Cai C., Li H., Qin M. et al. // Ore Geol. Rev. 2007. 32. P. 262–274.
- Calas G., McMillan P.F., Bernier-Latmani R. Environmental Mineralogy: New Challenges, New Materials // Elements. 2015. V. 11. P. 247–252.
- Cerrato J.M., Ashner M.N., Alessi D.S. et al. Relative reactivity of biogenic and chemogenic uraninite and biogenic non-cristalline U(IV) // Environ. Sci. Technol. 2013. 47. P. 9756–9763.
- Doynikova O.A. Uranous Mineralogy of Hypergene Reduction Region (Using electron microscopy data). 2021. Springer Mineralogy, 210 p.
- Erlich H.L., Newman D.K. Geomicrobiology (5-th edition). 2008. CRC Press, Boca Ration, 628 p.
- Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples. IAEA-TECDOC. Series-1842. Vienna, 2018. 415 p.
- Iwatsuki T., Murakami Y., Naganuma T., Hama K. Redox buffer capacity of sedimentary rocks around uranium deposit (Study of water-mineral-microbe system at the Tono uranium deposit, Japan) // Chikyukagaku (Geochemistry). 2003. 37. P. 71–82.
- Khijniak T.V., Slobodkin A.I., Coker V., et al. Reduction of uranium (VI) phosphate during growth of the thermophilic bacterium Thermoterra-bacterium ferrireducens // Appl. Environ. Microbiol. 2005. 71 (10). P. 6423–6426.
- Labrado A.L., Brunner B., Bernasconi S.M. and Peckmann J. Formation of Large Native Sulfur Deposits Does Not Require Molecular Oxygen. Front. Microbiol. 2019. 10:24. doi:10.3389/fmicb.2019.00024
- Lezama-Pacheco J.S., Cerrato J.M., Veeramani H., et al. Long-Term in Situ Oxidation of Biogenic Uraninite in an Alluvial Aquifer: Impact of Dissolved Oxygen and Calcium // Environ. Sci. Technol. 2015. 49. P. 7340–7347. https://doi.org/10.1021/acs.est.5b00949
- Li P., Wu W., Phillips D. H. et al. Uranium sequestration in sediment at an iron-rich contaminated site at Oak Ridge, Tennessee, via bioreduction followed by reoxidation // J. Environ. Sci. 2019. 85, P. 156–167. https://doi.org/10.1016/j.jes.2019.05.028
- Lovley D.R., Phillips E.J.P., Gorby Y.A., Landa E.R. Microbial reduction of uranium // Nature. 1991. V. 350. P. 413–416.
- Malkovsky V. Theoretical analysis of colloid-facilitated transport of radionuclides by groundwater // Actinide nanoparticles research / Ed. by Kalmykov S.N. and Dennecke M.A. – Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 195–243.
- Min M., Xu H, Chen J, Fayek M. Evidence of uranium biomineralization in sandstone-hosted roll-front uranium deposits, northwestern China // Ore Geol. Rev. 2005. 26. P. 198–206.
- Morin G., Mangeret A., Othmane G., et al. Mononuclear U(IV) complexes and ningyoite as major uranium species in lake sediments // Geochemical Perspectives Letters. 2016. V. 2. P. 95–105. DOI: . https://doi.org/10.7185/geochemlet.1610
- Priyadarshini N., Sampath M., Shekhar K., et al. Probing Uranium (IV) Hydrolyzed Colloids and Polymers by Light Scattering // J. Nuclear Chemistry. 2014. V. 2. Article ID 232967. https://doi.org/10.1155/2014/232967

- Singer D.M., Farges F., Brown G.E.* Biogenic nanoparticulate UO_2 : Synthesis, characterization, and factors affecting surface reactivity // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. 73 (12). P. 3593–3611.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.03.031>
- Sivaswamy V., Boyanov M.I., Peyton B.M. et al.* Multiple Mechanisms of Uranium Immobilization by *Cellulomonas* sp. Strain ES6 // *Biotech. Bioeng.* 2011. 108 (2). P. 264–276.
- Southam G., Sanders J.A.* The geomicrobiology of ore deposits // *Economic Geology.* 2005. 100. P. 1067–1084.
- Stetten L., Lefebvre P., Le P. et al.* Experimental redox transformations of uranium phosphate minerals and mononuclear species in a contaminated wetland // *J. Hazard. Mater.* 2020. 384 (22):121362.
<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2019.121362>
- Suzuki Y., Kelly S.D., Kemner K.M., Banfield J.F.* Direct microbial reduction and subsequent preservation of uranium in natural near-surface sediment // *Appl. Environ. Microbiol.* 2005. 71 (4). P. 1790–1797.
- Suzuki Y., Mukai H., Ishimura T. et al.* Formation and Geological Sequestration of Uranium Nanoparticles in Deep Granitic Aquifer // *Sci. Rep.* 2016. 6.22701.
DOI.org/10.1038/srep22701
- Uranium 2016: Resources, Production and Demand. OECD (2016) NEA/IAEA / 7301
- Wang Y., Frutschi M., Bagnoud A. et al.* Geochemical controls on the formation of U(IV)-bearing colloids in a mining-impacted natural wetland // *Goldschmidt Abstracts.* 2014. P. 2647.
- Wülser P.-A., Brugger J., Foden J., Pfeifer H.-R.* The sandstone-hosted Beverley uranium deposit, Lake Frome Basin, South Australia: Mineralogy, geochemistry, and a time-constrained model for its genesis // *Economic Geology.* 2011. 106. P. 835–867.
- Zammit C.M., Shuster J.P., Gagen E.J., Southam G.* The Geomicrobiology of Supergen Metal Deposits // *Elements.* 2015. V. 11. P. 337–342.