

СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 3, 2021

| | |
|---|-----|
| Коровый источник Pb и S на золото-порфировом месторождении Юбилейное (Южный Урал, Казахстан): высокоточные Pb–Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные <i>А. В. Чугаев, О. Ю. Плотинская, Е. О. Дубинина, А. С. Садасюк, Б. И. Гареев, С. А. Коссова, Г. А. Баталин</i> | 195 |
| Ag–Pb–Zn-месторождение Гольцовое (Северо-Восток России): геологическое строение, минералого-геохимические особенности, условия рудообразования <i>Н. Е. Савва, А. В. Волков, Н. Г. Любимцева, В. Ю. Прокофьев, А. А. Сидоров, К. Ю. Мурашов, Н. В. Сидорова</i> | 207 |
| Хову-Аксынское месторождение арсенидных кобальтовых руд (Республика Тыва, Россия): новые взгляды на проблему возобновления добычи и переработки <i>В. И. Лебедев</i> | 236 |
| Распределение умеренно- и высокосидерофильных элементов в сульфидах для реконструкции эволюции архейского гарцбургита побужского комплекса Украинского щита <i>С. Б. Лобач-Жученко, М. О. Аносова, А. В. Юрченко, О. Л. Галанкина</i> | 265 |
| Эволюция Карийской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье, Россия): опыт применения мелкомасштабной геохимической съемки <i>С. В. Ефремов, А. М. Спиридонов, Н. А. Горячев, А. Е. Будяк</i> | 283 |

УДК 550.42

КОРОВЫЙ ИСТОЧНИК РЬ И S НА ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮБИЛЕЙНОЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ, КАЗАХСТАН): ВЫСОКОТОЧНЫЕ РЬ–РЬ И $\delta^{34}\text{S}$ ДАННЫЕ

© 2021 г. А. В. Чугаев^{а, *}, О. Ю. Плотинская^а, Е. О. Дубинина^а,
А. С. Садасюк^а, Б. И. Гареев^б, С. А. Коссова^а, Г. А. Баталин^б

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

^бКазанский Федеральный университет, ул. Кремлевская, 4/5, Казань, 420008 Россия

*e-mail: vassachav@mail.ru

Поступила в редакцию 20.11.2020 г.

После доработки 20.01.2021 г.

Принята к публикации 24.01.2021 г.

Крупное золоторудное месторождение Юбилейное, расположенное на южном окончании Магнитогорской мегазоны, является единственным известным представителем Au-порфировых систем на Южном Урале. Генетически оно связано с гранитоидами, формирование которых происходило в надсубдукционной обстановке в условиях зрелой океанической островной дуги. Полученные изотопно-геохимические (РЬ–РЬ и $\delta^{34}\text{S}$) данные свидетельствуют о поступлении в Au-порфировую систему месторождения минералообразующих компонентов, главным образом, из гранитоидных расплавов, подтверждая единство источника вещества руд и рудоносных гранитоидов. Геохимические и изотопные характеристики гранитоидов указывают на ведущую роль в их петрогенезисе корового источника вещества, в качестве которого рассматривается позднедокембрийская континентальная кора.

Ключевые слова: Au-порфировые системы Урала, месторождение Юбилейное, источники вещества, РЬ и S изотопные данные

DOI: 10.31857/S0016777021030035

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения порфирирового семейства, играющие ведущую роль в мировой добыче Cu, Mo, Au, Ag и Re, образуются в различных геодинамических обстановках: надсубдукционных, коллизионных и постколлизионных (Richards, 2009; Sillitoe, 2010 и др.). Многообразие геодинамических обстановок предполагает вовлечение в рудообразующие процессы различных по своей геохимической природе источников вещества. Их идентификация и оценка роли в генезисе конкретных месторождений порфирирового типа относится к одному из наиболее актуальных вопросов в разрабатываемых генетических моделях (Sillitoe, Hart, 1984; Bouse et al., 1999; Shafiei, 2010; Plotinskaya et al., 2017; Shen et al., 2018 и др.).

В существующих генетических моделях, описывающих формирование порфирировых месторождений, рассматриваются различные источники металлов и летучих компонентов: породы субдуцируемой океанической коры, океанические осадки, метасоматизированная мантия мантийного клина, а также астеносферная мантия и ме-

тасоматизированная подкоровая литосферная мантия (Sillitoe, Hart, 1984; Bouse et al., 1999; Shafiei, 2010; Richards, 2011 и др.). Считается, что метасоматизированная мантия мантийного клина играет ведущую роль в поступлении металлов и летучих компонентов в Cu-порфирировые системы, связанные с надсубдукционной обстановкой (Richards, 2011 и цитируемая литература). Напротив, в коллизионных обстановках, при которых формируются Cu–Mo-, Mo- и Au-порфирировые месторождения, значительный вклад принадлежит континентальной коре, однако участие мантийного источника также не исключается.

На территории Урала известно несколько десятков месторождений и рудопроявлений порфирирового типа (Грабежев, Белгородский, 1992; Серавкин и др., 2011; Серавкин, Косарев, 2019; Андреев и др., 2018; Минина, Мигачев, 2018; Plotinskaya et al., 2017). Главным образом, это Cu-, Mo- или Au-порфирировые и Cu скарново-порфирировые объекты. Их формирование происходило на протяжении длительного периода времени (от силура до позднего карбона) (Грабежев и др.,

2017; Tessalina, Plotinskaya, 2017) в обстановках океанических островных дуг, активных континентальных окраин, а также при коллизионных процессах (Plotinskaya et al., 2017). Несмотря на обширный комплекс геологических, геохимических и изотопных данных по рудной минерализации и рудогенерирующим породам, вопрос источника/источников вещества порфирировых систем Урала остается дискуссионным (Грабежев, 2009; Plotinskaya et al., 2017; и др.).

Одним из наиболее крупных Au-порфирировых месторождений на Урале является Юбилейное (ранее известно как Шекарабулак-II), расположенное на западе Казахстана и открытое в 1961 г. (Беспаяев и др., 1997). По данным горнодобывающей компании АО AltynEx на 2015 г., балансовые запасы месторождения по категориям $C_1 + C_2$ составили 41109.5 тыс. т при среднем содержании 2.07 г/т Au, 2.15 г/т Ag и 0.156% Cu, то есть около 85 т Au (АО AltynEx Company, 2015).

К настоящему времени детально охарактеризованы геологическое строение месторождения, минеральный и химический состав метасоматитов и руд (Нарвайт и др., 1974; Абдулин и др., 1976; Shatov et al., 2014; Плотинская и др., 2018; Плотинская, 2020 и др.), изучены петрогеохимические особенности рудоносных гранитоидов (Грабежев, Белгородский, 1992), проведены изотопно-геохимические исследования (Nd, Sr, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$) рудных и жильных минералов, а также рудоносных гранитоидов (Грабежев и др., 1989; Грабежев, 2009; Shen et al., 2018).

На основе результатов этих исследований сделано предположение, что формирование рудоносных расплавов происходило на границе верхней мантии и континентальной коры (менее 40 км) и связано с первоначальным плавлением ювенильного мантийного вещества, которое сопровождалось процессами фракционной кристаллизации и контаминацией расплавов веществом древней коры (Грабежев, 2009; Shen et al., 2018). В то же время роль мантийного и корового источников вещества, принимавших участие непосредственно в рудообразующих процессах, исследователями не рассматривается.

В современных исследованиях месторождений порфирирового типа для идентификации источников рудных компонентов применяется широкий спектр методов изотопной геохимии, включая Pb—Pb метод. Изучение Pb—Pb изотопных характеристик порфирировой минерализации является одним из наиболее эффективных подходов, позволяющих надежно выявлять генетические связи между магматическими породами и рудами и определять роль мантийных и коровых источников в их генезисе (Bouse et al., 1999; Kouzmanov et al., 2009; Shafiei, 2010; Vorba et al., 2016; Huston et al., 2016; Plotinskaya et al., 2017 и др.).

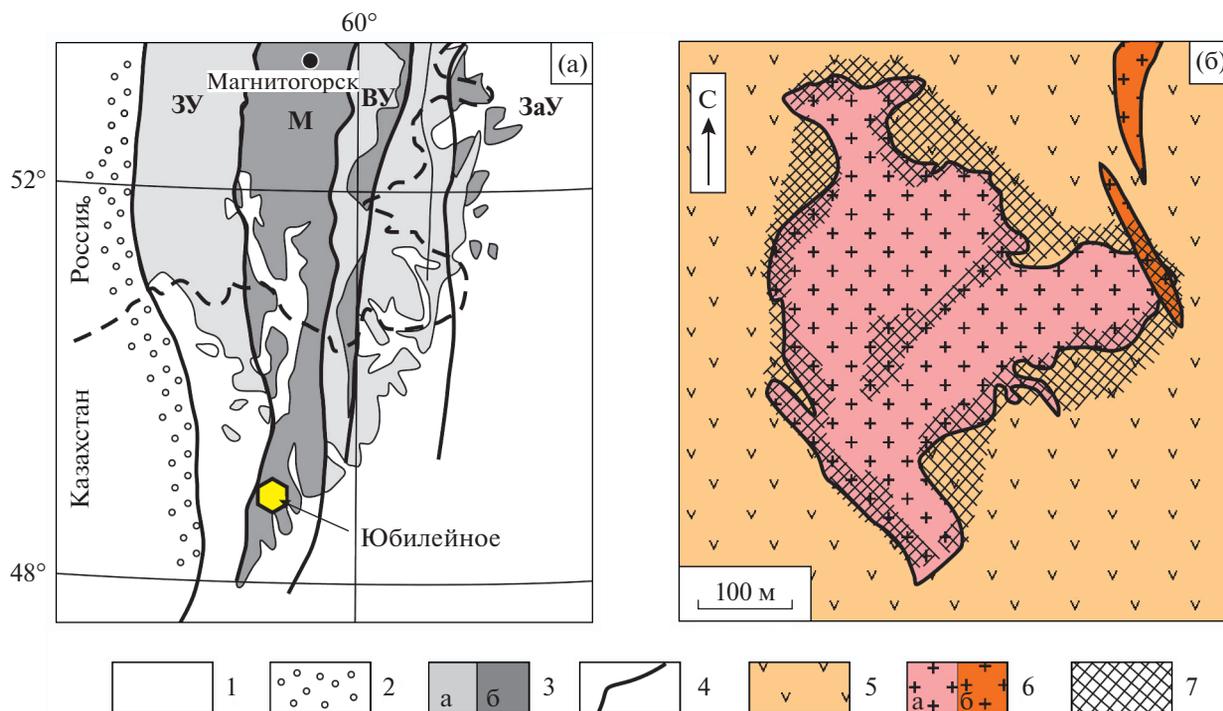
В настоящей работе для идентификации источника/источников свинца и серы и оценки их роли в формировании Au-порфирирового месторождения Юбилейное проведено комплексное изучение изотопного состава Pb и S в пирите рудной минерализации, а также Pb—Pb изотопных характеристик рудоносных гранитоидов. Изотопный анализ свинца выполнен с помощью метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в его высокоточном варианте (MC-ICP-MS). Этот метод позволяет фиксировать малые (0.05–0.1%) вариации изотопных отношений Pb в геологических объектах, выявлять на их фоне корреляционные зависимости и надежно проводить сопоставление Pb—Pb изотопных характеристик руд и магматических пород.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Юбилейное расположено на юге Магнитогорской вулканогенной мегазоны Урала в Западно-Мугоджарской зоне (фиг. 1а). В районе месторождения наиболее широко распространены ранне-среднедевонские вулканы толлитовой серии (мугоджарская свита), перекрытые среднедевонскими вулканогенно-осадочными породами островодужной серии (фиг. 1б). Вулканогенные толщи прорваны позднедевонско-раннекаменноугольными интрузиями основного, среднего и кислого составов, выделяемыми в айрюкский комплекс (Нарвайт и др., 1974; Абдулин и др., 1976; Грабежев, 2009; Shatov et al., 2014). Рудная минерализация ассоциирует с небольшим (диаметр около 400 м) штоком плагиогранит-порфиров с возрастом 374 ± 3 млн лет (Грабежев, 2014). По своим геохимическим характеристикам (средние содержания Rb = 46 ± 22 , Nb = 5.6 ± 1.5 , Y = 9.6 ± 2.2 и Ta = 1.1 ± 0.6 мкг/г) породы близки к гранитоидам, формирующимся как в коллизионных обстановках, так и в обстановках вулканических островных дуг (Plotinskaya et al., 2017; Shen et al., 2018; наши неопубликованные данные).

Согласно имеющимся геотектоническим реконструкциям для Южного Урала, формирование месторождения Юбилейное могло происходить в обстановке зрелой океанической островной дуги или в условиях ранней стадии ее коллизии с Восточно-Европейским континентом (Пучков, 2010; Самыгин, Буртман, 2009 и др.).

Рудная минерализация представлена кварц-сульфидными и сульфидными прожилками мощностью 0.5–1 см, которые образуют штокверковые зоны, приуроченные, главным образом, к экзо- и эндоконтактам интрузии. Среди рудных минералов преобладают пирит, халькопирит, магнетит. В подчиненном количестве присутствуют борнит, молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, самородное золото. К редким минералам относятся



Фиг. 1. а – положение золото-порфирового месторождения (Казахстан) на тектонической схеме Южного Урала; б – геологическая схема строения месторождения Юбилейное по (Нарвайт и др., 1974).

1 – мезокайнозойские отложения; 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – сиалические (а) и вулканические (б) мегазоны Южного Урала (ЗУ – Западно-Уральская; М – Магнитогорская; ВУ – Восточно-Уральская вулканогенная; ЗаУ – Зауральская); 4 – границы мегазон Южного Урала; 5 – базальты, андезиты, долериты (D_{1-2}); 6 – гранитоиды (а – биотитовые плагиогранит-порфиры, б – биотит-амфиболовые плагиогранит-порфиры) айрюкского интрузивного комплекса (D_3-C_1); 7 – рудный штокерк.

шеелит, сульфосоли, сульфотеллуриды Вi и Рb. Формирование рудной минерализации произошло в течение двух стадий: ранней кварц-магнетит-гематитовой и поздней халькопирит-пиритовой (Абдулин и др., 1976; Плотинская и др., 2018; Плотинская, 2020).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные образцы

Изучение изотопного состава свинца и серы проведено в пирите из поздней халькопирит-пиритовой минерализации с самородным золотом. Пирит выделен из маломощных (0.5–1 см) кварцевых и кварц-карбонатных прожилков, локализованных как в рудоносных гранитоидах, так и в базальтах (фиг. 2а, г).

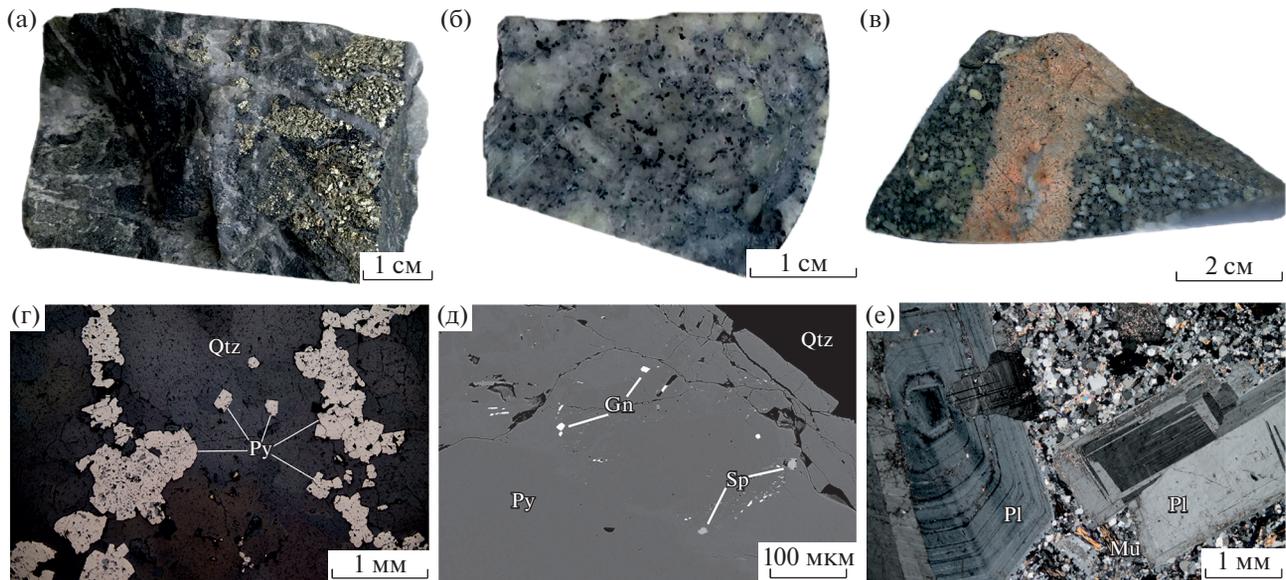
В пирите присутствуют многочисленные микровключения магнетита, халькопирита, галенита (фиг. 2д), а также сульфосолей Вi и Рb (Плотинская, 2020). Проанализированные фракции полевых шпатов были представлены плагиоклазом олигоклаз-андезитового состава из плагиогранит-порфиров, которые слагают основной объем массива, а также калиевым полевым шпатом из поздних гранитных микропегматитовых жил

(фиг. 2б, в). В изученных плагиогранит-порфирах присутствуют признаки метасоматического изменения, которые, прежде всего, выражаются в серицитизации и альбитизации вкрапленников плагиоклаза (фиг. 2е). Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в образце Юб-1105/452.

Аналитические методы

Изучение изотопного состава Рb и S проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Изотопный анализ Рb выполнен для мономинеральных фракций пирита и полевых шпатов рудоносных гранитоидов. Масса навесок составляла 0.02–0.03 г для пирита и 0.05–0.07 г для полевых шпатов. Перед химическим разложением пирит и полевые шпаты обрабатывались слабым раствором азотной кислоты (3 и 10% соответственно) для удаления с поверхности зерен примесного свинца. Химическая подготовка проб, а также хроматографическое выделение Рb проводились согласно методике, описанной в работе (Чугаев и др., 2013). Полученные после ионообменной хроматографии препараты свинца растворялись в 3% HNO_3 . Величина холостого опыта химической процедуры не превышала 0.1 нг Рb.



Фиг. 2. Макро- (а, б, в) и микрофотографии (г, д, е) рудной минерализации и гранитоидов золото-порфирового месторождения Юбилейное (Казахстан).

а – кварцевый прожилок с сульфидной минерализацией в базальтах (обр. Юб-1121/300); б – плагиогранит-порфиры (обр. Юб-1105/452); в – гранитный микропегматит в плагиогранит-порфире (обр. Юб-1121/337); г – вкрапленность пирита в жильном кварце, отраженный свет (обр. Юб-1121/374); д – микровключения галенита и сфалерита в пирите, BSE-изображение (обр. Юб-1121/351); е – вкрапленники плагиоклаза среди кварц-полевошпатовой основной массы плагиогранит-порфира (проходящий свет, николи скрещены) (обр. Юб-1105/628).
Py – пирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Pl – плагиоклаз, Mu – мусковит.

Масс-спектрометрические измерения выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре NEPTUNE в режиме “wet plasma” согласно методике (Чернышев и др., 2007). Анализировались растворы с концентрацией Pb 100–400 нг/г. Непосредственно перед измерением растворы трасировались таллием. Учет эффекта приборной масс-дискриминации осуществлялся путем нормирования измеренных отношений Pb по опорному отношению $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889 \pm 1$ с использованием экспоненциального закона. Правильность получаемых Pb–Pb данных контролировалась по результатам параллельных анализов стандарта изотопного состава Pb SRM-981 и стандартных образцов горных пород AGV-2 и BCR-1 Геологической службы США. Итоговая погрешность ($\pm 2\text{SD}$) измерения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не превышала $\pm 0.02\%$.

Изотопный анализ серы проводился в пробах пирита массой ~ 0.14 мг. Перевод серы в газообразную форму SO_2 осуществлялся с помощью элементного анализатора FlashHT 1112 при 1020°C в реакторе, заполненном Cu^0 и WO_3 . Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно вводились в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе SO_2 измерялся методом CF-IRMS на масс-спектрометре DELTA V+ (Finnigan). Калибровка величин $\delta^{34}\text{S}$ проводилась относительно трех международных стандартов IAEA-S-1 (-0.3%), IAEA-S-3 (-32.55%) и

NBS-127 ($+21.1\%$), которые анализировались одновременно с анализом образцов. Полученные результаты выражены в международной шкале V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troilite):

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{обр}} = \left[\left(\frac{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}_{\text{обр}}}{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}} \right)_{\text{VCDT}} - 1 \right] \times 1000.$$

Воспроизводимость результатов в серии параллельных определений стандартных образцов составляла $\pm 0.25\%$ ($\pm 1\sigma$).

С целью вычисления начальных изотопных отношений Pb в тех же навесках мономинеральных фракций, для которых измерялся изотопный состав Pb, получены данные о концентрациях Pb, Th и U. Измерения содержаний этих элементов проведены методом ICP-MS из растворов на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP SQ ICP-MS (Thermo Scientific) в лаборатории изотопного и элементного анализа ИГиНТ КФУ. Погрешность определения содержания Pb, Th и U в пробах, оцененная по результатам систематических анализов стандартных образцов горных пород BHVO-2 и AGV-2 Геологической службы США, не превышала $\pm 3\%$ ($\pm 2\text{SD}$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Измеренные величины изотопных отношений Pb, значения $\delta^{34}\text{S}$, а также данные о содержании Pb, Th и U в пирите и полевых шпатах приведены в табл. 1.

*U–Th–Pb-систематика пирита
и полевых шпатов гранитоидов*

Изотопный состав Pb, а также данные о концентрациях Pb, Th и U были получены для шести проб пирита из рудного штокверка и четырех проб полевых шпатов рудоносных гранитоидов месторождения Юбилейное. Пириты из сульфидных прожилков в целом характеризуются высоким содержанием Pb, которое изменяется в широком диапазоне от 9.8 до 1840 мкг/г. Столь значительная неоднородность изученных образцов пирита по содержанию Pb обусловлена неравномерным присутствием в минерале микровключений сульфотеллуридов свинца и висмута (Плотинская, 2020), а также галенита (фиг. 2д). Концентрации Th и U в пирите, напротив, оказались низкими. Для большинства образцов содержание Th находится ниже предела обнаружения, тогда как максимальное значение составило 0.03 мкг/г. Содержание U ненамного выше предела обнаружения и лежит в интервале значений от 0.01 до 0.07. Варьирующие высокие концентрации Pb при низких и достаточно выдержанных содержаниях Th и U определяют низкие величины отношений $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, которые не превышают 0.007 и 0.052 соответственно. С учетом этих данных величина коррекции измеренных значений изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на возраст 374 млн лет не превышает 0.02%, т.е. находится в пределах аналитической погрешности измерения этих отношений.

Полевые шпаты рудоносных гранитоидов обладают типичными для этих минералов содержаниями Pb, варьирующими от 9.1 до 53 мкг/г. Максимальное значение получено для фракции калиевого полевого шпата, отобранного из позднего гранитного микропегматита. Измеренные концентрации Th и U изменяются от 0.3 до 2.5 и от 0.6 до 2.1 мкг/г соответственно. Повышенные содержания Th и U, в свою очередь, определяют высокие значения $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ отношений в полевых шпатах. При этом значения $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ изменяются в узких пределах (2.1–3.1), тогда как для $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ отношения диапазон в несколько раз шире – от 1.3 до 15. Как следствие, величина коррекции отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на возраст 374 млн лет для всех образцов полевых шпатов значительно превышает аналитическую погрешность и достигает 0.15 и 5% соответственно. После коррекции изотопный состав Pb в полевых шпатах оказался более однородным, а величины изотопных отношений изменяются в диапазонах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 18.43–18.49, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15.652–15.659, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 38.351–38.357. При этом геохимически значимыми вариациями (т.е. превышающими погрешность анализа) являются только вариации отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В случае отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ разброс значений, оцененный величиной коэффициента вариации, равен или меньше аналитической

погрешности. Несмотря на столь малый масштаб вариаций, из полученных Pb–Pb-данных видно, что наиболее радиогенным первичным изотопным составом свинца по содержанию изотопа ^{206}Pb обладают поздние пегматоидные жилы, тогда как в рудоносных плагиогранит-порфирах величины отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ систематически ниже и лежат в узком интервале от 18.425 до 18.443, для которого различие крайних значений составляет всего 0.05%.

Величины $\delta^{34}\text{S}$ в пирите

Изотопный состав серы в изученных пробах пирита относительно однороден. Для этого минерала получены высокие положительные значения $\delta^{34}\text{S}$, изменяющиеся от +7.6 до +9.7‰. При этом не обнаруживается какой-либо корреляции между значением $\delta^{34}\text{S}$ в пирите и геологической и/или минералогической характеристиками образца. Приведенные в настоящей работе данные согласуются с ранее опубликованными результатами аналогичных исследований (Грабежев и др., 1989), согласно которым значения $\delta^{34}\text{S}$ для пирита из рудного штокверка месторождения Юбилейное варьируют от +8.5 до +9.0‰ (3 образца).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники Pb в рудах и породах

Совмещение в пространстве руд и гранитоидов на месторождении Юбилейное позволяет предполагать их генетическую связь и наличие для них единого источника вещества (Грабежев, 2009; Shatov et al., 2014 и другие). В связи с этим представляет интерес сопоставить изотопный состав Pb руд с таковым в гранитоидах и оценить роль кислых магматических расплавов в поступлении Pb в минералообразующую систему месторождения. На фиг. 3 видно, что пирит из рудного штокверка и плагиоклаз плагиогранит-порфиров весьма близки по изотопному составу Pb. Часть точек пирита попадает в поле точек рудоносных гранитоидов. Однако, несмотря на близость изотопных отношений Pb руд и магматических пород и малый масштаб вариаций, вполне отчетливо проявлены и различия. Они выражаются в том, что точки рудного свинца систематически смещены левее поля изотопного состава Pb гранитоидов и на обеих диаграммах формируют короткие тренды, которые по своему положению могут быть интерпретированы как тренды смешения. Соотношение трендов и полей изотопного состава Pb гранитоидов свидетельствует о том, что кислые магматические расплавы выступали одним из источников свинца в рудах, и их вклад был определяющим. В то же время устанавливается поступление Pb и из другого источника. Его вклад был незначителен, и свинец в нем обладал пониженным

Таблица 1. Результаты изучения изотопного состава Pb и S в сульфидах из золото-порфировой минерализации месторождения Юбилейное и в полевых шпатах рудоносных гранитоидов

| Номер образца | Характеристика | Pb, мкг/г | Th, мкг/г | U, мкг/г | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $\delta^{34}\text{S}$ |
|--|---|-----------|-----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|
| <i>Золото-порфировая минерализация</i> | | | | | | | | |
| Ю-1105/430 | Пирит, прожилок пирит-халькопиритового состава в плагиогранодиоритах | 275 | <ПО | 0.010 | 18.4207 | 15.6562 | 38.3583 | +8.4 |
| Ю-1105/470 | То же | 54 | <ПО | 0.015 | 18.4344 | 15.6554 | 38.3493 | +9.2 |
| Ю-1121/300 | Пирит, кварцевый прожилок с пиритом, халькопиритом, хлоритом и эпидотом в базальтах | 9.8 | <ПО | 0.008 | 18.4221 | 15.6547 | 38.3469 | +9.7 |
| Юб-1121/351 | То же | 278 | 0.03 | 0.034 | 18.4161 | 15.6578 | 38.3586 | +7.6 |
| Юб-1121/365 | Пирит, карбонат-пиритовый прожилок в плагиогранодиоритах | 755 | 0.012 | 0.069 | 18.4126 | 15.6587 | 38.3612 | +8.7 |
| Юб-1121/374 | Пирит, кварц-пиритовые прожилки в долеритах | 1840 | <ПО | 0.037 | 18.4102 | 15.6564 | 38.3520 | +8.8 |
| <i>Рудоносные гранитоиды</i> | | | | | | | | |
| Юб-1105/452 | Плагиоклаз, плагиогранит-порфиры | 9.1 | 0.29 | 2.1 | 19.3179 | 15.7007 | 38.3946 | |
| Юб-1105/628 | То же | 36 | 1.4 | 0.74 | 18.5218 | 15.6624 | 38.4052 | |
| Юб-1121/336 | То же | 16.6 | 0.55 | 0.64 | 18.5774 | 15.6614 | 38.3915 | |
| Юб-1121/337 | КПШ, гранитные микропегматиты | 53 | 2.5 | 1.2 | 18.5802 | 15.6639 | 38.4136 | |

Примечание. В таблице приведены измеренные значения изотопных отношений Pb. <ПО – ниже предела обнаружения.

содержанием изотопа ^{206}Pb и, напротив, повышенными содержаниями изотопов ^{207}Pb и ^{208}Pb .

Согласно модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kratens, 1975), источник вещества руд и магматических расплавов месторождения Юбилейное характеризовался повышенными относительно среднечетных значений величинами μ_2 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) = 9.92 ± 0.01 и ω_2 ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$) = 38.03 ± 0.10 . При этом величины Pb–Pb модельного возраста (T_m = 260–280 млн лет), отражающего предполагаемое время отделения Pb от U–Th–Pb-изотопной системы источника, оказались в среднем на 100 млн лет моложе геологического возраста месторождения. Это расхождение свидетельствует о том, что незадолго до отделения Pb в результате магматических и рудообразующих процессов от U–Th–Pb-системы произошло изменение (повышение) U/Pb-отношения в источнике, например, в результате метасоматического или метаморфического преобразования пород коры.

На графиках точка, отвечающая КПШ поздних пегматоидных жил, расположена правее поля рудоносных плагиогранит-порфиров. Наблюдаемое соотношение изотопного состава Pb пород позволяет заключить, что изученные гранитоиды имели общий по U–Th–Pb-характеристикам ис-

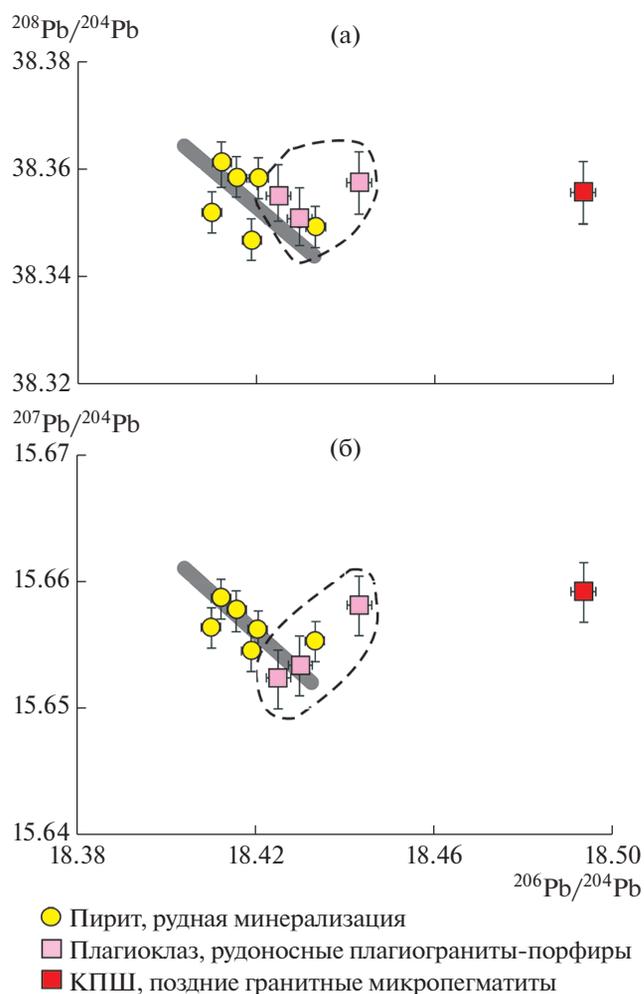
точник магматических расплавов. В этом случае сдвиг по отношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в гранитных микропегматитах объясняется накоплением изотопа ^{206}Pb в источнике за время, отделяющее формирование штока плагиогранит-порфиров и секущих его гранитных микропегматитовых жил. Основываясь на таком допущении, можно оценить продолжительность эволюции изотопного состава Pb в источнике, приняв в качестве величины μ_2 в нем значение 9.92 и $\Delta(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 0.061$. Из проведенных расчетов следует, что формирование поздних гранитных микропегматитовых жил было оторвано от плагиогранит-порфиров не более чем на 40 млн лет.

На фиг. 4 показаны среднечетная эволюционная кривая по модели Стейси-Крамерса и кривые эволюции изотопного состава Pb в различных коровых резервуарах Земли по модели Зартмана-Доу (Zartman, Doe, 1981). Для сравнения также нанесены поля изотопного состава рудного Pb силурийских эпитептермальных и порфировых месторождений Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны и раннедевонских Cu-порфировых месторождений Магнитогорской мегазоны (Plotinskaya et al., 2017₁; Чугаев и др., 2019). Их формирование связано с разновозрастными океаниче-

скими островными дугами. Дополнительно приведены Pb–Pb данные и для надсубдукционных позднепалеозойских (D_3 – C_1) гранитоидов Челябинского плутона (Восточно-Уральская мегазона) (Plotinskaya et al., 2017₁) и близкого к ним по возрасту золоторудного месторождения Миндяк (Магнитогорская мегазона), локализованного среди пород черносланцевой формации (Чугаев, Знаменский, 2018). Последние показывают Pb–Pb изотопные характеристики регионального корового резервуара для Южного Урала на позднедевонско–раннекаменноугольный период, к которому по возрасту близко и месторождение Юбилейное.

На обоих графиках точки изотопного состава Pb–руд и гранитоидов месторождения Юбилейное образуют компактные поля (фиг. 4а, б). На диаграмме с “ураногенными” изотопами Pb (фиг. 4б) точки расположены вблизи верхнекоревой эволюционной кривой, тогда как на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (фиг. 4а) они лежат выше среднекоревой кривой и кривых коровых резервуаров (верхней коры и орогена). Точки, отвечающие месторождению Юбилейное, расположены за пределами полей изотопного состава Pb Cu-порфировых и эпитеpmальных месторождений Восточно-Уральской вулканогенной и Магнитогорской мегазон, для которых предполагается участие мантийного источника (Грабежев, 2009; Plotinskaya et al., 2017₁). При этом месторождение Юбилейное обладает схожими Pb–Pb изотопными характеристиками с надсубдукционными гранитоидами Челябинского плутона и золоторудной минерализацией месторождения Миндяк, в которых свинец имеет преимущественно коровое происхождение.

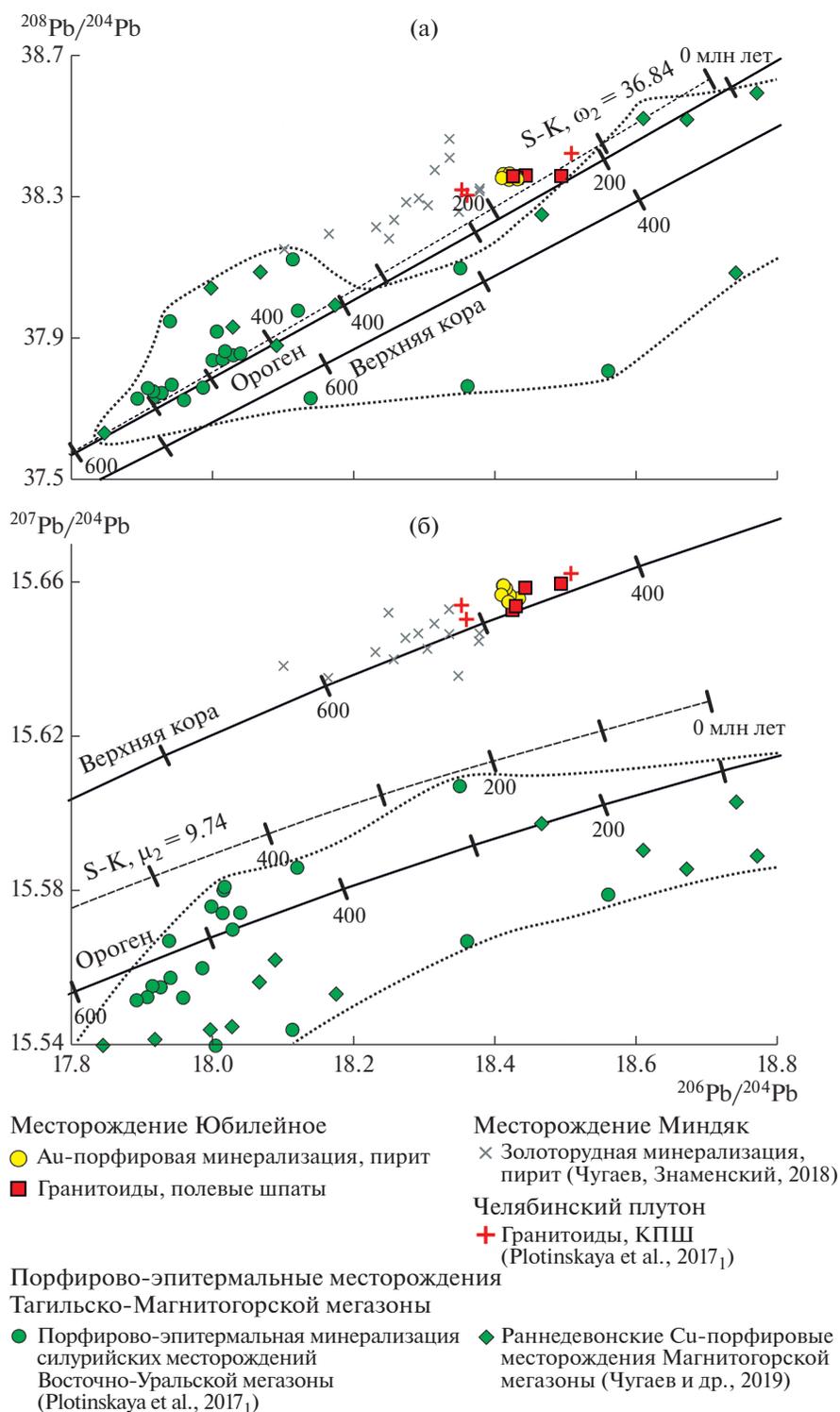
Отмеченные выше особенности, а также величины модельных параметров (μ_2 , ω_2) указывают на то, что свинец руд и пород месторождения Юбилейное имел коровый источник. В свою очередь, соотношение полей изотопного состава Pb месторождения Юбилейное и порфирово-эпитеpmальных месторождений Восточно-Уральской и Магнитогорской мегазон свидетельствуют о преобладающей роли корового свинца в формировании Au-порфировой минерализации. Данный вывод согласуется с результатами Sm–Nd изучения рудоносных плагиигранит-порфиров и их петрохимическими (низкие концентрации Cr (7–12 мкг/г) и Ni (8–15 мкг/г), низкое Nb/Ta = 8.1–8.7) характеристиками (Грабежев, 2009; Shen et al., 2018). Полученные для них отрицательные значения ϵNd_t (–2.6...–2.9) и протерозойские (1.3–1.4 млрд лет) модельные (T_{DM2}) Nd-возрасты (Shen et al., 2018) свидетельствуют о формировании гранитоидных расплавов в результате плавления протерозойской коры.



Фиг. 3. Pb–Pb диаграммы для изотопного состава Pb пирита и полевых шпатов гранитоидов золото-порфирирового месторождения Юбилейное (Казахстан). На диаграммах приведены скорректированные на возраст 374 млн лет значения изотопных отношений Pb. Серым цветом показан тренд изотопного состава рудного Pb, пунктирной линией – поле изотопного состава Pb плагноклазов плагиигранит-порфиров рудоносного штока, аналитические погрешности: для пирита – $\pm 0.01\%$ (SD), для полевых шпатов – $\pm 0.015\%$ (SD).

Источники серы

Для месторождения Юбилейное установлен узкий диапазон вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$ (+7.6...+9.7‰), что типично для порфировых месторождений различных регионов мира, (He et al., 2020; Hutchison et al., 2020). На Южном Урале в пределах отдельных порфировых месторождений вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ также не превышают 2–3‰, однако сами эти величины (–1.5...+5.7‰) существенно ниже установленных для месторождения Юбилейное (Грабежев и др., 1989). Таким образом, для месторождения Юбилейное характерна не только гомогенность изотопных характеристик се-



Фиг. 4. Pb–Pb диаграммы для порфировых и эпитеpмальных месторождений и пород Южного Урала. На диаграммах приведены скорректированные на возраст месторождений значения изотопных отношений Pb. S–K – среднекоревые эволюционные кривые по модели Стейси-Краммерса (Stacey, Kramers, 1975), сплошные линии – кривые эволюции изотопного состава Pb в коревых геохимических резервуарах Земли по модели Зартмана-Доу (Zartman, Doe, 1981).

ры, которая определяется ее флюидным переносом (Дубинина и др., 2010), но и повышенные величины $\delta^{34}\text{S}$, необычные на фоне месторождений-аналогов. Если процесс флюидного переноса рудных компонентов для месторождений порфирового типа не вызывает сомнений, то механизм, приводящий к отложению сульфидов, обогащенных изотопом ^{34}S , требует обсуждения, поскольку возможны, как минимум, два варианта возникновения подобных изотопных характеристик серы. Принципиально эти варианты отличаются ролью вмещающих пород как одного из источников серы в рудообразующем флюиде. Изотопно-утяжеленная восстановленная сера в рудообразующей системе может являться либо продуктом вовлечения серы из окружающих пород, либо результатом изменения окислительно-восстановительных условий в процессе эволюции флюидной системы.

В первом случае, при несущественной роли процессов окисления-восстановления серы во время ее экстракции и дальнейшей эволюции флюидной системы, можно оценить примерное количество серы, извлеченной из окружающих пород. При величине $\delta^{34}\text{S}$ магматогенного источника серы, близкой к нулевым значениям, и величине $\delta^{34}\text{S}$ для серы вмещающих девонских вулканогенно-осадочных пород, соответствующей изотопному составу серы девонского морского сульфата (23‰, Canfield, Farquhar, 2009), необходимо вовлечение во флюид около 40% серы из окружающих пород, чтобы обеспечить наблюдаемый диапазон величин $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах месторождения Юбилейное.

Альтернативный вариант подразумевает изменение степени окисления серы на разных этапах эволюции флюидной рудообразующей системы. При отсутствии участия серы окружающих пород, возможность формирования сульфидных минералов с высокими величинами $\delta^{34}\text{S}$ будет зависеть от формы нахождения серы в магматическом расплаве, которая определяется, прежде всего, фугитивностью кислорода. Если $f\text{O}_2$ превышает значения, определяющие сульфид-сульфатный барьер (Markl et al., 2010), в расплаве преобладает окисленная сера. В этом случае отделение флюида, содержащего SO_2 с изотопным составом серы $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_2)^0$, и дальнейшее его остывание с возрастанием отношения $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ (Rye, 2005; Richards, 2011) не сможет привести к появлению величин $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы, превышающих исходные значения $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_2)^0$. Поскольку изотоп ^{34}S во всем интервале температуры распределяется в пользу окисленной формы серы (Eldridge et al., 2016), осаждающиеся из такого флюида сульфиды обычно имеют нулевые или небольшие отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ (Rye, 2005; Richards, 2011 и др.).

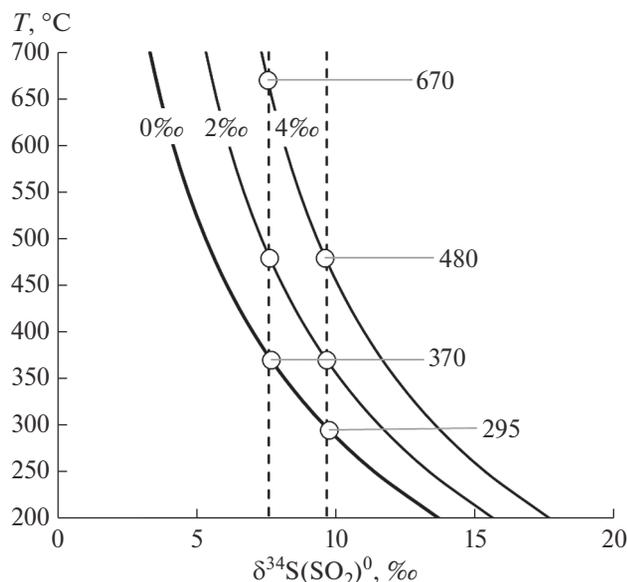
Однако если $f\text{O}_2$ обеспечивает нахождение серы в расплаве в виде частицы S^{2-} , а во флюид уходит сера в виде SO_2 , ситуация может оказаться обратной. В момент отделения флюида происхо-

дит фракционирование серы, определяемое температурой процесса, в результате чего значения $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_2)^0$ могут варьировать в довольно широких пределах. На фиг. 5 представлен расчет величин $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_2)^0$ в зависимости от температуры отделения флюида и исходного изотопного состава магматогенной серы (для расчета выбраны исходные величины $\delta^{34}\text{S} = 0, +2$ и $+4\%$). Вертикальным пунктиром ограничена область значений $\delta^{34}\text{S}$, наблюдаемых в сульфидах месторождения Юбилейное. Как следует из расчета, проведенного с использованием термометрических зависимостей (Eldridge et al., 2016), при нулевых значениях $\delta^{34}\text{S}$ магматогенной серы отделение флюида могло происходить в интервале 300–370°C. При магматогенной сере с величиной $\delta^{34}\text{S} = +2\%$ флюид мог отделяться при 370–480°C, а с величиной $\delta^{34}\text{S} = +4\%$ — уже при 480–670°C. В данной модели предполагается, что при остывании флюида происходит быстрая смена физико-химических условий, в результате чего практически вся окисленная сера восстанавливается количественно и не претерпевает последующего обмена с другими серосодержащими фазами. Этот механизм был предложен при изучении изотопных вариаций серы в рудных сульфидах месторождения Акчатау (Дубинина и др., 1995). Его реализация несомненно требует выполнения ряда условий, прежде всего, преобладания в магматическом расплаве S^{2-} .

Низкое содержание серы в апатите из гранитов штока Юбилейный и, напротив, высокое в биотите (Грабежев, Воронина, 2012) дает основание полагать, что преобладающей формой серы в расплаве была S^{2-} (Tang et al., 2020). В свою очередь, инфильтрация флюида в прогретые окружающие породы основного состава, содержащие значительное количество двухвалентного железа, должна приводить к абиогенному восстановлению сульфата, т.е. количественному переводу всей окисленной серы, содержащейся во флюиде, в восстановленную форму (Canfield, Farquhar, 2009). Таким образом, описанный выше механизм возникновения повышенных величин $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах мог быть реализован при формировании месторождения Юбилейное.

Необходимо отметить, что нельзя полностью исключать и комбинации двух вышерассмотренных механизмов формирования сульфидов с высоким $\delta^{34}\text{S}$ на месторождении. При формировании рудного штока в толеитовых базальтах при термогенном восстановлении серы могла происходить ее частичная экстракция из вмещающих пород. Аналогичный процесс обычно имеет место при термогенном восстановлении сульфата морской воды в конвективных гидротермальных системах (Дубинина и др., 2020).

На участие в рудообразующих процессах вещества, поступающего из немагматогенного источника, указывает связь величин $\delta^{34}\text{S}$ с изотопными отношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (фиг. 6а, б).

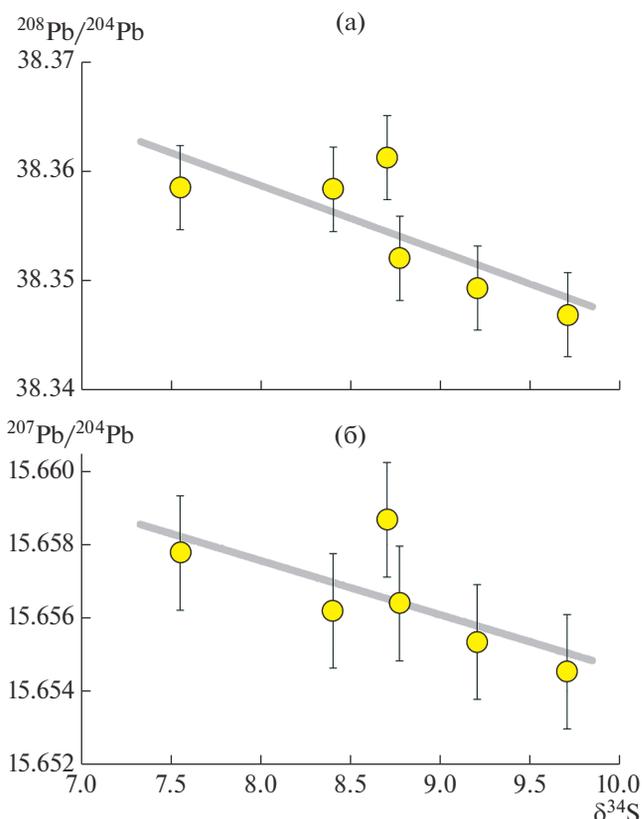


Фиг. 5. Расчетные линии изменения величины $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_2)^0$ в зависимости от температуры отделения магматогенного флюида. Цифры на линиях – исходные величины $\delta^{34}\text{S}$ магматогенной серы. Пунктир – диапазон величин $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах месторождения Юбилейное. Расчет проведен по уравнениям согласно (Eldridge et al., 2016).

Из направления согласованного изменения этих величин следует, что изотопный состав серы в этом источнике должен характеризоваться величиной $\delta^{34}\text{S} < 7.6$ ‰. Положение Pb–Pb трендов на изотопных диаграммах (фиг. 4а, б) предполагает, что дополнительное поступление Pb происходило из источника с высокими величинами μ_2 (>9.94) и ω_2 (>38.2).

Роль корового источника в формировании золоторудной минерализации

Золотоносная порфировая минерализация на большинстве месторождений связана с кислыми расплавами известково-щелочного и субщелочного состава, образование которых происходило в коллизионных или надсубдукционных (андийский тип) обстановках в результате плавления континентальной коры. По сравнению с типичными надсубдукционными Cu-порфировыми месторождениями океанических островных дуг, флюид в таких порфировых системах имеет более окисленное состояние, что способствует переносу Au от обогащенного рудными компонентами источника и отложению его на средних и верхних уровнях литосферы (Richards, 2011). При этом в результате взаимодействия рудоносных расплавов и флюидов с вмещающими породами вовлекается вещество континентальной коры, что доказано результатами свинцово-изотопного изучения Cu–(Au)–Mo-порфировых месторождений, расположенных в различных регионах мира и разли-



Фиг. 6. Сопоставление величин $\delta^{34}\text{S}$ и изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) пирита из золото-порфирового месторождения Юбилейное (Казахстан).

На диаграммах приведены скорректированные на возраст 374 млн лет значения изотопных отношений Pb. Серым цветом показаны тренды $\delta^{34}\text{S}$ и изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Аналитические погрешности ($\pm 0.01\%$, SD) указаны для изотопных отношений Pb. Для $\delta^{34}\text{S}$ погрешность меньше размера значка.

чающихся по возрасту и геотектоническим обстановкам образования (Kouzmanov et al., 2009; Чугаев и др., 2013; Vorba et al., 2016; Zang et al., 2016 и др.). В качестве корового источника свинца в таких исследованиях, как правило, рассматривается континентальная кора тектонического блока, вмещающего месторождение. Участие вещества обогащенного мантийного источника также устанавливается, хотя его вклад в общий баланс поступления свинца имеет подчиненное значение. Отличительной же особенностью месторождения Юбилейное является доминирующая роль именно корового источника для рудного и магматического свинца. Этот вывод, а также имеющиеся геохимические и изотопно-геохимические характеристики рудоносных гранитов, которые близки к синколлизионным гранитоидам, дают основание заключить, что формирование месторождения Юбилейное связано с началом развития на Южном Урале в позднедевонское время коллизионных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение комплекса имеющихся изотопных данных для руд и пород Au-порфирового месторождения Юбилейное, включая результаты настоящей работы, позволяет заключить следующее.

1) Поступление Pb в Au-порфировую систему месторождения Юбилейное, главным образом, происходило из кислых магм, сформировавших плагиогранит-порфиры. Pb–Pb изотопные данные напрямую подтверждают единство источника вещества руд и рудоносных гранитоидов, что согласуется с предложенной ранее моделью генезиса месторождения Юбилейное (Грабежев, 2009). В то же время впервые установлено также вовлечение в рудообразующие процессы свинца и из другого источника, которым могли являться вмещающие породы. Однако вклад этого источника в общий баланс рудного свинца был минимален.

2) Формирование рудогенерирующих гранитоидных расплавов происходило за счет плавления относительно древней (позднедокембрийской) континентальной коры, в составе которой присутствовали метаморфические породы.

Последний вывод не согласуется с представлениями о генерации рудоносных расплавов на границе верхней мантии и континентальной коры за счет плавления базитового субстрата (Грабежев, 2009; Shen et al., 2018). Полученные нами результаты, напротив, свидетельствуют о доминирующей роли в генезисе Au-порфировой минерализации корового источника, в качестве которого рассматривается позднедокембрийская кора. Ее плавление могло быть вызвано коллизийными процессами, начало которых приходится в регионе на позднедевонско–раннекаменноугольное время (Пучков, 2010, Самыгин, Буртман, 2009). В свою очередь, изотопные свидетельства существенного вклада ювенильного мантийного вещества отсутствуют.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-05-00344 (изучение изотопного состава S и Pb), а также Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220 (геохимическое изучение минералов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А.А., Байдильдин Э.А., Касымов М.А. Матвиенко В.Н., Тапалов Е.Д., Тельгузиев А.Т. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. 280 с.
 Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачёв И.Ф., Минина О.В., Авилова О.В., Красносельских А.А., Старостин И.А., Черемисин А.А. Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. 2018. № 4. С. 3–17.

Беснаев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана. Справочник. Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан, 1997. 232 с.

Годовой отчет за 2015 г. АО AltynEx Company. 2015. 43 с. https://kase.kz/files/emitters/ATEC/atecp_2015_rus.pdf. Последнее обращение 01.05.2020.

Грабежев А.И. Sr–Nd–COHS изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.

Грабежев А.И., Воронина Л.К. Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала // Ежегодник-2011. 2012. Тр. ИГГ УРО РАН. Вып. 159. С. 68–70.

Грабежев А.И. Юбилейное Cu–Au порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U–Pb возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // ДАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 315–318.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН. 1992. 199 с.

Грабежев А.И., Сотников В.И., Чащухина В.А. Изотопный состав серы сульфидов медно-порфировых месторождений Урала // Геохимия. 1989. № 10. С. 1508–1511.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. Систематика U–Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 113–126. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>

Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чузаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 786–790.

Дубинина Е.О., Суворова В.А., Шаповалов Ю.Б. Изотопы серы в рудогенезе месторождения Акчатау (Казахстан) // Геохимия. 1995. Т. 341. № 1. С. 102–105.

Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Ставрова О.О., Коссова С.А. Изотопное фракционирование серы при формировании сульфидов субмаринных гидротермальных систем на примере полей Логачев, Красное и Рэйнбоу (САХ) // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 5. С. 391–413.

Минина О.В., Мигачёв И.Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогенетическое районирование) // Отечественная геология. 2018. № 4. С. 3–17.

Нарвайт Г.Э., Руденко Б.М., Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М. Медное оруденение Мугоджар. Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. 174 с.

Плотинская О.Ю. Минералогия благородных металлов в рудах золото-порфирового месторождения Юбилейное (Казахстан) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 3. С. 44–53.

Плотинская О.Ю., Бакшеев И.А., Минервина Е.А. Распределение P3Э в шеелите золото-порфирового месторождения Юбилейное (Ю. Урал) по данным LA-ICPMS // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 401–410.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники и металлогении) // Уральский геологический журнал. 2010. № 3. С. 80–84.

Самыгин С.Г., Буртман В.С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника. 2009. № 2. С. 57–77.

Серавкин И.Б., Косарев А.М. Южный Урал и Рудный Алтай: сравнительный палеовулканический и метал-

- логический анализ // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 3–22.
- Серавкин И.Б., Минибаева К.Р., Родичева З.И.* Медно-порфировое оруднение Южного Урала (обзор) // Геологический сборник № 9. Институт геологии УНЦ РАН. Уфа, 2011. С. 186–200.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по 205Тl/203Тl: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В.* Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода МС-ИСР-МС // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю.* Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного МС-ИСР-МС-изучения изотопного состава Рb) // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 282–294.
- Чугаев А.В., Знаменский С.Е.* Свинцово-изотопные характеристики месторождения золота Миндяк (Южный Урал): к вопросу об источниках металлов // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 57–67. <https://doi.org/10.7868/S0016777018010033>
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Манджиева Г.В., Садасюк А.С.* Источники рудного вещества Cu-порфировых и Cu-скарновых месторождений Южного Урала: результаты первых системных Рb–Рb изотопных исследований // Материалы XXII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. 2019. С. 489–496.
- Borba M.L., Junior F.C., Kawashita K., Takehara L., Babinski M., Bruckman M.* The Bajo de la Alumbrera and Agua Rica Cu–Au (Mo) porphyry deposits of Argentina: Genetic constraints on ore formation and sources based on isotope signatures // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 75. P. 116–124.
- Bouse R.M., Ruiz J., Titley S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L.* Lead isotope compositions of Late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona; implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1999. V. 94. № 2. P. 211–244.
- Canfield D.E., Farquhar J.* Animal evolution, bioturbation and the sulfate concentration of the oceans // *PNAS.* 2009. V. 106. P. 8123–8127.
- Eldridge D.L., Guo W., Farquhar J.* Theoretical estimates of equilibrium sulfur isotope effects in aqueous sulfur systems: Highlighting the role of isomers in the sulfite and sulfoxylate systems // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2016. V. 195. P. 171–200.
- He Z., Zhang X., Deng X., Hud H., Li Y., Yu H., Archer C., Li J., Huang F.* The behavior of Fe and S isotopes in porphyry copper systems: Constraints from the Tongshankou Cu–Mo deposit, Eastern China // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 270. P. 61–83.
- Hutchison W., Finch A.A., Boyce A.J.* The sulfur isotope evolution of magmatic-hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 288. P. 176–198.
- Huston D.L., Champion D.C., Mernagh T. P., Downes P. M., Jones P., Carr G., Forster D., David V.* Metallogensis and geodynamics of the Lachlan Orogen: New (and old) insights from spatial and temporal variations in lead isotopes // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 76. P. 257–267.
- Kouzmanov K., Moritz R., von Quadt A., Chiaradia M., Peytcheva I., Fontignie D., Ramboz C., Bogdanov K.* Late cretaceous porphyry Cu and epithermal Cu–Au association in the Southern Panagyurishte District, Bulgaria: the paired Vlaykov Vruh and Elshitsa deposits // *Miner. Deposita.* 2009. V. 44. № 6. P. 611–646.
- Markl G., Marks M. A. W., Frost B.R.* On the controls of oxygen fugacity in the generation and crystallization of peralkaline melts // *J. Petrology.* 2010. V. 51. № 9. P. 1831–1847.
- Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V., Seltmann R.* Lead isotope systematics of porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 204–215. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.006>
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S.* Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 153–173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Richards J.P.* Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology.* 2009. V. 37. P. 247–250.
- Richards J.P.* Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 40. P. 1–16.
- Rye R.O.* A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems // *Chem. Geol.* 2005. V. 215. P. 5–36.
- Shafiei B.* Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications // *Ore Geol. Rev.* 2010. V. 38. № 1–2. P. 27–36.
- Shatov V.V., Moon C.J., Seltmann R.* Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralisation using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu–Au deposit, western Kazakhstan // *J. Geochem. Explor.* 2014. V. 147. P. 26–36.
- Shen P., Pan H., Hattori K., Cooke D.R., Seitmuratova E.* Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models // *Gondwana Res.* 2018. V. 58. P. 161–194.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Hart S.R.* Lead-isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. № 10. P. 2135–2142.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Tang M., Lee Cin-Ty A., Ji W.-Q., Wang R., Costin G.* Crustal thickening and endogenic oxidation of magmatic sulfur // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 31. eaba6342.
- Tessalina S., Plotinskaya O.Y.* Silurian to Carboniferous Re–Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu- and Mo-porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 174–180. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.005>
- Zartman R.E., Doe B.R.* Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics.* 1981. V. 75. P. 135–162.
- Zhang F.F., Wang Y.H., Liu J.J.* Fluid inclusions and H–O–S–Pb isotope systematics of the Baishan porphyry Mo deposit in Eastern Tianshan, China // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 78. P. 409–423.

УДК 553.412.411(571.65)

Ag–Pb–Zn-МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГОЛЬЦОВОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГОО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

© 2021 г. Н. Е. Савва^а, А. В. Волков^{б, *}, Н. Г. Любимцева^б, В. Ю. Прокофьев^б,
А. А. Сидоров^б, К. Ю. Мурашов^б, Н. В. Сидорова^б

^аСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

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

*e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 06.10.2020 г.

После доработки 16.11.2020 г.

Принята к публикации 08.12.2020 г.

Ag–Pb–Zn-месторождение Гольцовое (1600 т Ag при среднем содержании – 1025 г/т) находится на юго-восточном фланге Дукатского рудного района и приурочено к сочленению Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба с Охотско-Чукотским вулканическим поясом (ОЧВП). Дукатский район – крупнейший производитель серебра в России. Месторождение Гольцовое локализовано в 2 км севернее Пестринского гранитоидного интрузива, в сложно построенной зоне тектонического контакта верхнетриасовых терригенно-осадочных и поздне меловых вулканических пород, представленного серией сместителей в полосе 0.5–1 км, по которым западный блок, сложенный кислыми вулканитами, опущен более чем на 1 км. Вмещающие породы – верхнемеловые игнимбриты риолитов и риодацитов – прорваны субвулканическими интрузиями невадитов. Характерная особенность месторождения – кулисообразное развитие на верхних горизонтах рудных тел галенитовых жил и прожилков с высокими содержаниями Ag. Преобладают массивные, грубополосчатые и пятнистые текстуры руд. Геохимические особенности руд хорошо согласуются с минеральным составом. Руды обогащены широким спектром элементов: Ag, Sb, Pb, Cd, As, Zn, Bi, In, W, Sn, Mn, Cu, Li, Tl, Cs. Для них характерна низкая сумма РЗЭ (33.34–50.69) и отрицательный тип распределения лантаноидов. В качестве попутных компонентов промышленный интерес могут представлять Cd, In и Bi. Галенит – основной минерал-концентратор Ag, высокие содержания которого связаны с наличием мелких включений большой группы самостоятельных минералов, в основном аргентотетраэдрита и пираргирита, и незначительного количества – миаргирита, полибазита и др. Аргентит и самородное Ag имеют ограниченное развитие. Минералы олова представлены станнином, канфильдитом и реже касситеритом. Зона окисления прослеживается на всю глубину минерализации, имеет ярко выраженный линейный характер. В окисленных рудах преобладают сульфаты Zn, Pb, Fe, Ca, Ba; в меньшей степени развиты оксиды Fe, Mn и Zn; в подчиненном количестве находятся карбонаты и глины; сульфиды и самородные элементы (Cu, Ag) не превышают 2%. Степень окисления руд – 40.3%. Сульфидно-кварц-хлоритовые жилы месторождения Гольцовое формировались в условиях средних температур (276–138°C) из слабо концентрированных хлоридных гидротерм (4.2–0.2 мас.%-экв. NaCl), насыщенных Na и K при подчиненном количестве Mg. Полученные данные позволяют отнести Гольцовое месторождение к эпитермальномu промежуточно-сульфидизированному типу. Предложена модель двухэтапного образования минерализации. На первом этапе – отложение Ag–Pb–Zn-руд в связи с функционированием приповерхностной вулканогенной гидротермальной системы. На втором этапе – наложение Sn-минерализации на Ag–Pb–Zn-жилы, в результате поступления оловоносного магматогенного флюида на нижние горизонты месторождения.

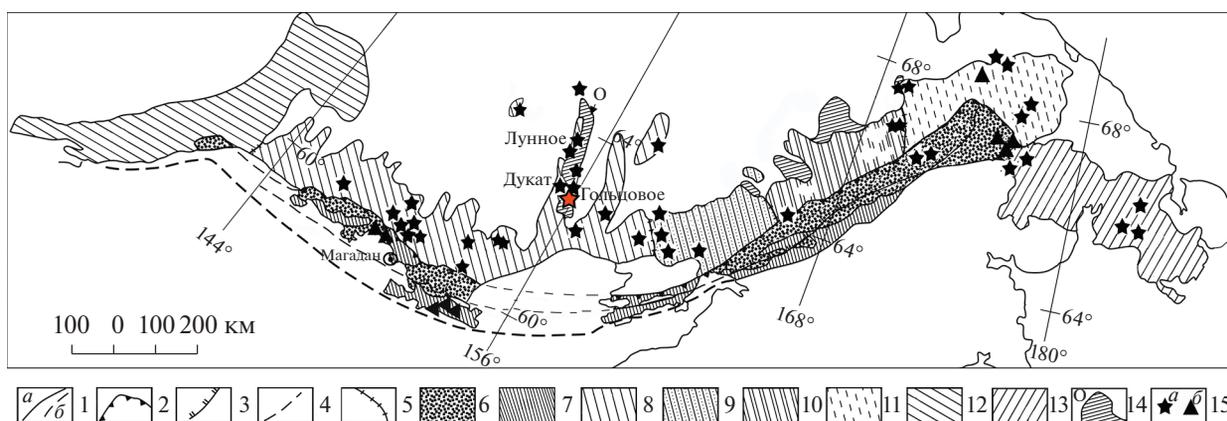
Ключевые слова: Ag–Pb–Zn-эпитермальное месторождение, месторождение Гольцовое, серебро, галенит, аргентотетраэдрит-(Fe), флюидные включения, геолого-генетическая модель, Северо-Восток России, Балыгычано-Сугойский прогиб

DOI: 10.31857/S0016777021030060

ВВЕДЕНИЕ

Гольцовое – одно из крупных месторождений Ag на Северо-Востоке России, расположено в 84 км

к югу от известного рудника Дукат в Омсукчанском районе Магаданской области в 600 км на север–северо-восток от г. Магадан (фиг. 1). Пло-



Фиг. 1. Схема районирования ОЧВП и положение месторождения Гольцовое.

1 – обобщенная граница распространения магматических образований ОЧВП, альб–сантон: на суше (а), в акватории (б); 2 – граница внешней и внутренней зон ОЧВП; 3 – граница подзон грабен–прогибов и магматогенных поднятий (штрихи ориентированы в сторону подзоны грабен–прогибов); 4 – продолжение границ в акватории; 5 – границы секторов внешней зоны и фланговых зон; 6 – вулканиты внутренней зоны; 7 – магматогенные поднятия ОЧВП; 8–11 – внешняя зона ОЧВП, секторы: 8 – Охотский, 9 – Пенжинский, 10 – Анадырский, 11 – Центрально–Чукотский; 12, 13 – фланговые зоны: 12 – Западно–Охотская, 13 – Восточно–Чукотская; 14 – позднеорогенные (конец баррема–начало альба) структуры мезозойд: О – Омсукчанский грабен; 15 – Au–Ag–эпитермальные (а) и Cu–Mo–Au–порфировые (б) месторождения.

щадь месторождения около 4 км². Кроме Ag, промышленное значение имеет также Pb. Попутные компоненты – Zn и Cu. Золото в рудах практически отсутствует. В непромышленных количествах присутствует Sn.

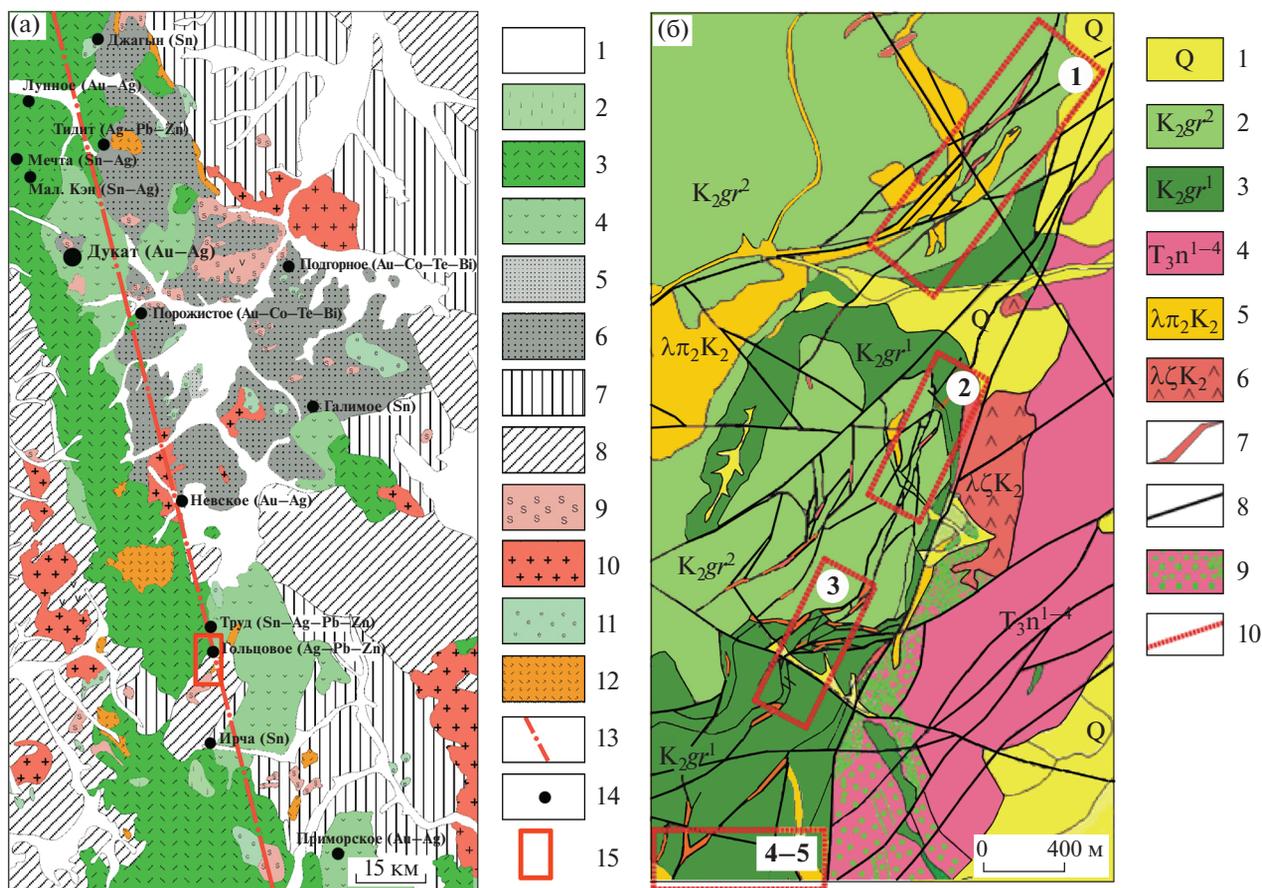
Месторождение Гольцовое открыто в 1979 г. Дукатской ГРЭ ПГО “Севостгеология” при изучении геохимических аномалий. Поисковые работы проводились в 1979–1982 гг., а предварительная и детальная разведка в 1982–1987 гг. В 2006–2007 гг. ЗАО “Артель старателей “Аякс”, “дочка” ирландской компании “Ovoca Gold”, выполнила дополнительную разведку месторождения и утвердила запасы в ГКЗ РФ, которые по категориям А+В+С₁ составили Ag – 939.6 т, С₂ – 660.5 т, забалансовые – 29.5 т; Pb – С₁ – 32.4 тыс. т, С₂ – 32.2 тыс. т, забалансовые – 2.2 тыс. т; Zn – С₁ – 6.3 тыс. т, С₂ – 5.7 тыс. т, забалансовые – 2.5 тыс. т (Кузнецов и др., 2008). Попутная добыча руды при проходке горных выработок на руднике “Гольцовый” началась в 2009 г. В этом же году месторождение приобрело ЗАО “Серебро Магадана” – дочернее предприятие ПАО “Полиметалл” – крупнейшего в России производителя Ag. В 2013 г. на месторождении было добыто 168 тыс. т руды (113 т Ag). К настоящему времени богатые руды месторождения полностью отработаны.

Месторождение Гольцовое представлено Ag–полиметаллическими жилами, залегающими в игнимбритах риолитов. Как и другие серебряные месторождения Дукатского рудного района, оно расположено в осевой части Балыгычано–Сугойского рифтогенного прогиба. Вулканиты здесь слагают узкое ответвление ОЧВП, поперечное к

его основному направлению и ориентированное вдоль прогиба (фиг. 1). По тектоническому положению и геологическому строению Гольцовое обладает большим сходством с эпитермальными месторождениями промежуточно–сульфидизированного типа, которые образуются в обстановке растяжения окраинно–континентальной дуги (Sillitoe, Hedenquist, 2003). Именно в такой тектонической обстановке расположена крупнейшая по запасам серебра в мире провинция Западная Сьерра–Мадре (Мексика), которая включает несколько месторождений мирового класса (Фреснило, Пачука, Гуанохуато, Тайолита) и многочисленные средние и мелкие по масштабу объекты (Albinson et al., 2001). В аналогичных условиях локализованы крупные Ag–Pb–Zn–месторождения Адрасмамно–Канимансурского рудного поля (Сафонов и др., 2000).

По минеральному составу руд (галенит–сфалеритовые жилы, широкое развитие карбоната и Ag–содержащей блеклой руды, очень высокие содержания серебра, отсутствие золота, низкое содержание олова) Гольцовое сходно с Ag–Pb–Zn–жильными месторождениями Западного Верхоянья (Мангазейское, Прогноз и др.), однако существенно отличается от них по геологическому строению (Аникина и др., 2016; Гамянин и др., 1998).

Следует отметить, что в Омсукчанском районе, кроме Гольцового, эксплуатируются Ag–Au–эпитермальные месторождения – Дукат, Лунное, Арылах, Ag–Pb–Zn – Перевальное, Тидит. Они характеризуются устойчивым отношением Ag/Au 500–550, достигая 10000 (Константинов и др., 2003). Разведаны и оценены Sn–месторождения –



Фиг. 2. Геологическое строение Балыгычано–Сугойского прогиба (а) и месторождения Гольцовое (б) (по материалам Дукатской ГРЭ ПГО “Севостгеология”, модифицированы).

(а): 1 – четвертичные отложения; 2–6 – меловая система: 2–3 верхний отдел: 2 – базальты андезиты и их туфы, 3 – риолиты, их туфы и игнимбриты (шороховская свита); 4 – нижний–верхний отделы, андезиты, дациты и их туфы (каховская свита); 5–6 – нижний отдел (омсукчанская серия): 5 – конгломераты, песчаники (зоринская свита), 6 – песчаники, аргиллиты, каменные угли (улинская, айгурская, галимовская свиты); 7 – юрская система: песчаники, алевролиты, известняки, глинистые сланцы; 8 – триасовая система: алевролиты, песчано-глинистые сланцы с прослоями ракушечников, туффигов, туфов андезитов; 9–12 – магматические породы: 9 – позднемеловые биотитовые граниты и лейкограниты (омсукчанский комплекс), 10 – ранне-позднемеловые биотитово-роговообманковые гранодиориты (быстринский комплекс), 11 – позднемеловые диориты, 12 – позднемеловые субвулканические образования (невадиты, андезиты); 13 – ось Балыгычано–Сугойской рифтогенной структуры; 14 – месторождения цветных и благородных металлов; 15 – врезка фиг. 2б.

(б): 1 – четвертичные отложения; 2–3 – герамынская толща: 2 – верхняя пачка: игнимбриты риолитов, 3 – нижняя пачка: риодациты и их туфы; 4 – триасовая система: алевролиты, песчано-глинистые сланцы с прослоями ракушечников, туффигов, туфов андезитов; 5 – позднемеловые силлы и штоки невадитов; 6 – позднемеловой шток риолито-дацитов; 7 – рудные зоны; 8 – тектонические разломы; 9 – зоны катаклазитов; 10 – границы рудных зон.

Ирча (отработано), Невское, Галимовское, Труденское, Джагын, Ag–Au – Приморское, Au–Ag – Роговик, Ag–Pb–Zn – Мечта. Кроме того, известны проявления Cu–Mo-порфировых руд – Порфиоровое и Отхо. Наиболее близко к месторождению Гольцовое расположены рудопроявления Кальян (Sn–W) и Пестрое (W–Mo–As–Bi), пространственно тяготеющие к Пестринскому массиву гранитоидов, а в 5 км к северу – Труденское (Sn–Ag-полиметаллическое) (фиг. 2а).

Геологоразведочные работы на месторождении Гольцовое сопровождались научными исследованиями: вещественный состав руд изучался сотруд-

никами ЦКТЭ ПГО “Севостгеология” (Епифанова, 1994), СВКНИИ ДВО РАН (Пляшкевич, 2002) и ЦНИГРИ (Двуреченская, 2001; Кряжев, Двуреченская, 2001), геохимические особенности Пестринского рудного поля и вмещающих пород месторождения – ИГХ СО РАН (Кравцова и др., 1998; Кравцова, Коркина, 2001), минералого-геохимические индикаторы, геохронология и изотопная геохимия – ВСЕГЕИ (Шатков, 1997; Петров и др., 2006). Краткие сведения по геологии месторождения приведены в монографиях (Шило и др., 1992; Стружков, Константинов, 2005; Кравцова, 2010; Савва, 2018).

В 2015 г. сотрудники СВКНИИ провели полевые работы на месторождении Гольцовое, где была собрана представительная коллекция образцов руд. В 2016–2017 гг. в ИГЕМ РАН и СВКНИИ ДВО РАН выполнены минералого-геохимические исследования руд в рамках проекта РНФ (№ 14-17-00170), а в 2018–2019 гг. – в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН. В 2020 г. в рудах месторождения были изучены концентрации высокотехнологичных металлов в рамках проекта № 13.1902.21.0018 “Фундаментальные проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности и энергетики России” (научный руководитель акад. Н.С. Бортников).

Несмотря на длительную историю изучения месторождения Гольцовое, минералого-геохимические особенности руд, состав минералообразующего флюида и его природа не были исследованы современными аналитическими методами. Модель образования и возраст месторождения до сих пор остаются дискуссионными. Одни исследователи полагают, что рудообразующие растворы и рудные компоненты поступали из мантийного источника (Петров и др., 2006). Другой вариант предусматривает возможность образования Ag-полиметаллической минерализации за счет мобилизации металлов из вмещающих риолитов (Шатков, 1997).

В настоящей работе кратко обобщена геологическая информация, полученная в ходе многолетних исследований, приведены новые данные по минералогии и химическому составу руд, параметрам и составу рудообразующих флюидов, сделаны выводы об условиях формирования месторождения. Отметим, что изучение состава и параметров рудообразующих флюидов с целью установления их природы на протяжении многих десятков лет остается одной из центральных проблем в теории эндогенного рудообразования (Бортников, 2006 и др.). Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки Ag–Pb–Zn-месторождений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ИГЕМ РАН на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов и авторских построений подготовлены разделы “Положение в региональных структурах” и “Геологическое строение месторождения”.

В СВКНИИ ДВО РАН исследован вещественный состав руд (изучены многочисленные аншлифы на микроскопе Axioplan Imaging). Составы рудных минералов определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA Oxford Instruments (аналитик О.Т. Соцкая).

В аналитической лаборатории ИГЕМ РАН концентрации пороодообразующих и отдельных примесных элементов в пробах определены методом рентгенофлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды 2012 г. www.panalytical.com). Анализ выполнен по методике 439-PC HСAM ВИМС, обеспечивающей получение результатов по ОСТ РФ 41-08-205-04 (аналитик А.И. Якушев). Измерение содержаний микроэлементов (ICP-MS) проведено на масс-спектрометре X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Минимальные пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн.%. Содержания Au и Ag в пробах определялись методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220Z (аналитик В.А. Сычкова).

В лаборатории геохимии ИГЕМ РАН проведено изучение индивидуальных флюидных включений с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы Linkam (Англия), установленной на микроскопе Olympus BX51 (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Солевой состав флюида, захваченного во включениях, оценивался по температурам фазовых переходов и превращений, происходивших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и понижается при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивался по результатам измерения температур плавления эвтектики (Борисенко, 1977). Суммарная концентрация солей в двухфазовых флюидных включениях оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы NaCl–H₂O (Bodnar, Vityk, 1994). Оценки концентраций солей, плотностей и давлений флюида проводились с использованием программы FLINCOR (Brown, 1989).

Валовый анализ состава флюидов включений был выполнен из навесок 0.5 г класса $-0.5 + 0.25$ мм мономинеральных фракций кварца в ЦНИГРИ (аналитик – Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Включения в кварце вскрывали термически при 500°C . Методом газовой хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-100) определяли количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Проводилось определение углекислоты, метана и углеводородов. После приготовления водных вытяжек в растворе методом ионной хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-3006, чувствительность 0.01 мг/л) определяли Cl, SO₄ и F,

методом ICP MS (масс-спектрометр Elan-6100) – K, Na, Ca, Mg и другие элементы.

ПОЛОЖЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Ag–Pb–Zn-месторождение Гольцовое приурочено к сочленению Балыгычано-Сугойского прогиба с Охотско-Чукотским вулканическим поясом (ОЧВП). Балыгычано-Сугойский вулканический грабен-прогиб – уникальная геологическая структура, выделенная Р.Б. Умитбаевым (1986) в качестве континентального рифта. Эта поперечная к простиранию ОЧВП линейная структура, шириной до 60 км, вытянута в северо-западном направлении вглубь континента почти на 300 км (фиг. 1).

Металлогеническая специализация магматических формаций района характеризуется широким спектром типов минерализации, включающим месторождения редкоземельных элементов, Ag, Sn, W, Pb, Zn, Au и редких металлов (Савва, 2005).

Балыгычано-Сугойский прогиб контролируется Омсукчанским трансрегиональным глубинным разломом (Умитбаев, 1986) и сложен мощными нижнемеловыми континентальными вулканогенно-осадочными угленосными молассовыми толщами, несогласно перекрытыми верхнемеловыми вулканическими покровами ОЧВП (Геодинамика..., 2006). Общая мощность отложений в прогибе достигает 6 км. В их основании располагаются дислоцированные триасово-юрские терригенные толщи (фиг. 2). С западной стороны прогиб отделен меридиональным глубинным разломом, хорошо выраженным в рельефе и четко фиксируемым по геофизическим и геологическим данным.

Рифтогенная природа прогиба подтверждается контрастностью раннемеловых магматических пород, преимущественно риолит-базальтового состава с резко выраженным ультракалиевым составом кислых представителей, которые выходят на поверхность в виде протяженных поясов (фиг. 2).

По данным глубинной геофизики земная кора под Балыгычано-Сугойским прогибом имеет аномальное строение. Отчетливые сейсмические отражения установлены только в интервале 0–7 км от поверхности, далее следует зона сейсмической “прозрачности” с редкими участками, не связанными между собой, которая прослеживается до мантии с разрывом сплошности границы Мохо не менее чем на 30 км (Структура..., 2007). Такая зона “сейсмической прозрачности” под уникальной по рудоносному потенциалу структурой свидетельствует о переработке материала земной коры в результате корово-мантийного флюидного взаимодействия.

Вдоль западного борта прогиба протягивается Кэнская лавовая полоса, сложенная крупными

трещинными экструзивно-эффузивными комплексами пород кислого состава (Кузнецов, Ливач, 2005). Пермско-мезозойские формации резко погружаются в восточном направлении под молассовые толщи прогиба и вулканогенные породы ОЧВП (фиг. 2а). Омсукчанский глубинный разлом и оперяющие его разрывы контролируют расположение основных рудоносных и магматических зон. Вдоль разлома происходили левосторонние сдвиговые движения, в результате которых образовались зоны растяжения, служившие проводниками минералообразующего флюида.

Металлогеническая специализация магматических формаций района характеризуется широким спектром типов руд и минерализованных зон, включающих месторождения редкоземельных элементов, Ag, Sn, W, Pb, Zn, Au и редких металлов.

Ag–Au и сопровождающие их Sn–Ag- и Ag-полиметаллические месторождения Дукатского рудного района сосредоточены в центральной зоне прогиба, где развиты покровные эффузивные отложения, а гранитные интрузивы обычно скрыты на глубинах 1–2 км (фиг. 2а). Sn- и Mo-минерализованные зоны тяготеют к гранитным интрузивам, обнаженным эрозией или залегающим вблизи дневной поверхности.

Территория располагается в Омсукчанском металлогеническом поясе (Геодинамика..., 2006), где широко развиты эпитермальные Au–Ag-, Ag–Au- и Ag-месторождения раннемелового возраста, а также позднемеловые плутоногенные Sn-, W-, Cu–Mo- и вулканогенно-плутоногенные Au–Te-, Au–Bi-, Sn–Ag-, Ag–Pb–Zn-месторождения. Считается, что Ag–Au-месторождения образовались в два этапа (Серебро..., 1989; Савва, 2005), по данным Rb/Sr изотопного метода – в интервале времени 112–110 и 90–86 млн лет (Котляр и др., 2001). Sn–Ag- и Ag–Pb–Zn-месторождения образовались в узком возрастном диапазоне – 90–86 млн лет (Котляр и др., 2001).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудное поле, в котором находится Гольцовое месторождение, расположено на юго-восточном фланге Верхне-Омчикчанской вулканотектонической депрессии, выполненной вулканическими породами среднего и кислого состава позднемелового возраста. Рудное поле ограничено площадью выходов риолитов. Оно локализовано во внешней экзоконтактной зоне Пестринского гранитоидного интрузива (в 2 км севернее контакта), при приближении к которому наблюдается последовательная смена Ag-полиметаллической на Sn- и W–Mo-минерализацию в виде мелких рудопроявлений (Пляшкевич, 2002; Кравцова и др.,

1998). Депрессия имеет форму эллипса размером 14×30 км, ориентированного длинной осью в субмеридиональном направлении (фиг. 2а). Вулканические породы прорываются субвулканическими штокообразными телами невадитов и интрузивными телами гранитов и гранит-порфиоров.

Месторождение Гольцовое приурочено к сложной построенной зоне тектонического контакта верхнетриасовых терригенно-осадочных и поздне-меловых вулканических пород (фиг. 2б).

Вмещающие породы

В основании разреза залегает мощная толща дислоцированных терригенных отложений Верхоянского комплекса (T_3-J_{2-3}), перекрытая с несогласием вулканитами среднего состава тавадумской свиты (K_2tv), представленной переслаиванием дацитов, андезитов и их туфов мощностью 1130–1200 м (фиг. 2а). Выше без видимого несогласия лежат кислые вулканиты наяханской свиты (K_2nh).

Рудовмещающая толща сложена верхнемеловыми кислыми вулканитами (игнимбритами риолитов) герамрынской толщи (фиг. 2б, 3), которая по литологическим особенностям разделяется на две пачки.

Нижняя пачка характеризуется пестротой окраски, которая обусловлена неравномерной аргиллизацией и гематитизацией отдельных потоков. Мощность пачки по разведочным профилям варьирует от 200 до 350 м. Среди игнимбритов риолитов в основании разреза встречаются непротяженные линзы и маломощные выклинивающиеся и распадающиеся кулисообразно прослой пепловых туфов и туфоалевролитов. Мощность линз и прослоев не превышает 3 м. Игнимбриты риолитов – породы светло-серого, зеленовато-серого, белесого, буровато-серого цвета массивной и псевдофлюидальной текстуры. Структура пород кристаллокластическая псаммитовая.

Верхняя пачка сложена исключительно однородным по составу покровом игнимбритов риолитов темно-серого цвета умеренной и сильной степени сваренности, которые залегают согласно на отложениях нижней пачки. Главным макроскопическим отличием пород верхней пачки от нижней служат более темно-серый цвет и “свежий” облик однородной основной массы.

Игнимбриты риолитов – средне- и крупнопорфировые породы. Количество вкрапленников 30–40%. Основная масса состоит из ксеноморфных зерен кварца 0.03–0.2 мм, калишпата размером 0.05–0.15 мм и обломков стекловатых частиц. Размеры порфировых вкрапленников от 0.5 до 5 мм. Структура породы бластопорфировая, основной массы – микролепидогранобластовая. Отмечается интенсивная серицитизация плагиоклаза, а ар-

гиллизация основной массы распространена неравномерно. Порфировые вкрапленники калишпата аргиллизированы на 5–15% (Кравцова и др., 1998).

Для рудовмещающих пород герамрынской толщи типичен субщелочной уклон и близость кислым вулканитам центральной зоны ОЧВП (Кравцова и др., 1998).

Тектоника

Существенное значение в геологическом строении месторождения имеют широко развитые разрывные нарушения. Рудовмещающие породы разбиты разломами различной ориентировки на ряд блоков. В поле герамрынских вулканитов доминируют разломы северо-восточной ориентировки, северо-западные, меридиональные проявлены незначительно и имеют подчиненное значение.

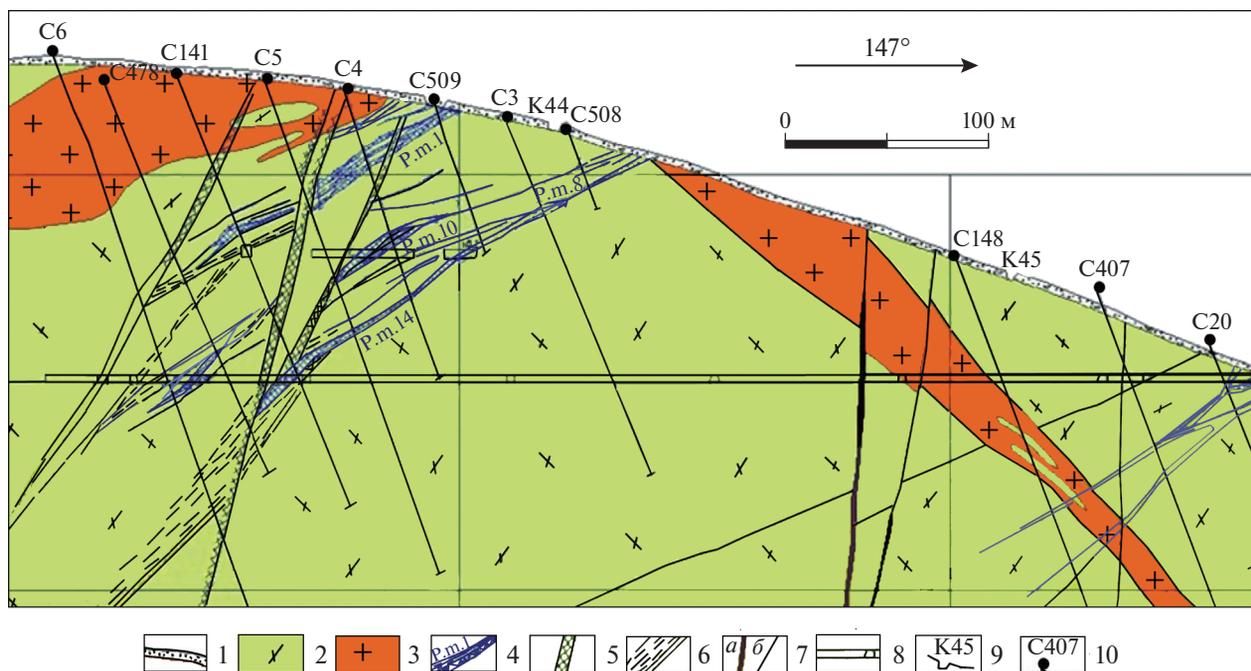
Среди разрывных нарушений основная роль принадлежит Верхнетапскому разлому глубинного заложения субмеридиональной ориентировки. Он представлен серией сместителей в полосе 0.5–1 км, по которым западный блок, сложенный кислыми вулканитами, опущен не менее чем на 1.2 км (Кузнецов и др., 2008). В восточном блоке обнажаются терригенные образования верхнего триаса, прорванные Пестринским лейкогранитным интрузивом.

К Верхнетапскому разлому под острыми углами примыкают круто- и пологопадающие (от 20° до 45°) на северо-запад рудоконтролирующие разрывы (фиг. 3). Они характеризуются кулисообразным и субпараллельным расположением друг к другу, сопряжением близких по ориентировке трещин, отличающихся углами падения (фиг. 4).

Интрузивные породы

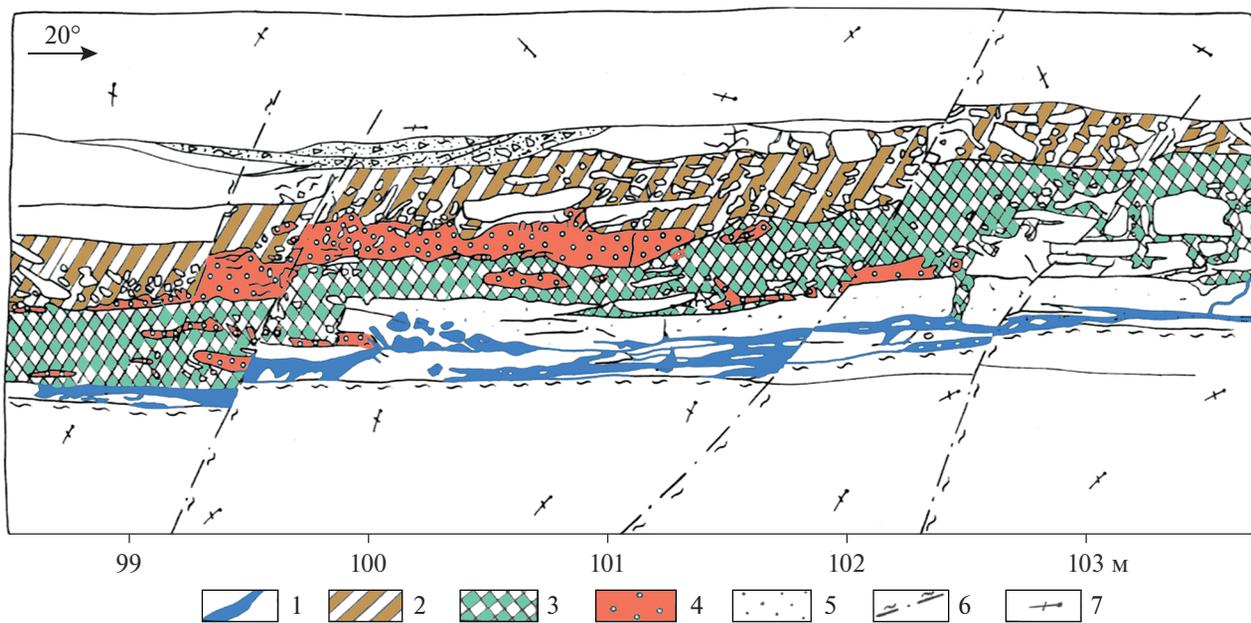
На месторождении наиболее широко распространены субвулканические тела и дайки невадитов. Последние образуют крупную силлообразную залежь, прослеживающуюся через центральную часть месторождения в северо-восточном направлении (фиг. 2б) и полого падающую на северо-запад под углами от 10° до 15° . От этой залежи отходят более мелкие апофизы и крутопадающие дайки различной протяженности.

Структура невадитов порфировая с гранулитовой основной массой, сложенной микрозернистым стекловатым полевошпат-кварцевым агрегатом. Вкрапленники составляют не менее 30–40% объема породы. Представлены они преимущественно кварцем (до 20%), калиевым полевым шпатом (КПШ) (до 40%), плагиоклазом (до 30%), реже биотитом (0–4.3%). Вкрапленники кварца размером от 0.2 до 0.8 см имеют дымчатый цвет и овоидную форму. Вкрапленники КПШ пред-



Фиг. 3. Геологический разрез по профилю 17 месторождения Гольцовое (по материалам Дукатской ГРЭ ПГО “Севост-геология”, модифицирован).

1 – делювиальные отложения; 2 – игнимбриты риолитов и риодациты; 3 – штоки и дайки невадитов; 4 – рудные тела; 5 – зоны брекчирования; 6 – зоны прожилкования; 7 – разломы: *a* – основные, *b* – второстепенные; 8 – подземные горные выработки; 9 – каналы; 10 – колонковые скважины.



Фиг. 4. Зарисовка фрагмента рудного тела 1 (шт. 1, стр. 6, левая стенка, масштаб 1 : 50).

1–3 – минеральные агрегаты: 1 – галенит с Ag-содержащей блеклой рудой и пираргиритом; 2 – сфалерит, кварц, карбонат с пиритом, станнином, халькопиритом; 3 – сфалерит, кварц с халькопиритом и Ag-содержащей блеклой рудой; 4 – окварцевание; 5 – аргиллизация; 6 – тектонические трещины с глиной; 7 – игнимбриты риолитов.

ставлены ортоклазом, чаще в форме розовых табличек со средним размером 1 см. На отдельных участках отмечены микропертитовые вроски альбита. Вкрапленники плагиоклаза (№ 10–18) имеют форму правильных табличек размером 0.2–0.4 мм с характерным полисинтетическим двойникованием. Биотит встречается в ассоциации с ильменитом, магнетитом и лейкоксеном (Кравцова и др., 1998).

Изотопное Ag–Ag и K–Ag датирование риодацитов и игнимбритов, вмещающих Ag-полиметаллическое месторождение Гольцовое, установило поздне меловой возраст (82–86 млн лет) (Петров и др., 2006). Такой же возраст получен для Пестринского и других интрузивных массивов оловоносных гранитоидов Омсукчанского комплекса (Петров и др., 2006)

Метасоматические изменения

Дорудные и околорудные изменения вмещающих пород месторождения Гольцовое были детально изучены ранее (Кравцова и др., 1998).

На месторождении было установлено четыре типа дорудных метасоматических ассоциаций: эпидот-хлоритовый, карбонат-хлоритовый, кварц-альбит-серицит-хлоритовый и кварц-альбит-серицитовый. В них обнаружены рудные минералы: магнетит, реже пирит. Эпидотовые и хлоритовые метасоматиты наблюдаются лишь на флангах месторождения. Более широко они проявлены за пределами рудного поля; эпидотовые метасоматиты тяготеют к выходам гранитных массивов, на удалении они сменяются хлоритовыми.

Околорудные метасоматиты на месторождении образуют широкие внешние зоны слабой аргиллизации, представленные альбит-хлорит-серицит-кварцевыми породами на подрудных и периферических участках, которые сменяются по восстанию рудоносных структур более локальными, но интенсивно измененными аргиллизитами внутренних зон: гидрослюдисто-серицит-ортоклаз-кварцевыми, затем гидрослюдисто-серицит-кварцевыми и гидрослюдисто-кварцевыми породами, вплоть до монокварцевых жил. Околорудные аргиллизиты внутренних зон сложены гидрослюдисто-серицит-ортоклаз-кварцевыми (нижнерудный уровень) и гидрослюдисто-кварцевыми (средне-верхнерудный уровень) ассоциациями.

Рудные тела пространственно тяготеют к аргиллизированным породам, а некоторые минералы аргиллизитов обнаружены в составе руды.

Рудные тела

Основные рудные тела месторождения локализованы в западном блоке Верхнетапского раз-

лома, в кислых игнимбритах (фиг. 2б). Они приурочены к кулисам регионального разлома и опеорящим их трещинам. Прослежено пять круто- и пологозалегающих зон, несущих жильную и прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию (фиг. 2б).

Наибольшее промышленное значение имеет рудная зона I северо-восточного простирания – протяженностью 1.3 км. Падение зоны северо-западное под углом 40°–45°, по падению она прослежена на 200–400 м (фиг. 3). В зонах выявлены редкие столбообразные залежи, образовавшиеся на пересечении разно-ориентированных разломов. Пологопадающие Ag-галенит-сфалеритовые жилы имеют переменную мощность, осложнены зонами прожилкования, апофизами и пережимами, в которых развита вкрапленная минерализация (фиг. 4).

На месторождении выявлено 16 сульфидно-хлорит-кварцевых рудных тел, 13 из которых в рудной зоне I. Они вытянуты на 560 м по простиранию и 100–150 м по падению, мощность – 1–5 м. Распределение Ag и морфология рудных тел – крайне невыдержанные. Средние содержания Ag в рудных телах более 900 г/т; присутствуют (%): Pb – 0.1–3, Zn – 0.1–0.4, Cu – до 0.35, Sb – 0.05–0.7, Sn – до 0.15.

В разрезе рудные тела имеют древовидное строение (фиг. 3), а их мощность и содержание серебра достигают максимума на поверхности, где они в 2–4 раза выше, чем на глубине. Так, на поверхности (высота 1010 м) мощность рудного тела I в среднем – 7–10 м, достигает 25 м, а на горизонте 960 м (штольня 4) она не превышает 2.5 м, на горизонте 900 м (штольня 1) уменьшается до 1 м; далее вниз по разрезу – выклинивается.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

В химическом составе руд месторождения Гольцовое существенную роль играет (в мас. %) SiO₂ (43.63–68.92), присутствуют заметные концентрации CaO (0.10–28.08), Al₂O₃ (3.41–12.74), Fe₂O₃ (4.86–10.04), K₂O (0.43–3.32), а также MnO (0.35–2.17) (табл. 1). Характерны низкие и очень низкие значения Na₂O, TiO₂, P₂O₅ (табл. 1). Содержание S_{общ.} в изученных рудах – высокое (до 3.48%), что не типично для серебряной минерализации Дукацкого рудного района (Савва, 2018). Химический состав изученных образцов практически аналогичен составу малой технологической пробы (МПП №101, 50 кг), отобранной из рудной зоны № 4 (табл. 1). В МПП № 101, кроме того, были установлены содержания (%): S_{сульф.} – 0.89, Cu – 0.067, Pb – 1.57, Zn – 0.44, Sb – 0.003, C_{общ.} – 0.13, Au – 0.08 г/т, Ag – 714 г/т (Шумилова, Костикова, 2015).

Таблица 1. Химический состав руд (в мас. %) месторождения Гольцовое

| № пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe общ. | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S общ. | ППП | Σ |
|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|---------|-------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|-------|-------|
| ГЦ-1/15 | 68.92 | 0.20 | 12.74 | 10.04 | 0.358 | 0.40 | 1.54 | 0.12 | 3.32 | 0.03 | <0.02 | 2.19 | 99.86 |
| ГЦ-2/15 | 43.63 | 0.03 | 3.41 | 5.24 | 2.176 | 0.22 | 28.08 | <0.10 | 0.43 | 0.02 | 0.09 | 15.94 | 99.27 |
| ГЦ-3/15 | 62.43 | 0.15 | 10.03 | 4.86 | 0.670 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 2.42 | 0.03 | 0.99 | 5.88 | 87.92 |
| ГЦ-7/15 | 60.77 | 0.15 | 8.62 | 8.58 | 0.584 | 0.15 | <0.10 | 0.64 | 1.43 | 0.03 | 3.48 | 5.63 | 90.06 |
| ГЦ-4/15 | 60.52 | 0.15 | 9.74 | 7.52 | 1.044 | 0.18 | 0.14 | 0.23 | 2.17 | 0.03 | 0.82 | 7.08 | 89.62 |
| ГЦ-5/15 | 57.46 | 0.14 | 8.35 | 6.94 | 0.520 | 0.19 | 1.33 | 0.14 | 1.28 | 0.02 | 1.35 | 4.21 | 81.93 |
| C _C | 58.95 | 0.14 | 8.81 | 7.20 | 0.89 | 0.25 | 6.25 | 0.26 | 1.84 | 0.027 | 1.35 | 6.82 | 92.78 |
| МПТ № 101 | 67.0 | 0.20 | 11.2 | 5.88 | 0.28 | 0.17 | 0.33 | 0.27 | 3.11 | 0.02 | 0.93 | 3.97 | 93.36 |

Примечание. C_C – среднее содержание; ППП – потери при прокаливании; МПТ № 101 – малая технологическая проба (50 кг), рудная зона № 4 (Шумилова, Костикова, 2015).

Руды обогащены достаточно широким спектром элементов (Ag, Sb, Pb, Cd, As, Zn, Bi, In, W, Sn, Mn, Cu, Li, Tl, Cs) (табл. 2, фиг. 5), по сравнению со средними значениями верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Выполненные исследования показали, что в Ag-полиметаллических рудах промышленный интерес в качестве попутных компонентов могут представлять ряд высокотехнологических металлов: Cd, In, Bi и Ga (табл. 2).

Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (Li, Tl, Cs) до десятков (Mn, Sn, W, Cu), сотен (As, Bi, In, Zn), тысяч (Cd, Pb, Sb) и десятков тысяч (Ag) раз (фиг. 5), что свидетельствует о геохимическом родстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании.

В пробах обогащенных Ag-галенит-кварцевых жил (ГЦ-3/15–5/15, ГЦ-7/15) обнаружены низкие содержания ΣREE (33.34–50.69) и отрицательный тип распределения лантаноидов, Eu/Sm – 0.12–0.23 (табл. 2, фиг. 6). Отрицательные Eu-аномалии в них такие же, как и в кислых вулканических породах Балагычано-Сугойского прогиба ОЧВП (Кравцова, 2010). В рудах (табл. 2, фиг. 6) преобладают легкие “гидрофильные” РЗЭ цериевой группы (Жариков и др., 1999; Минеев, 1974).

В пробе адуляр-кварцевой жилы (ГЦ-1/15), встреченной за пределами рудного тела, выявлены низкие содержания Au (0.86 г/т), при низких фоновых концентрациях Ag (0.19 г/т), высокие, по сравнению с сульфидными рудами, содержания ΣREE (141.05). Установлен отрицательный тип распределения лантаноидов и Eu/Sm – 0.12 (табл. 2, фиг. 6).

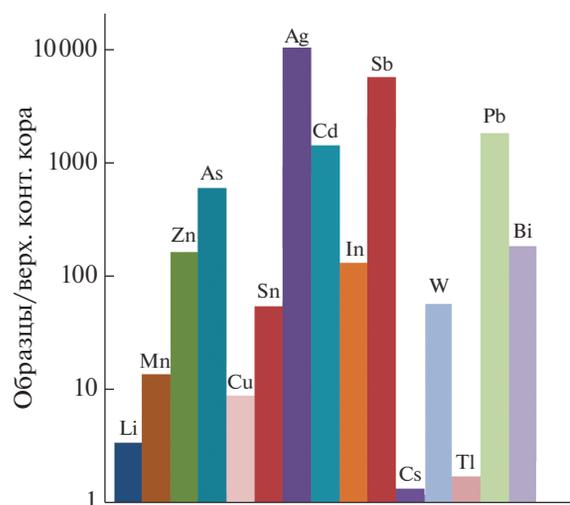
Сходные признаки присущи безрудной сульфидно-карбонат-кварцевой жиле (ГЦ-2/15): в пробе из нее обнаружено низкое содержание Au (0.44 г/т), не определено Ag, выявлены высокие значения ΣREE (141.58) и ΣHREE (46.13), субхондритовое распределение РЗЭ и значение Eu/Sm – 0.38 (фиг. 6, табл. 2).

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

На месторождении Гольцовое развиты массивные, грубополосчатые и пятнистые текстуры руд (фиг. 7а–в).

Массивная текстура широко распространена на месторождении и характерна для уникальных высоко-сереброносных галенитовых жил. Она представлена однородным агрегатом, состоящим из тесно сросшихся крупных кристаллов галенита (фиг. 7а).

Полосчатые текстуры встречаются как в галенитовых, так и в блеклорудно-галенит-сфалеритовых рудах (фиг. 7б) и представляют собой чередование полос, сложенных мелко- и крупнозернистым кварцем, манганосидеритом и агрегатом галенита и сфалерита.



Фиг. 5. Распределение основных микроэлементов в эпитермальных рудах Ag-полиметаллического месторождения Гольцовое (среднее по 6 пробам), нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Таблица 2. Элементный состав (г/т) изученных образцов эпитермальных руд месторождения Гольцовое и других месторождений Дукагского рудного района (средние значения)

| Название | Гольцовое | | | | | | | | | | Дукаг (5) | Лунное (6) | Теплое (10) | Мечта (7) | Невское (6) |
|----------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|----------------|---------|----------|----------|-----------|------------|-------------|-----------|-------------|
| | ГЦ-1/15 | ГЦ-2/15 | ГЦ-3/15 | ГЦ-7/15 | ГЦ-4/15 | ГЦ-5/15 | C _c | ГЦ-1/15 | ГЦ-2/15 | ГЦ-3/15 | | | | | |
| № пробы | 0.86 | 0.44 | <ПО | 0.64 | <ПО | <ПО | 0.34 | 0.1 | 0.34 | 32.1 | 2.37 | 8.62 | 0.46 | 0.53 | |
| Au | 0.19 | <ПО | 464 | 1422 | 437 | 532 | 475.86 | 532 | 475.86 | 13180.00 | 3805.0 | 1478.80 | 532.00 | 108.0 | |
| Ag | 4.9 | 10 | 73 | 4760 | 47 | 553 | 908.05 | 553 | 908.05 | 13.33 | 124.18 | 4.07 | 219065.82 | 116.76 | |
| As | 8.2 | 22 | 545 | 1199 | 456 | 884 | 518.86 | 884 | 518.86 | 42.58 | 38.21 | 6.16 | 3061.12 | 123.96 | |
| Sb | 19 | <ПО | 8.7 | 889 | 425 | 20 | 227.10 | 20 | 227.10 | 1424.00 | 1226.61 | 246.40 | 13443.49 | 8569.53 | |
| Cu | 106 | 2188 | 115522 | 20310 | 26322 | 55703 | 36691.84 | 55703 | 36691.84 | 3479.00 | 1661.37 | 204.77 | 97547.12 | 272.44 | |
| Pb | 234 | 121 | 1513 | 61542 | 5301 | 1740 | 11741.91 | 1740 | 11741.91 | 3183.00 | 63965.90 | 1893.32 | 259806.11 | 35.33 | |
| Zn | 98 | 75 | 26 | 63 | 82 | 67 | 68.38 | 67 | 68.38 | 67.00 | 66.42 | 34.40 | 118.25 | 67.40 | |
| Li | 2.5 | 0.91 | 1.2 | 0.86 | 1.5 | 1.2 | 1.36 | 1.2 | 1.36 | 525.96 | 5.52 | 4.70 | 3.11 | 0.17 | |
| Be | 1.1 | <ПО | <ПО | 0.33 | 3.0 | 2.4 | 1.15 | 2.4 | 1.15 | 0.00 | 0.33 | 3.20 | 3.58 | 7.66 | |
| Sc | 905 | 53 | 801 | 807 | 831 | 625 | 670.09 | 625 | 670.09 | 124.20 | 315.47 | 586.28 | 575.61 | 5391.43 | |
| Ti | 7.6 | 1.4 | 5.1 | 9.9 | 8.0 | 6.6 | 6.42 | 6.6 | 6.42 | 0.81 | 10.12 | 26.73 | 22.33 | 75.70 | |
| V | 4.1 | 3.4 | 1.9 | 5.4 | 6.1 | 3.3 | 4.03 | 3.3 | 4.03 | 6.32 | 16.16 | 50.58 | 0.39 | 30.46 | |
| Cr | 2623 | 15471 | 7531 | 5933 | 11583 | 6426 | 8261.07 | 6426 | 8261.07 | 29268.20 | 42523.02 | 96368.00 | 9605.80 | 175.38 | |
| Mn | 1.6 | 1.3 | 0.49 | 29 | 0.60 | 2.5 | 5.91 | 2.5 | 5.91 | 1.04 | 4.89 | 2.94 | 23.04 | 14.46 | |
| Co | 0.52 | 0.87 | <ПО | 0.23 | <ПО | <ПО | 0.27 | <ПО | 0.27 | 0.11 | 7.20 | 2.65 | 3.73 | 6.80 | |
| Ni | 0.10 | 0.19 | 5.3 | 126 | 4.2 | 9.2 | 24.08 | 9.2 | 24.08 | 0.17 | 0.34 | 5.86 | 5.85 | 916.46 | |
| Bi | 16 | 1.3 | 10 | 8.6 | 10 | 12 | 9.71 | 12 | 9.71 | 15.60 | 8.04 | 4.75 | 18.85 | 7.12 | |
| Ga | <ПО | <ПО | <ПО | 12 | 3.2 | 4.4 | 3.29 | 4.4 | 3.29 | 55.60 | 11.15 | 0.62 | 16.08 | 125.89 | |
| Se | 143 | 18 | 122 | 69 | 117 | 72 | 90.08 | 72 | 90.08 | 62.80 | 36.17 | 23.76 | 96.36 | 8.49 | |
| Rb | 11 | 105 | 2.7 | 2.3 | <0.06 | 3.8 | 20.92 | 3.8 | 20.92 | 4.11 | 89.22 | 160.19 | 31.04 | 35.06 | |
| Sr | 25 | 83 | 11 | 9.0 | 14 | 28 | 28.52 | 28 | 28.52 | 6.16 | 2.99 | 9.54 | 33.74 | 7.85 | |
| Y | 64 | 4.2 | 52 | 41 | 48 | 41 | 41.57 | 41 | 41.57 | 11.32 | 10.64 | 15.59 | 78.87 | 133.60 | |
| Zr | 7.3 | 0.069 | 5.8 | 4.5 | 5.3 | 3.8 | 4.48 | 3.8 | 4.48 | 0.69 | 0.35 | 0.63 | 7.45 | 6.96 | |
| Nb | 1.4 | 2.3 | 1.7 | 1.3 | 1.5 | 1.3 | 1.58 | 1.3 | 1.58 | 0.09 | 0.54 | 4.56 | 10.24 | 2.54 | |
| Mo | | | | | | | | | | | | | | | |

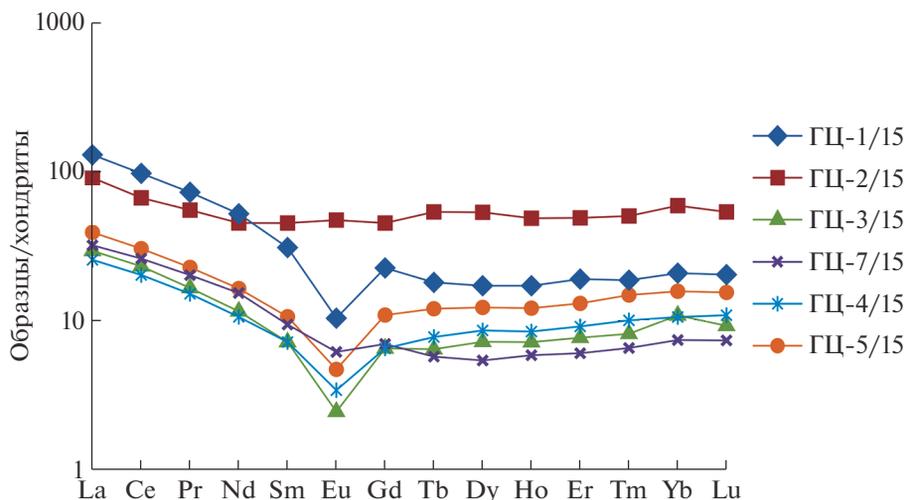
Таблица 2. Продолжение

| Название | Гольцовое | | | | | | | | | | Дугак (5) | Лунное (6) | Теплое (10) | Мечта (7) | Невское (6) | |
|----------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|----------------|--------|--------|--------|-----------|------------|-------------|-----------|-------------|--|
| | ГЦ-1/15 | ГЦ-2/15 | ГЦ-3/15 | ГЦ-7/15 | ГЦ-4/15 | ГЦ-5/15 | C _c | | | | | | | | | |
| № пробы | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cd | 1.38 | 0.95 | 51 | 665 | 109 | 23 | 141.67 | 12.06 | 357.15 | 17.04 | 879.97 | 1.03 | | | | |
| In | 0.27 | 3.5 | 0.26 | 34 | 1.2 | 0.83 | 6.66 | 0.00 | 8.11 | 0.35 | 9.37 | 0.94 | | | | |
| Sn | 3.8 | 0.79 | 2.4 | 91 | 0.61 | 1223 | 219.00 | 0.00 | 96.17 | 0.00 | 183.75 | 18948.14 | | | | |
| Te | <ПО | <ПО | <ПО | 0.094 | 0.037 | 0.087 | 0.04 | 0.02 | 0.64 | 3.34 | 0.27 | 1.30 | | | | |
| Cs | 10.0 | 1.6 | 5.9 | 3.7 | 6.2 | 3.3 | 5.11 | 3.14 | 2.41 | 1.68 | 9.31 | 0.89 | | | | |
| Ba | 132 | 29 | 82 | 56 | 62 | 135 | 82.63 | 160.60 | 159.09 | 186.26 | 175.98 | 43.93 | | | | |
| La | 30 | 21 | 6.9 | 7.5 | 5.9 | 9.1 | 13.42 | 2.89 | 2.27 | 3.95 | 17.69 | 31.08 | | | | |
| Ce | 59 | 40 | 14 | 16 | 12 | 19 | 26.64 | 6.59 | 4.74 | 7.82 | 39.05 | 70.68 | | | | |
| Pr | 6.6 | 5.0 | 1.5 | 1.9 | 1.4 | 2.1 | 3.09 | 0.82 | 0.58 | 1.11 | 4.93 | 9.08 | | | | |
| Nd | 23 | 20 | 5.3 | 6.9 | 4.8 | 7.6 | 11.25 | 3.44 | 2.40 | 5.08 | 20.55 | 36.62 | | | | |
| Sm | 4.6 | 6.6 | 1.1 | 1.4 | 1.1 | 1.6 | 2.70 | 0.85 | 0.59 | 1.10 | 5.27 | 6.97 | | | | |
| Eu | 0.53 | 2.5 | 0.13 | 0.32 | 0.18 | 0.25 | 0.65 | 0.11 | 0.45 | 0.30 | 0.65 | 4.86 | | | | |
| Gd | 4.4 | 8.9 | 1.3 | 1.4 | 1.3 | 2.1 | 3.24 | 0.89 | 0.56 | 1.35 | 5.04 | 4.07 | | | | |
| Tb | 0.65 | 1.9 | 0.23 | 0.20 | 0.28 | 0.43 | 0.62 | 0.15 | 0.08 | 0.20 | 0.91 | 0.42 | | | | |
| Dy | 4.2 | 13.0 | 1.8 | 1.3 | 2.1 | 3.0 | 4.22 | 1.04 | 0.51 | 1.34 | 5.65 | 1.43 | | | | |
| Ho | 0.93 | 2.6 | 0.39 | 0.32 | 0.46 | 0.65 | 0.90 | 0.20 | 0.10 | 0.27 | 1.16 | 0.29 | | | | |
| Er | 3.0 | 7.8 | 1.2 | 1.0 | 1.4 | 2.1 | 2.75 | 0.62 | 0.24 | 0.85 | 3.54 | 0.90 | | | | |
| Tm | 0.46 | 1.22 | 0.20 | 0.16 | 0.25 | 0.36 | 0.44 | 0.08 | 0.03 | 0.11 | 0.53 | 0.18 | | | | |
| Yb | 3.3 | 9.4 | 1.7 | 1.2 | 1.7 | 2.5 | 3.30 | 0.61 | 0.23 | 0.79 | 3.59 | 1.30 | | | | |
| Lu | 0.50 | 1.32 | 0.23 | 0.18 | 0.26 | 0.37 | 0.48 | 0.07 | 0.03 | 0.10 | 0.53 | 0.24 | | | | |
| Hf | 2.5 | 0.15 | 1.9 | 1.4 | 1.7 | 1.4 | 1.51 | 0.31 | 0.22 | 0.35 | 2.55 | 3.31 | | | | |
| Ta | 0.79 | <ПО | 0.56 | 0.41 | 0.55 | 0.41 | 0.45 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.58 | 0.29 | | | | |
| W | 37 | 23 | 42 | 570 | 11 | 4.9 | 114.59 | 0.20 | 0.23 | 20.15 | 4.26 | 1816.96 | | | | |
| Tl | 1.9 | 0.18 | 1.9 | 1.0 | 1.6 | 1.3 | 1.31 | 1.22 | 1.24 | 0.30 | 2.84 | 0.17 | | | | |
| Th | 19 | 1.8 | 16 | 12 | 15 | 12 | 12.46 | 1.14 | 0.49 | 0.73 | 6.43 | 7.95 | | | | |

Таблица 2. Окончание

| Название | Гольцовое | | | | | | | | | | Дугаг (5) | Лунное (6) | Теплое (10) | Мечта (7) | Невское (6) |
|----------------------------------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|----------------|--------|--------|--------|-----------|------------|-------------|-----------|-------------|
| | ГЦ-1/15 | ГЦ-2/15 | ГЦ-3/15 | ГЦ-7/15 | ГЦ-4/15 | ГЦ-5/15 | С _с | | | | | | | | |
| № пробы | 5.3 | 3.6 | 2.7 | 2.7 | 4.4 | 3.2 | 3.66 | 0.47 | 0.34 | 0.47 | 0.47 | 0.34 | 0.47 | 5.56 | 2.29 |
| ΣREE | 141.05 | 141.58 | 36.01 | 39.42 | 33.34 | 50.69 | 73.68 | 18.355 | 12.805 | 24.369 | 109.110 | 12.805 | 24.369 | 109.110 | 168.112 |
| ΣLREE | 123.57 | 95.45 | 28.91 | 33.71 | 25.62 | 39.21 | 57.74 | 14.703 | 11.026 | 19.355 | 88.144 | 11.026 | 19.355 | 88.144 | 159.289 |
| ΣHREE | 17.48 | 46.13 | 7.10 | 5.70 | 7.72 | 11.48 | 15.94 | 3.652 | 1.779 | 5.014 | 20.966 | 1.779 | 5.014 | 20.966 | 8.823 |
| ΣLREE/ ΣHREE | 7.07 | 2.07 | 4.07 | 5.90 | 3.31 | 3.41 | 4.30 | 3.128 | 6.390 | 6.863 | 5.555 | 6.390 | 6.863 | 5.555 | 16.711 |
| Rb/Sr | 12.523 | 0.171 | 45.463 | 30.291 | 0.00 | 19.088 | 17.92 | 12.779 | 0.542 | 0.110 | 2.288 | 0.542 | 0.110 | 2.288 | 0.278 |
| Sr/Ba | 0.086 | 3.676 | 0.033 | 0.041 | 0.00 | 0.028 | 0.64 | 0.044 | 0.296 | 2.837 | 0.252 | 0.296 | 2.837 | 0.252 | 1.024 |
| Y/Ho | 27.198 | 31.663 | 28.487 | 28.381 | 31.513 | 43.010 | 31.71 | 90.221 | 33.661 | 45.895 | 29.063 | 33.661 | 45.895 | 29.063 | 27.144 |
| La _N /Yb _N | 6.123 | 1.524 | 2.696 | 4.254 | 2.414 | 2.491 | 3.25 | 2.019 | 5.874 | 7.598 | 5.475 | 5.874 | 7.598 | 5.475 | 15.720 |
| La _N /Sm _N | 4.101 | 2.007 | 4.076 | 3.372 | 3.528 | 3.658 | 3.45 | 1.578 | 2.245 | 8.332 | 2.198 | 2.245 | 8.332 | 2.198 | 2.628 |
| Gd _N /Yb _N | 1.073 | 0.766 | 0.616 | 0.939 | 0.621 | 0.687 | 0.78 | 0.385 | 1.952 | 1.876 | 1.555 | 1.952 | 1.876 | 1.555 | 2.563 |
| Te/Se | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.008 | 0.012 | 0.020 | 0.01 | 0.000 | 0.267 | 4.245 | 0.034 | 0.267 | 4.245 | 0.034 | 0.019 |
| Co/Ni | 3.071 | 1.546 | 0.00 | 127.324 | 0.00 | 0.00 | 21.99 | 0.082 | 0.298 | 1.767 | 2.347 | 0.298 | 1.767 | 2.347 | 2.153 |
| U/Th | 0.281 | 2.067 | 0.172 | 0.226 | 0.303 | 0.268 | 0.55 | 0.135 | 1.061 | 1.797 | 8.655 | 1.061 | 1.797 | 8.655 | 0.318 |
| Au/Ag | 4.631 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.002 | 0.001 | 0.006 | 0.000 | 0.001 | 0.006 | 0.000 | 0.001 |
| Eu/Eu* | 0.494 | 1.000 | 0.466 | 0.826 | 0.564 | 0.533 | 0.64 | 0.527 | 3.162 | 0.948 | 0.690 | 3.162 | 0.948 | 0.690 | 2.330 |
| Ce/Ce* | 1.013 | 0.891 | 1.040 | 1.072 | 1.050 | 1.042 | 1.01 | 1.061 | 0.829 | 0.783 | 1.002 | 0.829 | 0.783 | 1.002 | 1.118 |
| Eu/Sm | 0.117 | 0.379 | 0.125 | 0.235 | 0.171 | 0.161 | 0.2 | 0.291 | 1.658 | 0.364 | 0.200 | 1.658 | 0.364 | 0.200 | 0.719 |
| ΣCe | 118.475 | 86.401 | 27.717 | 32.011 | 24.389 | 37.405 | 54.40 | 13.748 | 9.990 | 17.959 | 82.218 | 9.990 | 17.959 | 82.218 | 147.452 |
| ΣY | 15.289 | 35.472 | 4.899 | 4.923 | 5.335 | 7.993 | 12.32 | 3.236 | 2.280 | 4.559 | 18.699 | 2.280 | 4.559 | 18.699 | 18.044 |
| ΣSc | 7.288 | 19.714 | 3.399 | 2.490 | 3.624 | 5.299 | 6.97 | 1.371 | 0.535 | 1.851 | 8.193 | 0.535 | 1.851 | 8.193 | 2.616 |

Примечание. Метод плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS), лаборатория ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова). Золото в пробах определяли методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220 Z (аналитик В.А. Сычкова); С_с – среднее содержание; ПО – предел обнаружения. Eu/Eu* = Eu_N/(Sm_N(Tb_NEu_N)^{1/2})^{1/2}; Ce/Ce* = Ce_N/((2La_N + Sm_N)/3); REE – P3Э; LREE – легкие P3Э; HREE – тяжелые P3Э. В скобках – количество проб.



Фиг. 6. Распределение P3Э, нормированных по хондритам (McDonough, Sun, 1995): в эпitherмальных рудах Ag-полиметаллического месторождения Гольцовое. Номера проб соответствуют № проб в табл. 1, 2.

Пятнистые текстуры обусловлены развитием жильных минералов (кварца, карбоната, манганосидерита) и сульфидов в виде неправильных пятен и линзочек размером от долей см до 1.5 см (фиг. 7в).

Гипергенные руды месторождения Гольцовое характеризуются большим разнообразием текстур (Двуреченская, 2001). Широко развиты: каркасные, кавернозные, пористые, землистые, брекчиевидные и петельчатые текстуры. На фотографии (фиг. 7г) показана петельчатая текстура сильно окисленной сульфидной руды, которая характеризуется сеткой из тонких белых прожилков госларит-церусситового агрегата. Гипергенные минералы отличаются колломорфными, концентрически-зональными, каемчатыми и корковыми, а также коррозионными колломорфно-метаколлоидными структурами.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Руды месторождения Гольцовое характеризуются высоким содержанием сульфидов (на долю рудных минералов приходится от 10 до 30% объема жильной массы) и имеют сложный минеральный состав (фиг. 8). В настоящее время в рудах установлено около 80 гипогенных и гипергенных минералов (табл. 3).

Главные первичные рудные минералы — галенит, сфалерит и блеклая руда. Второстепенные — халькопирит, арсенопирит, пирит и некоторые сульфоантимониты Ag и Pb. Редкие — станин, касситерит и др. (см. табл. 3). Главные нерудные минералы — кварц и манганосидерит, малораспространенные — кальцит, серицит, хлорит, каолинит, калиевый полевой шпат и др. Вторичные минералы, образовавшиеся в процессе гиперген-

ного окисления руд, — главным образом, акантит, ковеллин, гетит, пиролюзит, псиломелан, плюмбо- и аргентоярозит, церуссит, англезит, окисные минералы Cu, Sb и Ag и др. (табл. 3).

Ниже, в порядке распространенности, описаны некоторые жильные и рудные минералы месторождения.

Жильно-метасоматические минералы

Кварц молочно-белого цвета образует мелкозернистые и халцедоновидные агрегаты, прожилки и жилы мощностью до 10 см, в которых сростается с серицитом, карбонатами и сульфидами (фиг. 7в), а также маломощные линзочки совместно с галенитом. Выделения кварца в большинстве случаев приурочены к центральным частям рудных жил.

Серицит наблюдался в виде мелких чешуек в сростании с кварцем и рутилом.

Хлорит обнаружен в виде пластинчатых агрегатов размером до 1.5 мм (по оптическим свойствам определен как прохлорит) и ассоциирует с кварцем. Хлорит интенсивно развивается во вмещающих породах вблизи зальбандов жил.

Карбонат преимущественно представлен *манганосидеритом*, который окрашен в бурые тона, а в зоне окисления по нему развивается черный пиролюзит. Предположительно манганосидерит отлагается раньше кварца и встречается в призальбандовых частях кварцевых жил. Поздние карбонаты — *кальцит* белого цвета, реже — *анкерит* отлагаются в пустотах кварца совместно с сульфидоантимонитами свинца.



Фиг. 7. Текстуры руд месторождения Гольцовое.

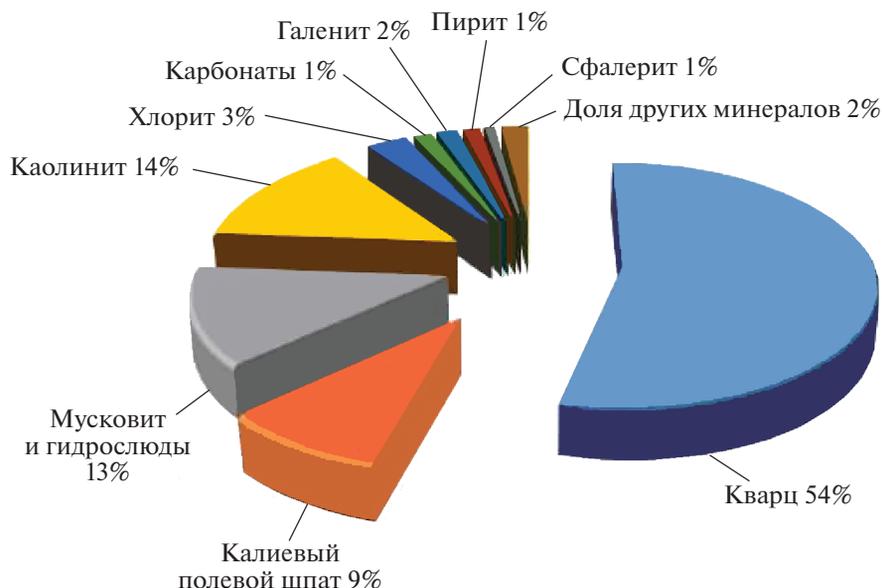
а – массивная текстура галенитовой жилы (рудная зона 3, геологический музей “Магаданнедра”); б – полосчатая текстура кварц-сульфидной жилы; в – пятнистая текстура кварц-сульфидной жилы; г – петельчатая текстура сильно окисленной сульфидной руды (госларит-церусситовый агрегат (белое) по трещинам в галените (темно-серое)). Шт. 1, штр. 6, 101 м.

Рудные минералы

Галенит образует массивные (сливные) агрегаты размером до $20 \times 10 \times 10$ см со средне-крупнокристаллическими структурами (фиг. 7а), а также прожилки, линзы, гнезда и мелкую вкрапленность. Также встречаются струйчатые текстуры смятия, свидетельствующие о динамометаморфизме при внутрирудных подвижках.

Галенит образует сростания со сфалеритом, Ag-содержащей блеклой рудой, халькопиритом,

арсенопиритом, кварцем и манганосидеритом, а также содержит крупные (250–400 мкм) включения этих минералов (фиг. 9а, в–д) и микровключения (до 100 мкм) акантита и сульфоантимонитов Ag (преимущественно пираргирита, в меньшей степени стефанита и полибазита и др.). Обычно мелкие выделения сульфосолей Ag располагаются между зернами галенита или вдоль его спайности, образуя прерывистые цепочки, а иногда и беспорядочно, нередко вкрапленники сгущаются в направлении к более крупным агрегатам.



Фиг. 8. Минеральный состав технологической пробы МТП № 101, рудное тело № 4, месторождение Гольцовое (Шутилова, Костикова, 2018).

Галенит – главный рудный минерал на месторождении и основной “концентратор серебра”: кроме собственных включений серебряных фаз может содержать до 3.5 мас.% Ag (Радченко, Ваулин, 2007 г.¹).

Сфалерит – второй по распространенности после галенита рудный минерал. Как и галенит, он слагает массивные агрегаты размером $7 \times 4 \times 5$ см, но также образует и мелкую (1–2 мм) вкрапленность в аргиллизированных игнимбритах риолитов или встречается в ассоциации с наиболее ранними минералами (кварцем, манганосидеритом, пиритом). Сфалерит имеет темно-бурую окраску. Он обнаружен в сростаниях с галенитом, арсенопиритом и халькопиритом и/или содержит включения галенита, аргентотетраэдрита, акантита, пираргирита, а также редкую эмульсионную вкрапленность халькопирита (фиг. 9а, в, ж). Встречены пересечения агрегатов сфалерита прожилками арсенопирита (фиг. 9е). Преобладает сфалерит с содержанием 15.4–20.8 мол. % FeS (табл. 4, ан. 1–4).

Халькопирит встречается в рудах повсеместно, но в меньших количествах, чем галенит и сфалерит. Он сростается с ними и с Ag-содержащей блеклой рудой (фиг. 9в, г), а также образует самостоятельные интерстициальные выделения в кварце.

Пирит – малораспространенный в рудах минерал; слагает идиоморфные кристаллы кубического габитуса размером 0.3–0.7 мм, нередко корродируемые галенитом и сфалеритом, что свиде-

тельствует о более ранней кристаллизации пирита относительно галенита и сфалерита (фиг. 9а).

Арсенопирит образует ромбовидные кристаллы в сростаниях с галенитом и сфалеритом (фиг. 9д, ж) или отлагается позже, образуя секущие более ранние сульфиды прожилки размером 1–3 мм (фиг. 9е). В агрегатах арсенопирита отмечаются включения самородного висмута (фиг. 9ж, з), касситерита и канфильдита размером 0.01–0.2 мм. Арсенопирит пересекается прожилками и просечками станнина (фиг. 9б). Впервые обнаружен арсенопирит с высоким содержанием Sb до 6.20 мас. % (табл. 4, ан. 12–14).

Самородный висмут, выявленный впервые в данном исследовании, присутствует в арсенопирите в виде включений размером до 50 мкм (фиг. 9ж, з). По результатам РСМА этих включений установлено присутствие Bi 97.2–98.3, Fe 1.6–2.4 и As 0.16–0.45 мас. %. Вероятно, Fe и As были захвачены из арсенопирита.

Серебросодержащие минералы

Из серебросодержащих минералов наиболее распространены аргентотетраэдрит-(Fe) $(Ag_6(Cu_4Fe_2)Sb_4S_{13})$ и пираргирит (Ag_3SbS_3) . Также встречаются сульфиды Ag (акантит – Ag_2S), сульфоантимониты Ag (миаргирит – $AgSbS_2$, полибазит – $(Ag,Cu)_{16}(Sb,As)_2S_{11}$, стефанит – Ag_5SbS_4) и Ag–Pb (овихиит – $Ag_{3+x}Pb_{10-2x}Sb_{11+x}S_{28}$ ($-0.13 < x < 0.20$), фрейслебенит – $AgPbSbS_3$, рамдорит – $Pb_{5.9}Fe_{0.1}Mn_{0.1}In_{0.1}Cd_{0.2}Ag_{2.8}Sb_{10.8}S_{24}$, диафорит – $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$) и сульфостанаты Ag (канфильдит –

¹ Отчет в ФБГУ “Росгеолфонд”.

Таблица 3. Распространенность минералов в рудах месторождения Гольцовое

| | Гипогенные минералы | | Гипергенные минералы (по Двуреченской, 2001) |
|----------------|--|---|--|
| | рудные | нерудные | |
| Главные | Галенит, сфалерит, *аргентотетраэдрит-(Fe) | Кварц, манганосидерит | *Акантит, ковеллин, гетит, пирролизит, псиломелан, плюмбо- и *аргентоярозит, яро- зит, церрусит, англезит, госла- рит, ганнингит |
| Второстепенные | Халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит, пирротин, *пираргирит, *миаргирит, бурнонит, браунит, буланжерит, | Кальцит, серицит, гидролюда, каолинит, хлорит, анкерит | *Макинстриит, халькозин, малахит, розентит, купросидеротил, халькантит, брошантит, ссомольнокит, бойлеит, каолинит, сепиолит, гипс, полианит |
| Редкие | Станнин, <i>касситерит</i> , халькозин, гематит, рутил, магнетит, *канфиль- дит, *акантит, *самородное золото, *самородное серебро, *овихиит, *полибазит, *стефанит, *рамдорит, *фрейслебенит, *диафорит, само- родные <i>Bi</i> и <i>Sb</i> | Барит, родохрозит, эпидот, калиевый полевой шпат | Азурит, гринокит, халькофанит, манганит, вудрафтит, ферригидрит, смитсонит, лепидокрокит, *самородное серебро, скородит |

Примечание. Таблица составлена с использованием данных Епифановой (1994), Двуреченской (2001), М.С. Сахаровой в книге (Шило и др., 1992). Курсивом обозначены минералы, установленные другими авторами. Серебросодержащие минералы отмечены *.

Ag_8Sn_6). В незначительном количестве в рудах развито самородное серебро. Минералы Ag, главным образом в виде эмульсионной вкрапленности или зерен неправильной формы, связаны с галенитом, в меньшей степени со сфалеритом. Количество минералов Ag от общего объема руды составляет от 0.03 до 0.15%.

Блеклая руда является главным гипогенным минералом Ag и широко развита в рудах месторождения Гольцовое. Она сростается с галенитом и сфалеритом (фиг. 9г, 10а–в). В кварц-галенитовых прожилках блеклая руда встречается в виде линзовидных скоплений мощностью до 3–5 см и длиной от первых см до 15–20 см. В крупных агрегатах блеклой руды постоянно наблюдаются просечки халькопирита.

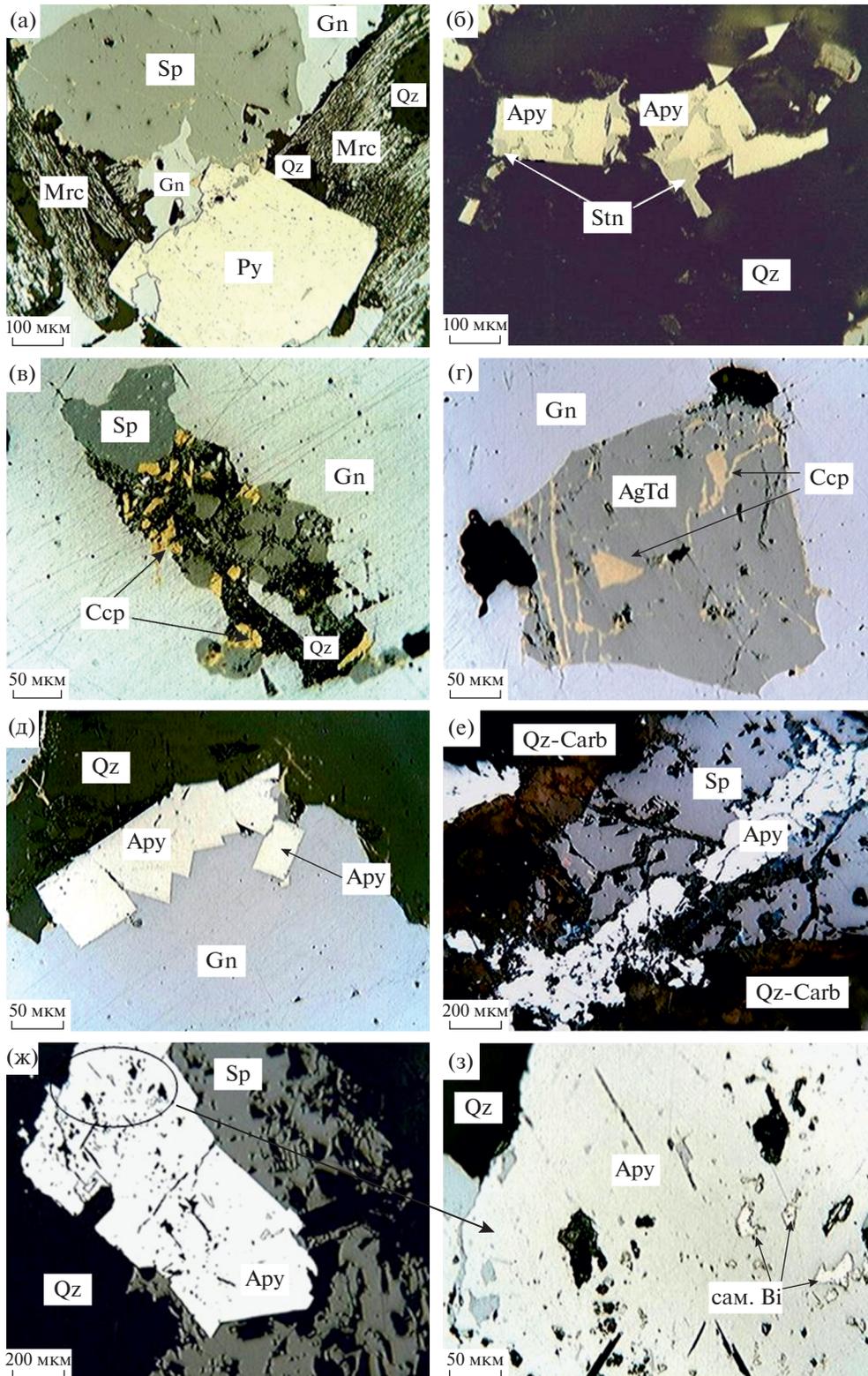
По данным РСМА установлено, что состав блеклой руды месторождения незначительно изменяется (в мас. %): Cu 18.2–21.0, Ag 23.5–28.0, Fe 4.8–5.4, Zn 1.1–1.5, Sb 26.0–26.3, As < 0.1, S 21.4–22.7; обобщенная эмпирическая формула $(Cu_{5.4-6.1}Ag_{4.0-4.9})_{\Sigma(10.0-10.3)}(Fe_{1.6-1.8}Zn_{0.3-0.4})_{\Sigma(2.0-2.2)}(Sb_{3.9-4.0}As_{0-0.03})_{\Sigma(3.9-4.0)}S_{12.6-12.9}$; соотношения Ag/(Ag + Cu) 0.40–0.48, Fe/(Fe + Zn) 0.80–0.84 и Sb/(Sb + As) 0.99–1.00 (табл. 4, ан. 5–11).

В ранних работах блеклая руда по химическому составу была отнесена к фрейбергиту (Шило и др., 1992). Однако в соответствии с новой номенкла-

турой тетраэдритовой группы, утвержденной Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной Минералогической Ассоциации (IMA-CNMNC) (Biagioni et al., 2020), блеклая руда Гольцового месторождения по содержанию серебра относится к фрейбергитовой серии и представлена *аргентотетраэдритом-(Fe)* (табл. 4, ан. 5–11; фиг. 11). Корреляции между содержаниями Fe и Ag не наблюдается (фиг. 11а).

Пираргирит, главным образом, рассеян в виде микровключений (0.05–0.1 мм) в галените (фиг. 10г–ж). Кроме того, встречаются редкие интерстициальные выделения до 0.3 мм в сфалерите совместно с Ag-содержащей блеклой рудой (фиг. 10а–в).

Сульфоантимониты Ag – *миаргирит*, *стефанит*, *полибазит*, *канфильдит* – встречаются значительно реже пираргирита в виде мелких (0.01–0.1 мм) включений в галените и сфалерите. Результаты РСМА *полибазита* (в мас. %): Ag 72.1, Cu 2.4, Sb 10.4, As 0.1 и S 14.3. Минерал плохо рассчитывается на стехиометрическую формулу: $(Ag_{15.65}Cu_{0.88})_{\Sigma 16.53}(Sb_{2.00}As_{0.03})_{\Sigma 2.03}S_{10.44}$, что, вероятно, связано с погрешностями РСМА из-за мелкого размера проанализированных зерен.



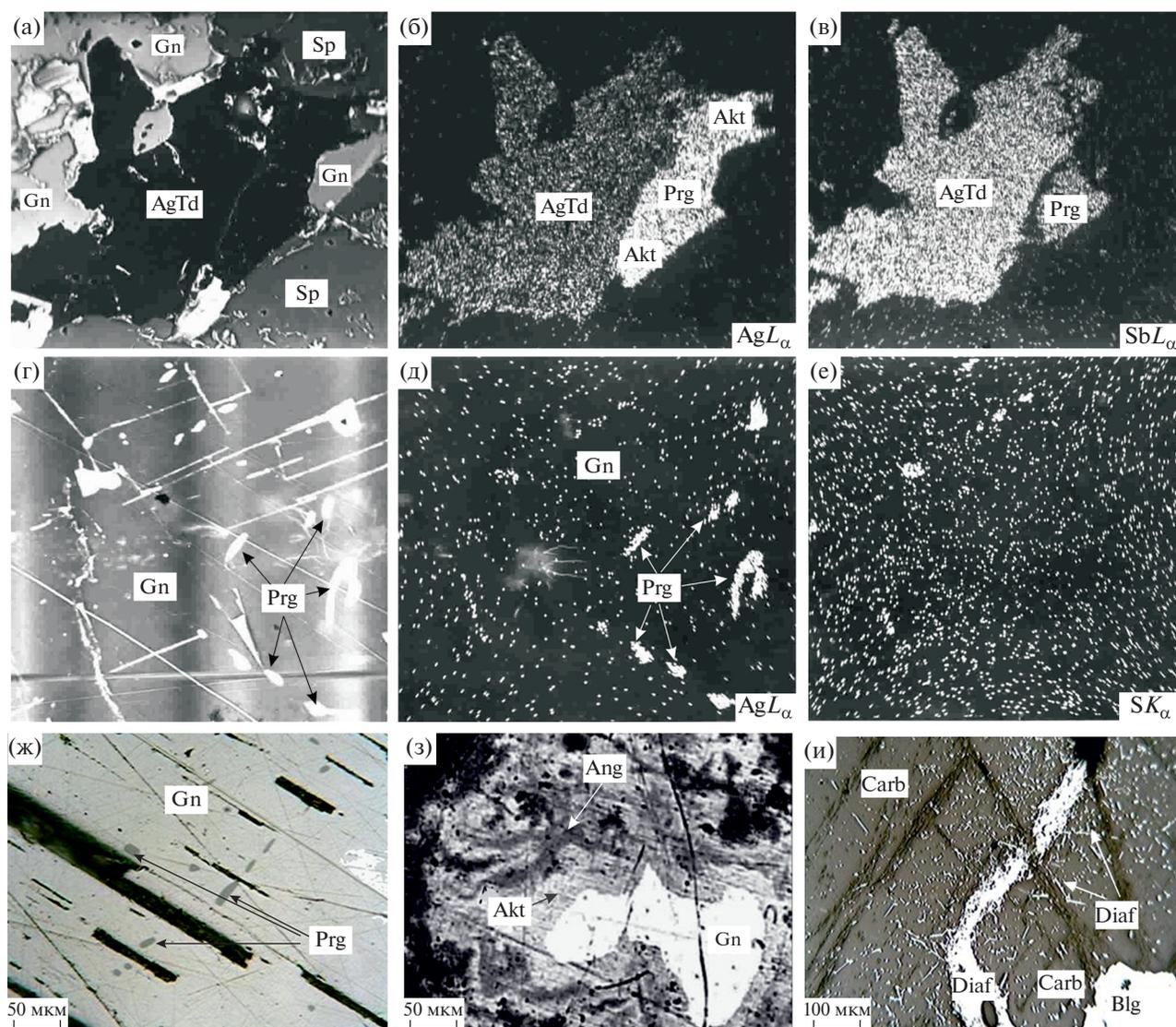
Фиг. 9. Срастания главных рудных минералов на месторождении Гольцовое.

а – срастание пирита (Py), сфалерита (Sp), марказита (Mrc), галенита (Gn) и кварца (Qz). Галенит корродирует сфалерит, пирит и марказит и развивается в интерстициях между их зернами; б – станнин (Stn) цементирует и сечет прожилками зерн арсенопирита (Apy) в кварце; в – в галените включение катаклазированного агрегата, состоящего из зерен сфалерита, халькопирита (Ccp) и кварца; г – в галените включение аргентотетраэдрита-(Fe) (AgTd) с просечками халькопирита; д – цепочка идиоморфных зерен арсенопирита развивается по контакту агрегатов галенита и кварца; е – прожилок арсенопирита пересекает крупное выделение сфалерита; ж – срастания сфалерита и арсенопирита с ровными взаимными границами; з – увеличенный фрагмент фиг. 9ж. Арсенопирит содержит ксеноморфные включения самородного висмута (сам. Bi).

Таблица 4. РСМА-анализы некоторых рудных минералов месторождения Гольцовое

| № п/п | Минерал | Ag | Cu | Zn | Fe | Pb | Sb | As | S | Сумма | Формула |
|-------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|---|
| 1 | | | 54.90 | 12.00 | | | | | 33.70 | 100.60 | $(Zn_{0,80}Fe_{0,20})\Sigma_{1,00}S_{1,00}$ |
| 2 | Sp | | 54.10 | 12.20 | | | | | 33.70 | 100.00 | $(Zn_{0,79}Fe_{0,21})\Sigma_{1,00}S_{1,01}$ |
| 3 | | | 57.10 | 9.00 | | | | | 33.90 | 100.00 | $(Zn_{0,84}Fe_{0,15})\Sigma_{0,99}S_{1,01}$ |
| 4 | Sp ^{AgTl-(Fe)} | | 55.37 | 11.07 | | | | | 33.77 | 100.20 | $(Zn_{0,81}Fe_{0,19})\Sigma_{1,00}S_{1,00}$ |
| 5 | | 24.20 | 20.70 | 1.10 | 5.10 | | 26.30 | | 22.60 | 100.00 | $(Ag_{4,12}Cu_{5,98})\Sigma_{10,10}(Fe_{1,68}Zn_{0,31})\Sigma_{1,99}Sb_{3,97}S_{12,95}$ |
| 6 | | 24.40 | 21.00 | 1.40 | 4.80 | | 26.30 | 0.10 | 22.20 | 100.20 | $(Ag_{4,17}Cu_{6,09})\Sigma_{10,26}(Fe_{1,58}Zn_{0,40})\Sigma_{1,98}(Sb_{3,98}As_{0,03})\Sigma_{4,01}S_{12,76}$ |
| 7 | AgTl-(Fe) | 23.50 | 20.80 | 1.50 | 5.40 | | 26.00 | | 22.70 | 99.90 | $(Ag_{3,98}Cu_{5,98})\Sigma_{9,97}(Fe_{1,77}Zn_{0,42})\Sigma_{2,19}Sb_{3,90}S_{12,94}$ |
| 8 | | 28.00 | 18.20 | 1.40 | 4.90 | | 26.10 | | 21.40 | 100.00 | $(Ag_{4,90}Cu_{5,40})\Sigma_{10,30}(Fe_{1,66}Zn_{0,40})\Sigma_{2,06}Sb_{4,05}S_{12,59}$ |
| 9 | | 24.30 | 20.80 | 1.40 | 5.10 | | 26.10 | | 22.40 | 100.10 | $(Ag_{4,14}Cu_{6,01})\Sigma_{10,15}(Fe_{1,68}Zn_{0,39})\Sigma_{2,07}Sb_{3,94}S_{12,84}$ |
| 10 | | 23.90 | 21.00 | 1.30 | 5.30 | | 26.10 | | 22.40 | 100.00 | $(Ag_{4,07}Cu_{6,07})\Sigma_{10,13}(Fe_{1,74}Zn_{0,37})\Sigma_{2,11}Sb_{3,94}S_{12,83}$ |
| 11 | AgTl-(Fe) ^{Sp} | 24.72 | 20.42 | 1.35 | 5.10 | | 26.15 | 0.10 | 22.28 | 100.02 | $(Ag_{4,23}Cu_{5,93})\Sigma_{10,16}(Fe_{1,68}Zn_{0,38})\Sigma_{2,06}Sb_{3,96}S_{12,82}$ |
| 12 | | | | | 33.90 | | 6.20 | 41.10 | 18.80 | 100.00 | $Fe_{1,02}(As_{50,92}Sb_{0,09})\Sigma_{1,01}S_{0,98}$ |
| 13 | Ару | | | | 34.00 | | 6.20 | 40.50 | 19.40 | 100.10 | $Fe_{1,01}(As_{50,90}Sb_{0,09})\Sigma_{0,99}S_{1,01}$ |
| 14 | | | | | 34.00 | | 1.90 | 43.90 | 20.20 | 100.00 | $Fe_{0,99}(As_{50,96}Sb_{0,03})\Sigma_{0,99}S_{1,03}$ |
| 15 | | | | | | 53.40 | 26.50 | 0.52 | 19.00 | 99.68 | $Pb_{4,78}(Sb_{4,01}As_{0,13})\Sigma_{4,14}(S_{10,99}Se_{0,06})\Sigma_{11,05}$ |
| 16 | Blg | | 0.15 | | | 54.40 | 25.40 | 0.31 | 18.60 | 98.86 | $Pb_{4,96}(Sb_{3,94}As_{0,08})\Sigma_{4,02}S_{10,97}$ |
| 17 | | | | | | 54.70 | 26.10 | 0.97 | 18.60 | 100.66 | $Pb_{4,91}(Sb_{3,99}As_{0,24})\Sigma_{4,23}(S_{10,79}Se_{0,07})\Sigma_{10,86}$ |

Примечание. Анализ минералов выполнен на Qemscan с приставкой Quantaх, аналитик О.Т. Соцкая СВКНИИ ДВО РАН, г. Маглан. Обозначения минералов: Sp – сфалерит, AgTl-(Fe) – аргентотетраэдриг-(Fe), Ару – арсенопирит, Blg – буланжерит, Sp^{AgTl} и AgTl-(Fe)^{Sp} – анализы сосуществующих сфалерита и аргентотетраэдриг-(Fe). Концентрации элементов в некоторых анализах приведены к 100%. В анализах 15 и 17 содержание Se 0.26 и 0.29 мас. % соответственно. Формула блеклой руды рассчитана на 29 атомов. Баланс валентностей для представленных анализов блеклой руды находится в интервале 100.3–105.4%.



Фиг. 10. Основные серебросодержащие минералы месторождения Гольцовое.

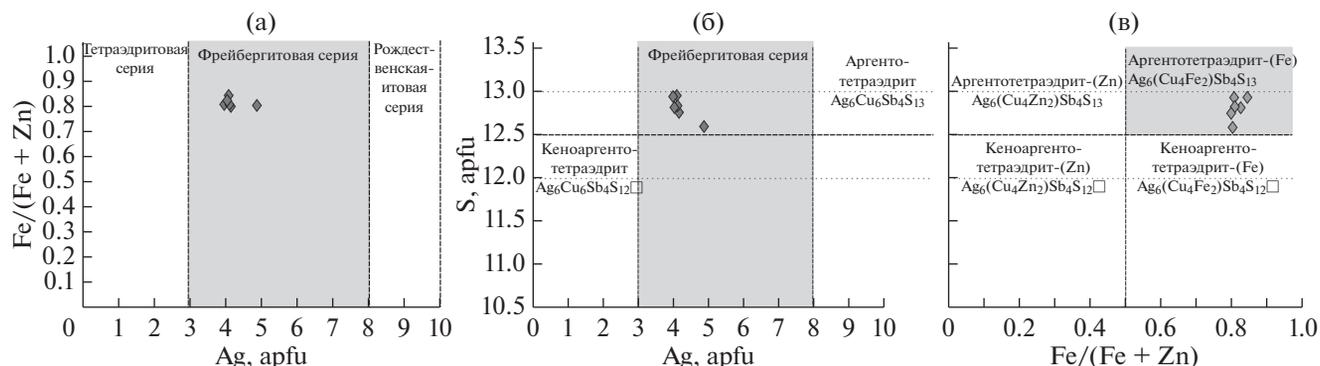
а–в – сростание аргентотетраэдрита-(Fe) (AgTd), пираргирита (Prg) и акантита (Akt) в интерстициях между зернами сфалерита (Sp) и галенита (Gn). Увел. 270. Канавка 118, 270 м; г–е – вкрапленность пираргирита (Prg) в галените. Увел. 400. Канавка 49; ж – мелкие включения пираргирита в галените; з – гипергенные оболочки на галените, состоящие из англезита (Ang) (темно-серый) и акантита (Akt) (светло-серая кайма вокруг галенита); и – выделения сульфоантимонитов Pb и Ag–Pb: диафорита (Diaf) и буланжерита (Blg) в карбонате (Carb). Изображения: в поглощенных электронах (а, г), в рентгеновском излучении AgL_{α} (б, д), SbL_{α} (в) и SK_{α} (е), в отраженном свете (ж–и).

Самородное серебро и самородное золото имеют ограниченное развитие, встречаются в виде единичных выделений.

Из сульфоантимонитов Pb и Ag–Pb в рудах преобладает буланжерит, реже встречаются фрейслебенит, диафорит, рамдорит и др. Они отмечаются в позднем (белом) карбонате. Их выделения приурочены к центральным частям жил и имеют характерный игольчатый и длинно-призматический габитус, также встречаются в виде гнезд (фиг. 10и). Результаты РСМА буланжерита пересчитываются

на формулу $Pb_{4.8-4.9}(Sb_{3.9-4.0}As_{0.1-0.2})_{\Sigma(4.0-4.2)}(S_{10.8-11.0}Se_{0.1})_{\Sigma(10.9-11.1)}$ (табл. 4, ан. 15–17), близкую к стехиометрической формуле $Pb_5Sb_4S_{11}$.

По гипогенным минералам установлена зональность, которая выражается в том, что на верхних горизонтах преимущественно развиты почти мономинеральные агрегаты галенита с незначительной долей жильных минералов (до 20%), представленных отдельными кристаллами кварца и микропрожилками манганосидерита в массе галенита, а ниже по разрезу появляется сфалерит, и



Фиг. 11. Вариации состава блеклой руды Гольцового месторождения.

а – соотношение $Fe/(Fe + Zn)$ и содержания Ag в формульных коэффициентах (apfu) в блеклой руде. б, в – соотношение содержаний S с Ag (б) и с $Fe/(Fe + Zn)$ (в). Пунктирными линиями показаны границы между минеральными видами и сериями из (Biagioni et al., 2020).

встречаются редкие зерна кварца. С глубиной соотношение галенита и сфалерита выравнивается, а затем изменяется в пользу последнего; увеличивается и доля манганосидерита. На нижних горизонтах руды сложены в основном сфалеритом и манганосидеритом. Здесь также в заметных количествах присутствуют арсенопирит и пирротин, есть пирит, халькопирит и буланжерит, отмечаются оловосодержащие минералы. Серебряная минерализация с глубиной качественно не изменяется: Ag -содержащая блеклая руда и сульфосоли Ag – сквозные серебряные минералы, изменяется только частота их встречаемости. Основное их количество сосредоточено на верхних горизонтах, где преобладает галенит, ниже по разрезу содержание Ag падает.

Гипергенные минералы

Детальное изучение минералогии гипергенных минералов проводилось С.С. Двуреченской (2001). Среди серебросодержащих минералов гипергенного происхождения основная роль принадлежит акантиту (Ag_2S), встречаются также аргентоярозит ($AgFe_3^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$), макинстриит ($Ag_{5-x}Cu_{3+x}S_4$, $x \approx 0-0.28$) и самородное серебро (табл. 3).

Акантит образует периферические каемки толщиной 0.01–0.1 мм вокруг галенита совместно с англезитом, церусситом и гетитом (фиг. 10б, з).

Самородное серебро образует ветвящиеся прожилки и мелкие включения в гетите, а также тонкие пленки на плюмбоарозите.

Церуссит и *англезит* в основном замещают галенит по плоскостям спайности и окаймляют края галенита тонкими пленками (фиг. 10з).

Ковеллин и *халькозин* наблюдаются в виде оторочек по краям зерен или тонких прожилков в галените.

Ярозит, *аргенто-* и *плюмбоарозит* встречаются повсеместно, образуя рыхлые землистые агрегаты, смеси друг с другом и гетитом. Минералы характеризуются очень высоким содержанием Ag .

С.С. Двуреченской (2001) установлено, что по мере удаления от дневной поверхности степень окисления руд на первых 30–50 м, как правило, резко падает (с 60–80 до 30–40%), а сплошное окисление рудных образований переходит в выборочное замещение гипергенными минералами отдельных сульфидных агрегатов и носит пятнистый характер. Зона окисления на месторождении Гольцовое прослеживается на всю глубину оруденения, имеет ярко выраженный линейный характер и приурочена к тектонически ослабленным зонам – рудным телам.

Основная часть руд относится к категории слабо и умеренно окисленных (Радченко, Ваулин, 2007). Первичные руды встречаются преимущественно в “слепых” рудных телах и на отдельных участках основных рудных тел. Наиболее сильно окисленные руды развиты вблизи дневной поверхности. В окисленных рудах преобладают сульфаты Zn, Pb, Fe, Ca, Ba (до 55%), в меньшей степени – оксиды Fe, Mn и Zn (до 30%). В незначительном количестве – карбонаты Zn, Pb, Cu, Ca – 10%, глины – 3%, сульфиды и самородные элементы (Cu, Ag) – 2%. Степень окисления руд по месторождению варьирует от 10 до 80%; средняя степень окисленности руд оценивается в 40.3%.

Гипергенные минералы вносят большой вклад в сереброносность руд. Атомно-абсорбционным анализом установлены высокие концентрации Ag в гипергенных минералах (табл. 5). Содержания Ag в гетите до 8500 г/т, ярозите – до 850 г/т, англезите – 1500 г/т, церуссите – 1600 г/т. Вероятно, связано с очень тонкими включениями в них самородного серебра и акантита. Оксиды Mn и глины оказались плохими сорбентами Ag . Золото в гипергенных минералах присутствует в незначи-

тельных количествах, на пределе чувствительности анализа (табл. 5).

Температура и фугитивность серы при образовании сфалерит-блеклорудных парагенезисов

Данные РСМА-анализов сосуществующих сфалерита и блеклой руды были использованы для расчета температур по сфалерит-блеклорудному геотермометру (Sack, Loucks, 1985 и др.), который основан на распределении Fe и Zn между сосуществующими блеклой рудой и сфалеритом и изменении состава в изоморфной серии тетраэдрит-теннантита. Используя данные о температурах кристаллизации сосуществующих сфалерита и блеклой руды и содержаниях FeS в сфалерите, ассоциирующем с сульфидами железа, по уравнению (Lusk, Calder, 2004) была определена фугитивность серы на основании того, что FeS в сфалерите, который ассоциирует с сульфидами железа, является функцией температуры, давления и активности серы (Barton, Toulmin, 1966 и др.).

Для сосуществующих сфалерита, содержащего 11.07 мас. % Fe или 18.9 мол. % FeS, и аргентотетраэдрита-(Fe) с соотношениями Fe/(Fe + Zn) 0.82 и Ag/(Ag + Cu) 0.42 (табл. 4, ан.4 и 11 соответственно) месторождения Гольцовое получена температура их совместной кристаллизации, равная $247 \pm 20^\circ\text{C}$ и фугитивность серы – $10^{-12.9}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Среди пригодных для микротермометрических исследований флюидных включений, в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987), были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина или приуроченные к зонам роста. Вторичными считались включения, локализованные в секущих минерал-хозяин трещинах. Первично-вторичные флюидные включения выявлены в трещинах, не достигающих внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению они аналогичны первичным включениям.

Флюидные включения по фазовому составу относятся к одному типу (фиг. 12а, б): двухфазовые газо-жидкие включения водно-солевых растворов. Для термо- и криометрических исследований выбирались прежде всего флюидные включения, равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца и отнесенные нами к первичным включениям. Однако по первично-вторичным и вторичным включениям также были получены параметры фазовых переходов, аналогичные данным по первичным включениям.

Таблица 5. Содержание Au и Ag в гипергенных минералах

| Минералы | Содержание, г/т | |
|----------------|-----------------|------|
| | Au | Ag |
| Гетит | 1.32 | 8500 |
| Ярозит | 0.45 | 850 |
| Псиломелан | 0.74 | 50 |
| Ганнингит | 0.6 | 200 |
| Бойлеит | 0.5 | 980 |
| Госларит | 0.5 | 800 |
| Англезит | 1.13 | 1500 |
| Церуссит | 0.9 | 1600 |
| Гипс | 0.4 | 9.0 |
| Купросидеротил | 0.3 | 20.0 |
| Каолинит | 0.06 | 32.5 |

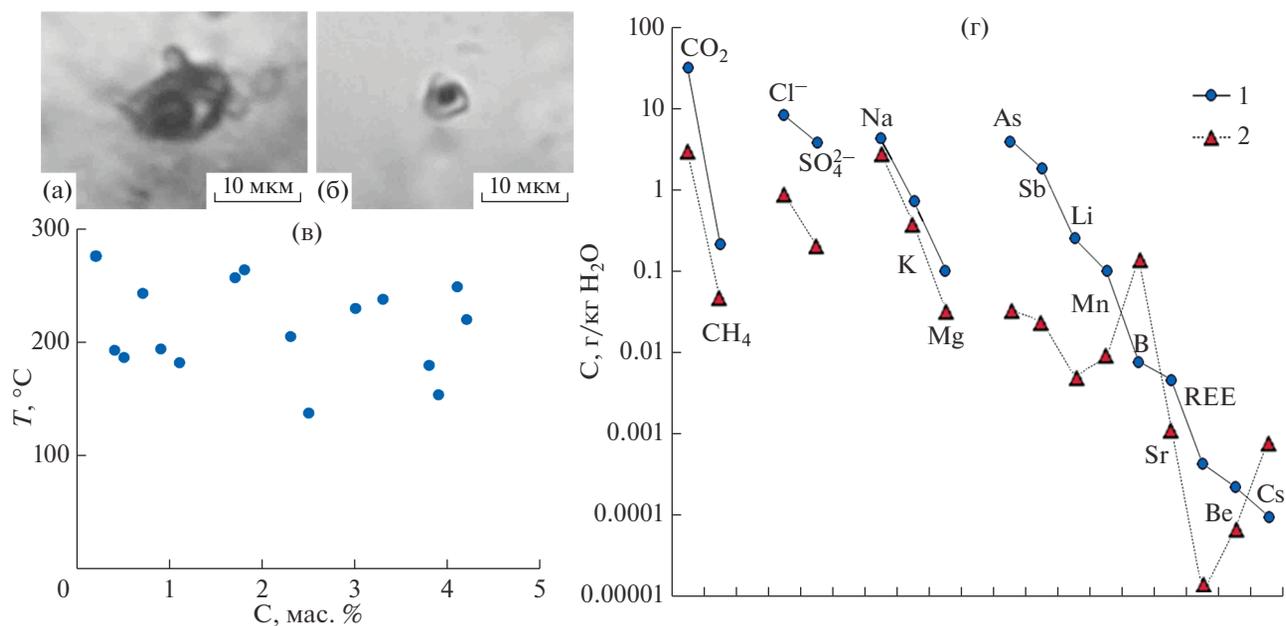
Примечание. Атомно-абсорбционный анализ, ЦНИГРИ.

Данные термо- и криометрических исследований более 70 индивидуальных флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Гольцовое приведены в табл. 6 и на фиг. 12в.

Рудообразующий флюид содержал хлориды Na, Mg и K. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений (от -30 до -33°C). Двухфазовые газо-жидкие флюидные включения в кварце гомогенизируются в жидкость при температурах от 276 до 138°C , концентрация солей изменяется от 0.2 до 4.2 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида составляет $0.74-0.95$ г/см³.

Валовый химический состав флюидов из флюидных включений в кварце приведен на диаграмме (фиг. 12г). Во флюиде среди катионов главную роль играют (г/кг H₂O): Na (4.3) и K (0.75), а Mg (0.11) находится в подчиненном количестве. Установлены заметные количества таких компонентов, как (г/кг H₂O): Cl (8.1), SO₄²⁻ (3.9), CO₂ (31.7) и CH₄ (0.22). Кроме того, в составе флюида выявлены микрокомпоненты (мг/кг H₂O): As (4071), Li (253.75), B (7.73), Cs (0.1), Sr (4.74), Sb (1862), Zn (205.1), Mn (99.5), V (0.74), Au (0.34), Tl (0.52) и REE (0.43). Основные показатели состава флюида: CO₂/CH₄ = 142, Na/K = 5.7. Соленость флюида, оцененная по валовому методу, составляет 1.8 мас. %, что хорошо согласуется с микротермометрическими данными.

Состав минералообразующего флюида месторождения Гольцовое близок к составу флюидов месторождения Дукат (фиг. 12г), хотя в последнем обнаружен более широкий спектр микроэлементов.



Фиг. 12. Результаты изучения флюидных включений в рудном кварце месторождения Гольцовое.

а, б – микрофотографии первичных двухфазовых флюидных включений; в – диаграмма “температура–концентрация солей” для минералообразующих флюидов; г – сравнение химических составов минералообразующего флюида месторождений Гольцовое (1) и Дукаат (2). Состав флюида месторождения Дукаат взят из работ (Берман и др., 1993; Константинов и др., 1998).

ОБСУЖДЕНИЕ

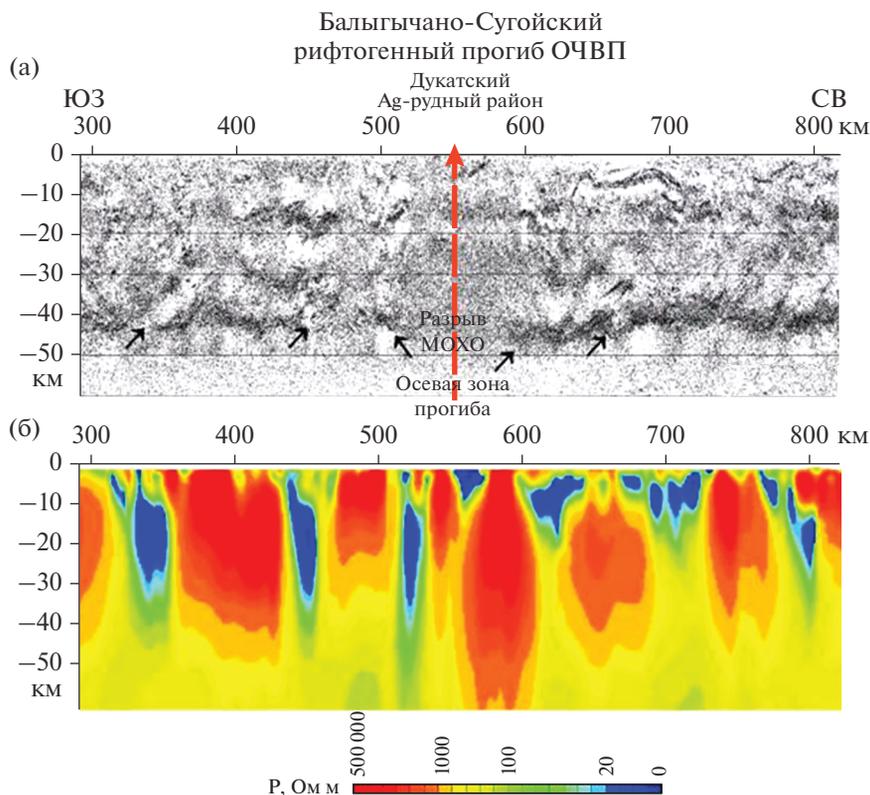
Гольцовое вызывает значительный интерес, так как представляет собой достаточно крупное и богатое Ag–Pb–Zn-месторождение в Дукаатском сереборудном районе и в ОЧВП в целом. Одна

из характерных особенностей месторождения – кулисообразное развитие на верхних горизонтах галенитовых жил и прожилков с высокими содержаниями Ag, местами достигающими 3000 г/т и более, и практически полным отсутствием Au.

Таблица 6. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце месторождения Гольцовое (обр. Гольцовое-3)

| Тип включений | <i>n</i> | $T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$ | $T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$ | <i>C</i> , мас. %-экв. NaCl | <i>d</i> , г/см ³ |
|---------------|----------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| 1 П | 8 | 276 | -33 | -0.1 | 0.2 | 0.74 |
| 1 П | 7 | 264 | -31 | -1.1 | 1.8 | 0.79 |
| 1 П | 6 | 257 | -31 | -1.0 | 1.7 | 0.80 |
| 1 П | 2 | 249 | -30 | -2.5 | 4.1 | 0.84 |
| 1 П | 2 | 243 | -31 | -0.4 | 0.7 | 0.81 |
| 1 П | 5 | 238 | -30 | -2.0 | 3.3 | 0.84 |
| 1 П | 3 | 230 | -31 | -1.8 | 3.0 | 0.85 |
| 1 П-В | 7 | 220 | -31 | -2.6 | 4.2 | 0.88 |
| 1 П-В | 4 | 205 | -31 | -1.4 | 2.3 | 0.88 |
| 1 П-В | 5 | 194 | -30 | -0.6 | 0.9 | 0.90 |
| 1 П-В | 4 | 193 | -30 | -0.2 | 0.3 | 0.88 |
| 1 П-В | 3 | 187 | -30 | -0.3 | 0.5 | 0.89 |
| 1 П-В | 3 | 182 | -30 | -0.7 | 1.1 | 0.90 |
| 1 П-В | 3 | 180 | -30 | -2.3 | 3.8 | 0.92 |
| 1 В | 6 | 154 | -30 | -2.4 | 3.9 | 0.94 |
| 1 В | 6 | 138 | -31 | -1.5 | 2.5 | 0.95 |

Примечание. Тип флюидных включений: П – первичные, П-В – первично-вторичные, В – вторичные; 1 – двухфазовые газозо-жидкие включения.



Фиг. 13. Сейсмический (а) и геоэлектрический (б) разрезы отрезка геофизического профиля 2-ДВ (Структура..., 2007) в районе Балыгычано-Сургойского рифтогенного прогиба.

Минералы олова появляются в рудах на глубоких горизонтах месторождения. Редкие кварц-адуляровые слабо золотоносные и серебрносные жилы и прожилки выявлены за пределами рудных тел. Следует также отметить высокую степень окисления руд Гольцового по сравнению с другими месторождениями района.

С одной стороны, руды Гольцового обладают сходством с кварц-полиметаллическими жилами, достаточно широко представленными в рудных зонах Ag–Au-эпитермальных месторождений Дукатского района (суперкрупного – Дукат, крупного – Лунное и среднего – Арылах), с другой стороны – с Ag–Pb–Zn-минерализацией оловорудных месторождений (Шатков, 1997; Пляшкевич, 2002; Стружков, Константинов, 2005).

Тектоническое положение и источники металлов

Как уже отмечалось выше, на фрагменте опорного геофизического профиля 2-ДВ (фиг. 13) видно, что земная кора под Балыгычано-Сугойским рифтогенным прогибом имеет аномальное строение. Отчетливые сейсмические отражения установлены только в интервале 0–7 км от поверхности, далее следует зона сейсмической “прозрачности” с редкими группами площадок, не увязывающимися

друг с другом. То есть в этой зоне нет четких отражений в земной коре, а главное, граница М, представленная в других частях профиля высокоамплитудным отражением, в этом блоке вовсе не прослежена (размыта). Такая зона “прозрачности” распространена до мантии с разрывом сплошности границы М не менее чем на 30 км, учитывая ориентировку профиля (Структура..., 2007).

Наличие таких участков “сейсмической прозрачности” под уникальной по рудоносному потенциалу структурой предполагает переработку материала земной коры в результате корово-мантийного флюидного взаимодействия. Следовательно, в рифтогенных зонах происходит подъем нагретого мантийного материала, проникающего вглубь коры. Все указанные факторы создают своеобразный металлогенический облик подобных территорий. Именно эти глубинные очаги вулканизма служили поставщиками Cd, Ag, Mn и активно влияли на рассеивание полиметаллических (Fe–Cu–Pb–Zn) залежей, предположительно сформировавшихся в континентальном рифте, за счет диффузии мантийного вещества по типу “черных курильщиков” (Савва, 2005). Диффузия приводит также к насыщенности тонко рассеянными рудными минералами вулканических пород в зоне рифта, впервые выявленными Л.Г. Филимоновой



Осевая зона рифтогенного прогиба
каньон руч. Трог

Фиг. 14. Особенности рельефа, способствующие развитию зоны окисления в районе месторождения Гольцовое (фотография Н.Е. Саввы).

(2002) при изучении подобной вкрапленности рудных минералов в вулканогенных породах Дукацкого рудного поля. Пространственное положение высококремнистых риолитов в Омсукчанском рифте указывает на его осевой тип (Ярмолюк, Коваленко, 1991).

Таким образом, положение месторождения Гольцовое в осевой зоне континентального рифта способствовало активному накоплению Ag в ходе рудообразования. Помимо Ag, его руды обогащены типичными рифтогенными элементами – Cd и Mn (Гирдлер и др., 1981).

Особенности рельефа и зона окисления

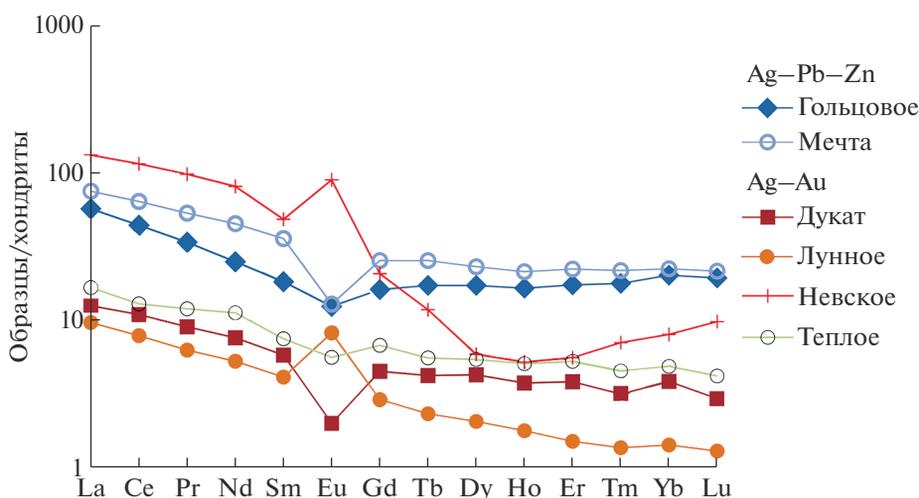
Не менее важным фактором высоких содержания Ag в рудах месторождения Гольцовое можно считать интенсивно развитую зону окисления, приводящую к вторичному обогащению руд серебром. Зона прослеживается на всю глубину оруденения и имеет ярко выраженный линейный характер. Степень окисления руд варьирует от 10 до 80%, в среднем – 40.3% (Двуреченская, 2001). В гипергенных минералах установлены очень высокие содержания Ag: гетит – 8500 г/т, ярозит – 850 г/т, англезит – 1500 г/т, церуссит – 1600 г/т (табл. 5).

Развитие мощной зоны окисления связано с особенностью рельефа в осевой зоне Балыгычано-Сугойского рифта. Долины ручья Тап и его притока Трог представляют собой каньоны, в бортах которых наблюдается высокая трещиноватость и обохренность пород (фиг. 14), связанная с тектонически ослабленными зонами и более всего подверженная процессам выветривания.

Геохимические особенности руд

В результате сравнительного анализа геохимических данных по рудам месторождения Гольцовое с другими месторождениями Дукацкого района были выявлены сходные черты: широкий спектр основных элементов-индикаторов W и Bi; высокие значения Y/No; очень низкое Au/Ag; отрицательные Eu- и положительные Ce-аномалии, близкие по конфигурации спектры распределения РЗЭ (фиг. 15). В последних преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы (Жариков и др., 1999; Минеев, 1974). Аналогичный состав РЗЭ характерен и для вмещающих вулканитов Омсукчанского района (Кравцова, 2010).

Отличительные геохимические особенности руд Гольцового: меньшее количество SiO₂ и большее – CaO (см. табл. 1), высокие содержания



Фиг. 15. Распределение P3Э в рудах Ag–Pb–Zn- и Ag–Au-эпитермальных месторождений Дукацкого рудного района.

$S_{\text{общ.}}$, Pb, Zn, Sn, W, повышенные Cu и Bi, очень низкие Au; низкие значения отношений Sr/Ba, Te/Se, U/Th и высокие значения – Rb/Sr, Co/Ni (см. табл. 2). Последние свидетельствуют об участии в рудообразовании магматического флюида (Волков и др., 2018).

Выполненные исследования показали, что в рудах месторождения Гольцовое в качестве попутных компонентов промышленный интерес может представлять ряд высокотехнологичных металлов: Cd, In и Bi (см. табл. 2, фиг. 5).

Особенности минерального состава руд

Руды месторождения Гольцовое характеризуются следующими минералогическими особенностями: высокой сульфидностью и сложным составом; доля рудных минералов составляет 10–30% от объема жилы; из нерудных минералов, кроме кварца, широко развит манганосидерит; самородное серебро редко встречается; галенит – главный рудный минерал и основной концентратор минералов Ag; главными минералами Ag являются блеклая руда (гипергенный) и акантит (гипогенный). Наиболее высокое содержание Ag приходится на гипергенные минералы.

Для Ag-содержащих минералов эпитермальных месторождений в большинстве случаев характерна нестехиометричность по составу, так как их кристаллизация происходит в резкоградиентных условиях и часто в состоянии вынужденного равновесия (мелкие включения в более крупных выделениях рудных минералов). Опыт работы на 60 серебрянорудных и золото-серебряных вулканогенных месторождениях Северо-Востока России (Савва, 2018) показал, что природные минералы серебра почти всегда не соответствуют классическим формулам, часто содержат

микропримеси. Основная часть минералов серебра на месторождении Гольцовое находится в виде микровключений в галените и сфалерите и имеет размеры 10–100 мкм, что выражается в разбросах значений и отклонений от классических формул.

Условия рудообразования

По результатам изучения флюидных включений (ФВ) в кварце установлено, что сульфидно-кварц-хлоритовые жилы месторождения Гольцовое формировались в условиях средних температур (276–138°C) из слабо концентрированных хлоридных гидротерм (4.2–0.2 мас.-%-экв. NaCl), насыщенных катионами Na и K и с меньшим на порядок количеством Mg. Соленость флюида, оцененная по валовому методу, составляет 1.8 мас. %.

Важно отметить, что температура, соленость и состав минералообразующего флюида месторождения Гольцовое близки к таковым для флюида хлорит-полиметаллической стадии месторождения Дукат (Берман и др., 1993; Константинов и др., 1998), хотя в последнем обнаружен более широкий спектр микроэлементов (фиг. 12г).

Оценены температура ($247 \pm 20^\circ\text{C}$) и фугитивность серы ($10^{-12.9}$) при кристаллизации сфалерит-блеклорудных парагенезисов на месторождении Гольцовое. Температуры образования сростаний сфалерита и блеклой руды, рассчитанные с помощью сфалерит-блеклорудного геотермометра, хорошо согласуются с теми, что оценены по температурам гомогенизации флюидных включений в кварце (276–138°C). Кроме того, рассчитанная температура согласуется с температурой (270°C), определенной по распределению изотопа ^{34}S между сокристаллизующимися галенитом и сфалеритом (Кряжев, Двуреченская, 2001).

Высокие температуры кристаллизации, установленные для рудных минералов на месторождении Гольцовое, предполагают, что руды образовались из глубинных рудообразующих растворов (Wilkinson et al., 2013).

Отметим, что изотопный состав серы сфалерита заключен в узком интервале от -4.2 до -4.9% , галенита — от -5.9 до -6.8% ; понижение температуры кристаллизации сфалерита сопровождается закономерным понижением его железистости; относительная доля сульфатной серы в исходном растворе оценивается как 10–15 мол. % (Кряжев, Двуреченская, 2001). Аналогичным изотопным составом серы характеризуется сфалерит и на нижних горизонтах месторождения Дукат. Эти величины несколько обогащены легким изотопом ^{32}S относительно изотопного состава магматогенной серы, для которого типичным считается значение $\delta^{34}\text{S}$ между $0 \pm 3\%$ (Ohmoto, 1986). Это позволяет предполагать участие в рудообразовании магматогенной серы, которая поступала из глубинного магматического источника или была заимствована из вмещающих вулканогенных пород.

Сопоставление с аналогичными месторождениями

Полученные нами геологические, минералогические, геохимические данные по месторождению Гольцовое и результаты изучения флюидных включений согласуются с промежуточно-сульфидизированным (IS) классом эпитермальных месторождений (Simmons et al., 2005; Wang et al., 2019).

Сравнительный анализ показал, что наиболее сходные с Гольцовым Ag-полиметаллические IS-месторождения (Аларкан, Баланос, Топиа и др.) известны в вулканическом поясе Западная Сьерра-Мадре (Мексика), в районах, сближенных с рифтогенной структурой — Центрально-Американским желобом, и контролируются крупным региональным разломом Викториа (Lyons, 1988; Loucks et al., 1988).

Месторождения сереборудного района Баланос локализируются в спекшихся туфах, в одноименном грабене. Руды исключительно богаты Ag, содержания которого достигали 3–9 кг/т при отработке в XVIII веке. Позже подобные руды были установлены на месторождении Аларкан (продолжение рудного района Баланос на северо-восток).

По времени образования месторождения района Баланос сближены с фазой риолитового вулканизма. Субвулканическое тело гранитоидов Тепек с оловорудной геохимической специализацией относительно более молодое и контролирует зональность серебряной минерализации. Гипогенные минералы Ag представлены включениями аргентотетраэдрита, прустита и пираргирита в га-

ленице. В зоне окисления, обогащенной Ag, установлены англезит, оксиды железа в сочетании с акантитом и самородным серебром.

Возможная генетическая модель

Проблема образования Ag–Pb–Zn-месторождений имеет в Дукатском рудном районе важнейшее металлогеническое значение. Большинство исследователей поддерживает модель двухэтапного формирования минерализации (Серебро..., 1989; Сидоров, Волков, 2003; Котляр и др., 2004; Кравцова, 2010 и др.).

Первый вулканогенный этап — развитие Au–Ag- и Ag-полиметаллического оруденения в результате функционирования приповерхностной вулканогенной гидротермальной системы. По одним данным (Петров и др., 2006), рудное вещество могло иметь как мантийные, так и нижнекоровые источники. По другим (Шатков, 1997) — мобилизовалось при метасоматическом изменении вмещающих пород и переносилось в ослабленные зоны, образуя жильно-вкрапленные рудные тела. Причем количества Ag, извлеченного из областей выноса, было достаточно для образования средних по запасам месторождений.

На **втором** плутоногенном этапе произошло телескопирование Sn-минерализации на Ag-полиметаллическую в результате поступления оловянного магматогенного флюида на нижние уровни приповерхностных интенсивных метасоматических преобразований в риодацитах и игнимбригах.

Такую последовательность подтверждают изотопно-геохронологические данные (Котляр и др., 2004; Петров и др., 2006). Наши данные, приведенные в статье, также свидетельствуют в пользу этой модели.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Крупное Ag–Pb–Zn-месторождение Гольцовое в Дукатском районе относится к промежуточно-сульфидизированному классу эпитермальных месторождений. Оно расположено в осевой части уникального Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба, в месте его сочленения с ОЧВП. Наличие зоны “сейсмической прозрачности” под уникальной по рудоносному потенциалу структурной предполагает переработку материала земной коры в результате корово-мантийного флюидного взаимодействия. Положение месторождения Гольцовое в осевой зоне континентального рифта способствовало активному накоплению Ag в ходе рудообразования.

Месторождение Гольцовое локализовано в 2 км севернее Пестринского гранитоидного интрузива, в сложно построенной зоне тектонического кон-

такта верхнетриасовых терригенно-осадочных и позднемиловых вулканических пород, который представлен серией сместителей в полосе 0.5–1 км. По этим разломам западный блок, сложенный кислыми вулканитами, опущен более чем на 1 км. Вмещающие породы — верхнемеловые игнимбриты риолитов и риодацитов — прорваны субвулканическими интрузиями невадитов. На верхних горизонтах месторождения в рудных телах развиты кулисообразные галенитовые жилы и прожилки с высокими содержаниями Ag, местами достигающими 3000 г/т и более. Минералы олова появляются в рудах на глубоких горизонтах месторождения. Широко развиты массивные, грубополосчатые и пятнистые текстуры руд.

Развитие мощной зоны окисления на месторождении Гольцовое связано с особенностью рельефа в осевой зоне Балыгычано-Сугойского рифта. Долины ручьев, дренирующих площадь месторождения, представляют собой каньоны, в бортах которых развита высокая трещиноватость, связанная с тектонически ослабленными зонами разломов, которые более всего подвержены процессам выветривания. В зоне окисления происходит вторичное обогащение руд месторождения серебром.

Выполненные исследования позволили установить геохимические особенности руд месторождения Гольцовое: широкий спектр основных элементов-индикаторов и присутствие в нем Mn; высокие содержания $S_{\text{общ.}}$, Pb, Zn, Sn, повышенные содержания W, Cu и Bi, очень низкие Au; отрицательные Eu- и положительные Ce-аномалии, низкие значения отношений Au/Ag, Sr/Ba, Te/Se, U/Th и высокие значения — Y/Ho, Rb/Sr, Co/Ni (табл. 2). Последние свидетельствуют об участии в рудообразовании магматического флюида. В качестве попутных компонентов в рудах месторождения промышленный интерес могут представлять ряд высокотехнологичных металлов: Cd, In и Bi.

Результаты минералогических исследований показали, что руды месторождения Гольцовое характеризуются высокой сульфидностью и сложным составом; доля рудных минералов в них составляет 10–30% от объема жилы; из нерудных минералов, кроме кварца, широко развит манганосидерит; галенит — основной минерал-концентратор серебряных фаз; самородное серебро редко встречается; главным гипергенным минералом Ag является блеклая руда, гипогенным — акантит. Минералы олова представлены станнином, канфильдитом, реже касситеритом и встречаются в рудах на глубоких горизонтах месторождения.

Сульфидно-кварц-хлоритовые продуктивные жилы месторождения Гольцовое отложились в условиях средних температур (276–138°C) из слабо концентрированных хлоридных гидротерм (4.2–0.2 мас.%-экв. NaCl), насыщенных Na и K с

подчиненным количеством Mg, типичных для низко- и промежуточно-сульфидизированных эпитеpmальных месторождений (Simmons et al., 2005). Слабо концентрированные гидротермальные флюиды могли образоваться в результате нагревания и взаимодействия с вмещающими породами в конвективной ячейке при внедрении гранитной интрузии. Они могут быть также малоплотным магматогенным флюидом, эволюционировавшим в магматогенно-гидротермальной системе.

Наиболее сходные с Гольцовым Ag-полиметаллические месторождения известны в вулканическом поясе Западная Сьерра-Мадре (Мексика), в районах, сближенных с рифтогенной структурой — Центрально-Американским желобом, и приурочены к региональному разлому Виктория. Субвулканическое тело гранитоидов Тепек с оловорудной геохимической специализацией относительно более молодое и контролирует зональность серебряной минерализации в рудном районе Баланос.

Предполагается двухэтапное формирование месторождения. На первом этапе — развитие Ag-полиметаллической минерализации производной приповерхностной вулканогенной гидротермальной системы. На втором этапе — телескопирование на глубоких горизонтах месторождения Sn-минерализации на более ранние Ag-полиметаллические руды, в результате поступления оловоносного магматогенного флюида на нижние уровни рудообразующей системы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018. Авторы благодарны руководству и геологам Магаданского филиала АО «Полиметалл» за помощь в проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубник Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. Мангазейское Ag–Pb–Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (C, O, S) и особенности образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206–238.
- Берман Ю.С., Прокофьев В.Ю., Козеренко С.В., Елисева Н.А., Колтакова Н.Н. Реювенация золотосеребряного оруденения вулканогенного месторождения Дукат (по результатам исследования флюидных включений) // Геохимия. 1993. № 4. С. 539–548.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических

- системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю.* Геохимические особенности эпиптермальных Au–Ag месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 1–20.
- Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Борисенко А.С., Носик Л.П.* Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералогическая геохимические особенности и генезис // Геология руд. месторождений. 1998. № 5. С. 440–458.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России в 2 книгах / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Гирдлер Р.У., Нейман Э.Р., Рамберг И.Б., Хейер К.С.* Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 484 с.
- Двуреченская С.С.* Гипергенные минералы серебряных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 2001. 258 с.
- Епифанова А.П.* Вещественный состав и минералогическая зональность одного из серебряных месторождений Пестринского рудного узла // Проблемы рудно-формационного анализа и поисковой минералогии на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 102–112.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.
- Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф.* Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 202 с.
- Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А.* Геология месторождений серебра. Якутск: ГУП НИП “Саха-полиграфиздат”, 2003. 282 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Буюндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 3–19.
- Кравцова Р.Г.* Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2010.
- Кравцова Р.Г., Захаров М.Н., Шатков Н.Г.* Минералогическая геохимические особенности рудовмещающих пород серебро-полиметаллического месторождения Гольцовое (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 3. С. 221–235.
- Кряжев С.Г., Двуреченская С.С.* Условия формирования серебро-полиметаллических руд Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по изотопным данным // XVI Симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М.: ИГЕМ РАН, 2001. С. 127–128.
- Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В.* Использование метода ICP-MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
- Кузнецов В.М., Ливач А.Э.* Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 156–176.
- Кузнецов В.М., Жигалов С.В., Ведерникова Т.А., Шпикерман В.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 – Сеймчан / Ред. В.И. Шпикерман. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.
- Минеев Д.А.* Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974.
- Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С., Розинев М.И., Колесников Д.И., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Капитонов И.Н., Быкова Э.В., Сергеев С.А.* Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
- Пляшкевич А.А.* Минералогия и геохимия олово-серебро-полиметаллических месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 72 с.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1, 2.
- Савва Н.Е.* Особенности металлогении континентального рифта на примере Дукатского рудного района // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 196–220.
- Савва Н.Е.* Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Изд-во “Триумф”, 2018. 544 с.
- Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М., Чернышев В.Ф., Дзайнуков А.Б., Прокофьев В.Ю.* Многометалльное (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. 195–2011.
- Серебро* (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* О серебряных гигантах России // ДАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 374–378.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.
- Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным / Отв. ред. А.С. Сальников. Новосибирск: Наука, 2007. 172 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
- Филимонова Л.Г.* Постмагматические минералы – индикаторы золото-серебряного оруденения рифтогенного типа (на примере Дукатской вулканоплутонической структуры // Колыма. 2002. № 3. С. 2–12.

- Шатков Н.Г.* Минералого-геохимические индикаторы олово-серебряного оруднения Омсукчанского района (Северо-Восток России). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. 22 с.
- Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А.* Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруднения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 256 с.
- Шумилова Л.В., Костикова О.С.* Анализ влияния вещественного состава руды серебро-полиметаллического месторождения Гольцовое на показатели обогащения // Вестник ЗабГУ. 2015. № 5 (120). С. 46–55.
- Шумилова Л.В., Костикова О.С.* Сульфидизация серебро-полиметаллических руд месторождения Гольцовое для снижения потерь серебра с хвостами обогащения // Записки Горного института. 2018. Т. 230. С. 160–166.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Albinson T., Norman D.I., Cole D., Chomiak B.* Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data: Society of Economic Geology, 2001. Special Publication 8. P. 1–32.
- Barton P.B., Toulmin P.* Phase relations involving sphalerite in the Fe–Zn–S system // Econ. Geol. 1966. V. 61. № 5. P. 815–849.
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F.* The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // Amer. Miner.: J. Earth and Planetary Materials. 2020. V. 105. № 1. P. 109–122.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Miner. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Loucks R., Lemish J., Damon P.E.* Polymetallic epithermal fissure vein mineralization, Topia, Durango // Econ. Geol. 1988. V. 83. № 8. P. 1560–1582.
- Lusk J., Calder B.O.E.* The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu–Fe–Zn–S, Fe–Zn–S and Cu–Fe–S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535°C // Chem. Geol. 2004. V. 203. № 3–4. P. 319–345.
- Lyons J.I.* Geology and ore deposits of Bolanos silver district, Jalisco Mexico // Econ. Geol. 1988. V. 83. № 8. P. 1499–1528.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Ohmoto H.* Stable isotope geochemistry of ore deposits // Rev. Mineral. 1986. V. 16. P. 491–559.
- Sack R.O., Loucks R.R.* Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantite: constraints on the interdependence of the Ag ↔ Cu, Fe ↔ Zn, Cu ↔ Fe, and As ↔ Sb exchange reactions // Amer. Miner. 1985. V. 70. № 11–12. P. 1270–1289.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. In: S.F. Simmons, I. Graham (Eds.), Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth. Society of Economic Geologists, 2003. Special Publication 10. P. 315–343.
- Simmons F.A., White N.C., John D.A.* Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. Society of Economic Geologists, Inc. P. 485–522.
- Wang L., Qin K.Z., Song G.X., Li G.M.* A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification // Ore Geol. Rev. 2019. V. 107. P. 434–456.
- Wilkinson J.J., Simmons S.F., Stoffell B.* How metalliferous brines line Mexican epithermal veins with silver // Sci. Rep. 2013. V. 3. P. 2057.
<https://doi.org/10.1038/srep02057>

УДК 553.48/553.2

ХОВУ-АКСЫНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АРСЕНИДНЫХ КОБАЛЬТОВЫХ РУД (РЕСПУБЛИКА ТЫВА, РОССИЯ): НОВЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРОБЛЕМУ ВОЗОБНОВЛЕНИЯ ДОБЫЧИ И ПЕРЕРАБОТКИ

© 2021 г. **В. И. Лебедев**^{a, b, *}

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

^bТувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Республика Тыва, Россия

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

Поступила в редакцию 07.08.2020 г.

После доработки 13.11.2020 г.

Принята к публикации 15.11.2020 г.

Хову-Аксынское месторождение арсенидных Ag–Bi–Cu–Ni–Co руд было выявлено в 1947 г. и детально разведано к 1954 г. Отработка промышленных жил, секущих залежь скарнов в рудном поле Хову-Аксы, а также гидрометаллургический передел руд с получением коллективного концентрата по аммиачно-карбонатной технологии осуществлял ГОК “ТУВАКОБАЛЬТ” в 1970–1991 гг. За 20 лет эксплуатации было добыто более 12 тыс. т кобальта в концентрате, который перерабатывался на Уфалейском заводе с выпуском рафинированных Co, Ni, Cu, Ag. На штольневых отвалах накоплены громадные количества жильной массы, содержащей окисленные арсениды и сульфиды, а на промышленной площадке в шести картах захоронения складировано более 2 млн м³ отходов гидрометаллургического передела. Оставшиеся запасы кобальта в недрах (более 16 тыс. т) и накопленные в картах захоронения (более 2.5 тыс. т) являются ценным стратегическим минеральным сырьем.

Ключевые слова: Хову-Аксы, месторождение, гидрометаллургический передел, арсениды, кобальт, серебро, технология, обогащение

DOI: 10.31857/S0016777021030059

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Хову-Аксы (Ag–Bi–U–Cu–Ni–Co–As) было открыто в 1947 г. геологами поисковой партии Тувинской экспедиции ВСЕГЕИ В.А. Унксовым, А.А. Богомол, В.А. Бобровым, Т.Н. Ивановой и К.Х. Хойтпак-оолом (Богомол, 1971). Детальная разведка на южном фланге рудного поля была начата весной 1949 г. и в целом по месторождению завершена к 1953 г., а за его открытие и разведку первооткрывателям присуждена Сталинская премия первой степени. Позднее геологоразведочные работы проводились одновременно со строительством горно-обогатительного комбината с целью наращивания промышленных категорий запасов кобальта, никеля, меди, мышьяка и сопутствующих компонентов – серебра, висмута. ГОК “ТУВАКОБАЛЬТ” введен в эксплуатацию в 1970 г. и выпускал ценный кобальтовый концентрат, перерабатывавшийся на Уфалейском заводе до 1991 г., куда доставлялся в контейнерах.

Исследованием всех аспектов геологии этого уникального месторождения наиболее детально занимались А.А. Богомол (1947–1962 гг.) с коллегами, а позднее (1962–1978 гг.) – специалисты из Института геологии и минералогии, Тувинского

института комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения РАН (фиг. 1).

Цель настоящей статьи – привлечь внимание геологического сообщества к этому уникальному и во многом эталонному месторождению, судьба которого оказалась напрямую обусловлена историческими событиями, произошедшими в нашей стране. В современных условиях важным является то, что на штольневых отвалах месторождения Хову-Аксы накоплены громадные количества жильной массы, содержащей окисленные арсениды и сульфиды, а на промышленной площадке в шести картах захоронения складировано более 2 млн м³ отходов гидрометаллургического передела. Оставшиеся запасы кобальта в недрах (более 16 тыс. т) и накопленные в картах захоронения (более 2.5 тыс. т) являются ценным стратегическим минеральным сырьем. В статье приводятся предложения по оптимизации добычи и предлагается поэтапная схема возрождения кобальтового производства в Республике Тыва с учетом появившихся в последние годы новых технологических разработок.



Фиг. 1. Исследователи Хову-Аксынского месторождения – участники конференции 1985 г. – у рудного отвала штольни Надежда на Северном участке (слева направо): д.г.-м.н. Оболенский А.А., д.г.-м.н. Панов Б.С., главный геолог комбината “ТУВАКОБАЛЪТ” Арцыбеев В.Е., д.г.-м.н. Озерова Н.А., к.г.-м.н. Богомол А.А. (первооткрыватель), к.г.-м.н. Боровиков А.А., д.г.-м.н. Лебедев В.И., механик-водитель Корнилов В.И., главный геолог Северного рудника Козловский А.А., д.г.-м.н. Борисенко А.С., к.г.-м.н. Федосеев Г.С.

КРАТКО О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РУДНОГО УЗЛА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Арсенидная никель-кобальтовая минерализация Хову-Аксынского рудного узла контролируется системой разрывных структур на пересечении Улатай-Убсунур-Баянкольской и Унгеш-Барыкской зон разломов (фиг. 2).

В контурах Хову-Аксынского рудного узла, кроме месторождения Хову-Аксы, арсениды кобальта установлены в рудах Анкажинского осадочно-инфильтрационного уранового, Узунойского кобальт-серебро-медного и Улатайского уран-редкоземельно-железорудного карбонатитового месторождений, а также Боштагского, Юш-Карасугского, Кара-Хемского и Медного кобальт-серебро-медных сульфоарсенидно-сульфосольных рудопроявлений. Особое место в истории формирования рудного поля месторождения Хову-Аксы, расположенного на северо-восточном фланге Улатай-Ховуаксынской кобальтоносной зоны, занимают контактово-метасоматические породы (скарны и скарноиды), с секущими их дайками субщелочных базитов и карбонатных жил с арсенидной серебро-висмут-никель-кобальтовой минерализацией (фиг. 3).

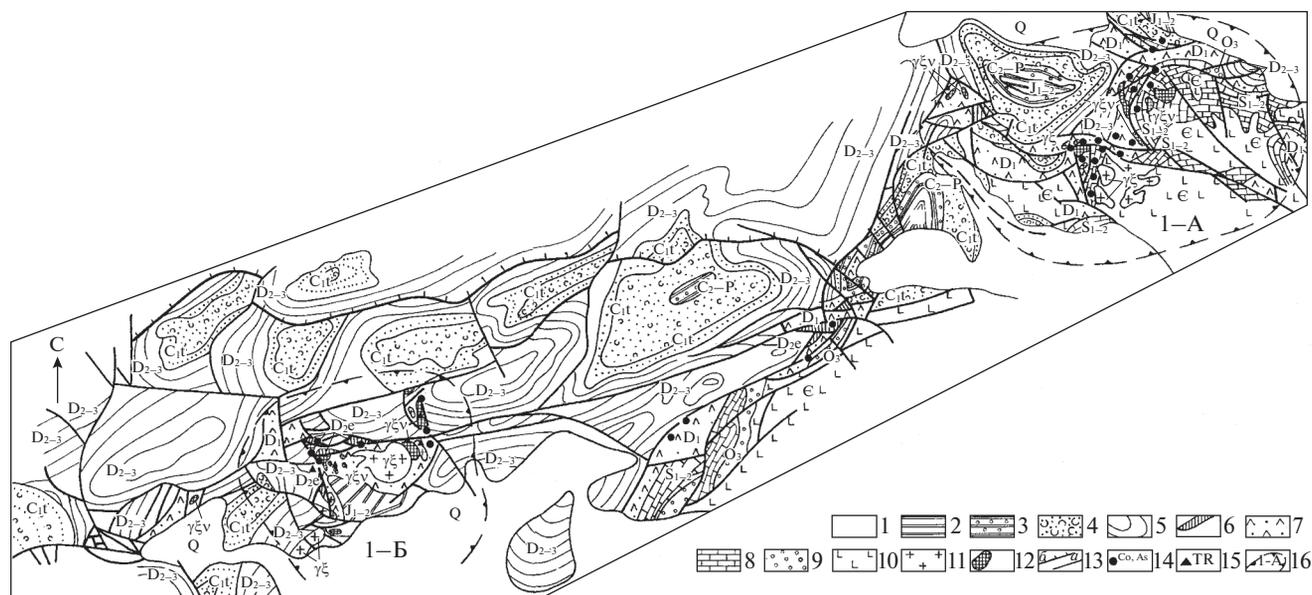
Месторождение Хову-Аксы является эталонным объектом арсенидной никель-кобальтовой (пятиэлементной) жильной формации (Богомол, 1971; Крутов, 1978; Рудные формации..., 1981; Образцов, 1981; Борисенко и др., 1984; Лебедев, 1971, 1974, 1978, 1989, 1998, 2018; Кабо и др., 1991; Коваленкер и др., 1994). Геолого-структурная позиция месторождения определяется его локализацией в

горст-антиклинали, ядро которой сложено осадочно-вулканогенными образованиями серлигской свиты нижнего кембрия, а крылья – силурийскими терригенно-карбонатными отложениями верхней подсвиты чергакской свиты и терригенными – хондергейской свиты, туфогенно-вулканогенными образованиями кендейской свиты нижнего девона и песчано-мергелисто-алевролитовыми осадками илеморовской свиты живетского яруса (фиг. 4).

Стратифицированные толщи прорваны посторогенными субщелочными гранитами, в экзоконтакте которых силурийские терригенно-карбонатные и нижнедевонские базальные конгломераты замещены (фиг. 5, 6) известковыми гроссуляр-амфибол-пироксен-скаполитовыми скарнами с магнетитом и сульфидами меди, свинца и цинка, а также рассечены дайками различного состава (диабазы, плагиоклазовые порфириды, долериты, сиенит-порфиры) и карбонатными жилами с арсенидами кобальта, никеля и железа, сульфидами меди и железа, сульфосолями и самородными серебром и висмутом.

После образования скарнов и внедрения даек диабазов и плагиопорфиритов происходило формирование безрудной доарсенидной низкотемпературной ассоциации, представленной халцедоном, кристаллическим кварцем, карбонатом, шабазитом, целестином.

С поздними стадиями контактово-метасоматического процесса связано замещение гранат-пироксеновых скарнов пренит-полевошпатовыми метасоматитами и образование кварц-поле-



Фиг. 2. Схема геологического строения Улай-Ховуаксынской кобальтоносной зоны: 1 – современные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – юрская угленосная моласса; 3 – карбон-пермская угленосная моласса; 4 – турнейские терригенно-пирокластические отложения; 5 – живет-фаменские аллювиально-озерные песчано-мергелистые отложения; 6 – позднеэйфельские таштыпско-ихейские карбонатно-терригенно-соленосные отложения; 7 – раннедевонская эффузивная рифтогенная внутриконтинентальная моласса; 8 – силурийские органогенные прибрежно-морские и лагунные отложения; 9 – позднеордовикская красноцветная моласса; 10 – венд-кембрийский островодужный рифтогенно-вулканогенный комплекс основания, запечатанный гранитами; 11 – формации субщелочных габброидов ($\gamma\xi D1-2 e - \xi\gamma D3$); 12 – формации субщелочных габброидов ($D3-C1t$); 13 – системы разрывных нарушений глубинного заложения (а – Убсунр-Баянкольская и Унгешская) и зоны надвигов (б – Хову-Аксынская, Улай-Чозская); 14 – рудные объекты пятиэлементной формации; 15 – рудные объекты формации редкоземельных карбонатитов; 16 – рудные узлы: 1-А – Хову-Аксынский, 1-Б – Улай-Чозский.

вошпатовых метасоматитов, развивающихся как по скарнам, так и по неизменным силурийским терригенно-карбонатным и девонским вулканогенным породам (Унксов, 1961, 1968; Богомол, 1971; Лебедев, 1971, 1974, 1998, 2018; Шишкин, 1967). С заключительной стадией образования скарнов ассоциирует гнездово-вкрапленная и прожилковая минерализация сульфидов и сульфидарсенидов.

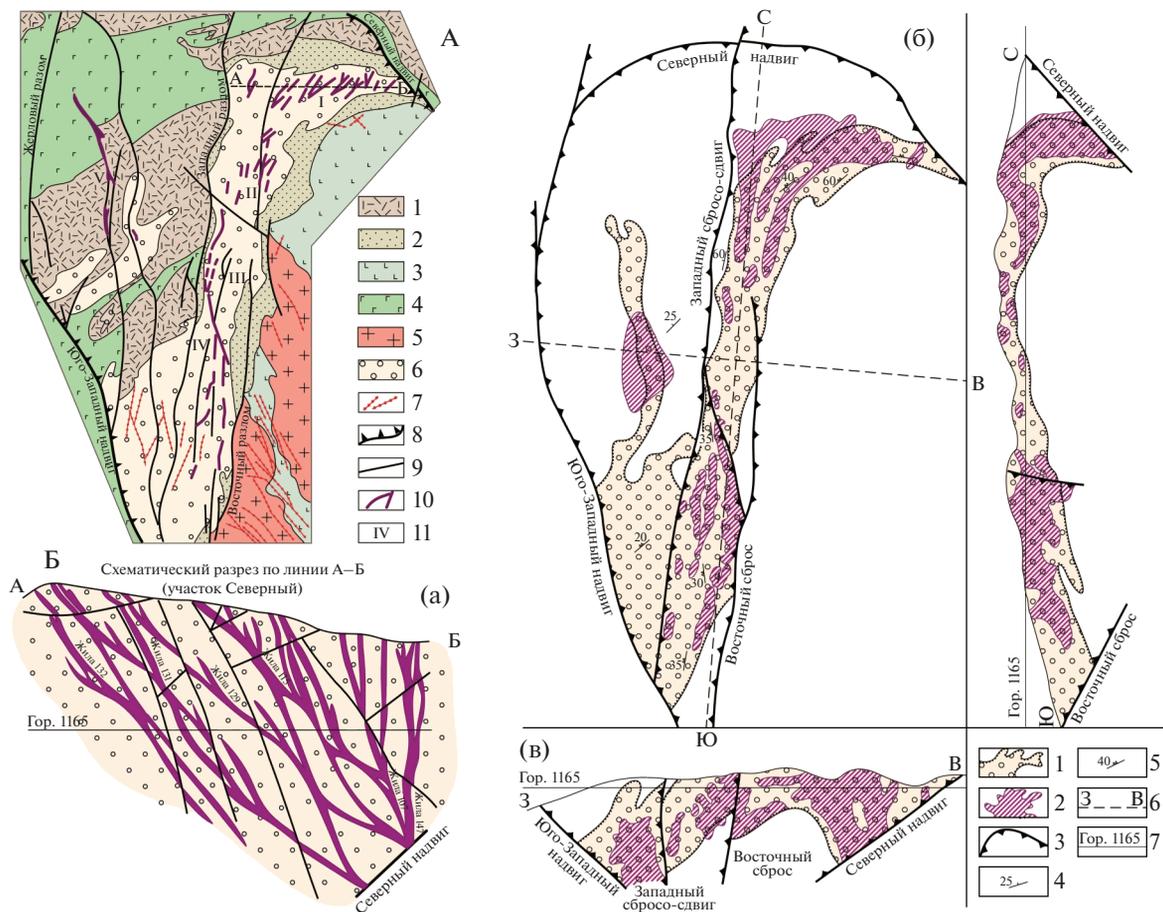
МИНЕРАЛОГИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОВУ-АКСЫ

Описанию минерального состава руд месторождения Хову-Аксы посвящена достаточно обширная литература (Кондратьев, 1973; Рудашевский и др., 1974; Лебедев, 1978, 1984, 1989, 1998, 2018). Тем не менее, возможность изучения руд с помощью прецизионных современных методик позволила выявить ряд новых особенностей минералогии руд, дающих более широкие возможности для понимания их генезиса.

Как было выше показано, завершающая стадия скарнообразования (с кварцем, карбонатами и хлоритом в скарнах и апоскарнах) ответственна за локализацию продуктивной рудной минерализа-

ции (халькопирит, борнит, пентландит, пирротин, Со-пирит, арсенипирит, кобальтин, сфалерит, галенит и др.), краткая характеристика основных минералов которой приведена ниже.

Пирит (FeS_2) – является преобладающим в сульфидной ассоциации минералов среди скарнов всех разновидностей. Ранний пирит первой генерации образует крупные кристаллы и их агрегаты с кварцем и карбонатами в интерстициях между кристаллами граната, скаполита и пироксена, как бы цементируя их. В то же время в кристаллах пирита кубической формы и визуально – хорошей сохранности, под микроскопом обнаруживается значительное количество микротрещин, заполненных гематитом, халькопиритом, кварцем и кальцитом. Часто на гранях раннего корродированного пирита гематит образует оторочку из мелких пластинчатых кристалликов. Пирит второй генерации, обычно мелкокристаллический, выполняет трещины с образованием прожилков кварцево-сульфидного состава в скарнах. Он находится в тесном сростании с марказитом, халькопиритом и кварцем, часто ассоциирует с гематитом и цементирует крупные кристаллы раннего пирита. Ранний пирит обога-

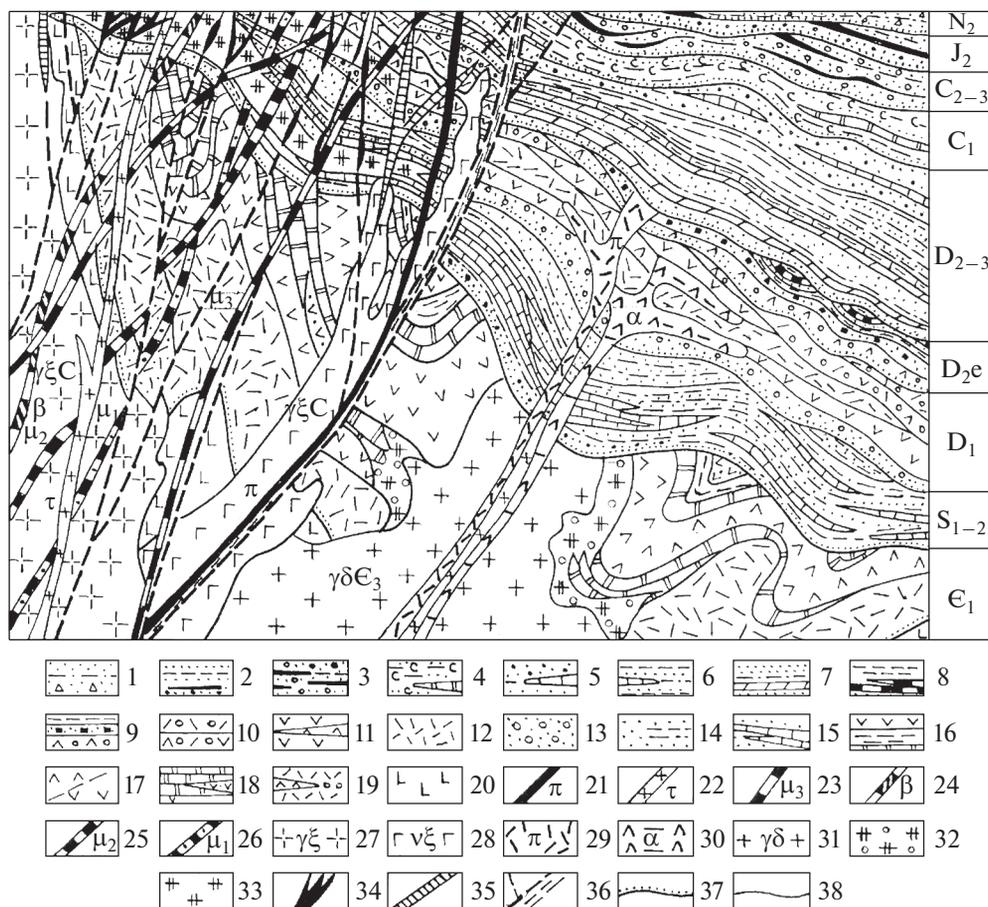


Фиг. 3. А – геологическое строение месторождения Хову-Аксы (Лебедев, 1986). 1 – осадочно-вулканогенные образования нижнего девона; 2 – осадочные отложения силура; 3 – вулканиты нижнего кембрия; 4 – габбро-диабазы; 5 – граниты верхнего девона; 6 – известковые скарны; 7 – раннемезозойские дайки; 8 – надвиги; 9 – крупные разломы; 10 – рудные тела (жилы карбонатно-арсенидного состава); 11 – номера рудных участков: I – Северный, II – Средний, III – Промежуточный, IV – Южный, V – Западный. Б – схема размещения арсенидных руд в скарнах месторождения Хову-Аксы в проекции на горизонтальную (а) и вертикальные – широтную (б), меридиональную (в) плоскости (Лебедев, 1986): 1 – контур метасоматической залежи; 2 – проекция площадей распространения арсенидных руд; 3 – разломы; 4, 5 – элементы залегания: 4 – в туфах и осадочных отложениях, 5 – в скарнах; 6 – ориентировка плоскостей вертикальных проекций; 7 – нижний горизонт штольневой отработки месторождения.

шен никелем (до 0.79%) и, в меньшей степени, кобальтом (до 0.15%).

Марказит (FeS_2) – наряду с пиритом, халькопиритом, пирротинном широко распространен во всех разновидностях скарнов, а также в прожилках кварц-сульфидного состава, секущих скарны и апоскарны. Иногда он встречается в ассоциации с кобальтином. Марказит выделяется преимущественно в виде сплошных тонкозернистых агрегатов с ксеноморфными зернами кварца и кальцита в виде таблитчатых и копьевидных кристаллов. Очень часто марказит образует псевдоморфозы по силикатам скарнов, принимая форму замещенного кристалла. На Промежуточном участке в линзе скаполитизированного ракушнякового известняка марказитом замещены реликты силурийских брахиопод и кораллов.

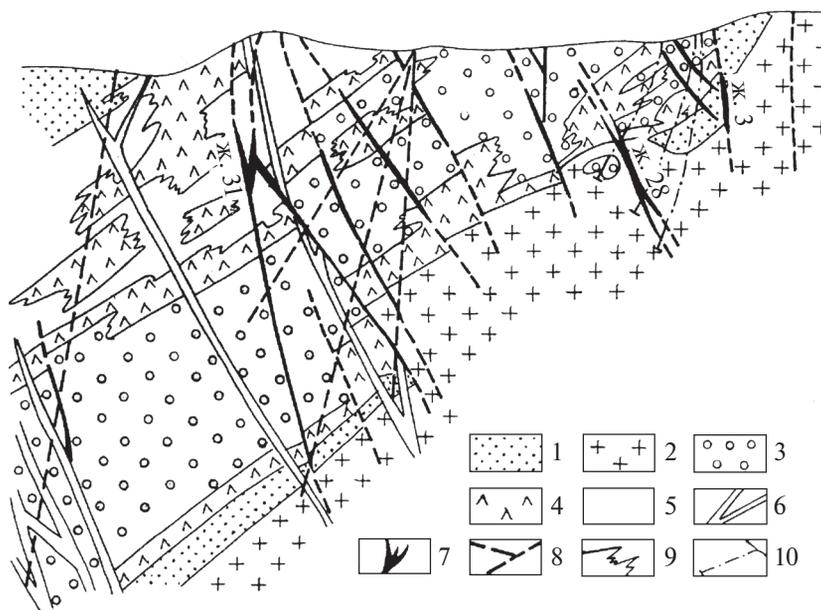
Халькопирит ($CuFeS_2$) – минерал латунно-желтого цвета, часто с интенсивной темно-желтой, пестрой индигово-желто-зеленой побежалостью, образует в гранатовых, пироксен-гранатовых и скаполит-пироксеновых разновидностях скарнов массивные линзовидные, послойно-шлировые, гнездовые скопления и брекчиево-жилльные обособления в ассоциации с пиритом, пирротинном, марказитом, галенитом, сфалеритом, борнитом, кварцем и карбонатами. Выделяется обычно после пирита и пирротина близко одновременно с борнитом, но несколько раньше сфалерита и галенита. В сульфидизированных пироксен-гранатовых скарнах часто цементирует раздробленные и корродированные кристаллы пирита первой генерации, цементирует раздробленные кристаллики кобальтина.



Фиг. 4. Геолого-структурные особенности формирования известковых сульфидизированных скарнов и карбонатно-арсенидных никель-кобальтовых жил Хову-Аксынского месторождения: 1 – суглинки, глины KZ; 2 – песчаники, углистые алевролиты, угли J₂; 3 – конгломераты, туффиты, угли C₂–P₁; 4 – туффиты, песчаники, аргиллиты, мергели, алевролиты, гравелиты C₁; 5–7 – терригенные отложения D₂₋₃: 5 – гравелиты, известняки, 6 – алевролиты, глинистые известняки, 7 – песчаники, алевролиты, мергели; 8–9 – вулканогенные и красноцветные терригенные отложения D_{2e}: 8 – алевролиты, углисто-кремнистые известняки с фауной кораллов, мшанок, 9 – песчаники, андезиты, дациты и их туфы; 10–13 – вулканогенные образования D₁: 10 – дациты, трахиты, 11 – андезиты, базальтовые порфиристы, 12 – порфиры, фельзиты, 13 – туфоконгломераты; 14–15 – терригенно-карбонатные ракушняковые отложения S₁₋₂: 14 – красноцветные песчаники, алевролиты, 15 – органогенные известняки, алевролиты; 16–20 – осадочно-вулканогенные образования E₁: 16 – порфиристы, алевролиты, известняки, 17 – порфиристы, 18 – мраморы, порфиристы, туфы, 19 – риолиты, порфиристы, 20 – базальтовые порфиристы; 21–26 – дайки: 21 – лимбургитов, 22 – порфиоров, 23 – диабазов, 24 – порфиритов, 25 – лабрадоровых порфиритов, 26 – микродиоритов; 27 – гранофиры, гранит-порфиры D₃–C₁; 28 – габброиды C₁; 29 – порфиры D_{2e}; 30 – порфиристы D_{2e}; 31 – гранодиориты, граниты E₂–O; 32 – магнетитовые скарны; 33 – сульфидизированные скарны в отложениях S₁₋₂–D₁; 34 – арсенидно-карбонатные жилы; 35 – кремнисто-карбонатные сульфоарсенидно-сульфосольные жилы; 36 – зоны разломов; 37 – границы несогласного залегания; 38 – прочие геологические границы.

Борнит (Cu_5FeS_4) – характерен для глубоких горизонтов Северного участка, где широко развит в гранат-пироксеновых скарнах в ассоциации с халькопиритом, пирротинном, марказитом и сфалеритом. Цвет борнита в свежем изломе медно-красный, характерно развитие пестрой синей побелости. Под микроскопом в аншлифе наблюдается обилие пластинчатых микровключений халькопирита в борните, являющихся продуктом распада твердого раствора в интервале температур 175–400°C (Рамдор, 1962).

Пирротин ($Fe_{1-x}S$) – обычен в сульфидизированных скарнах различного состава, особенно на глубоких горизонтах Северного участка Хову-Аксынского месторождения, а также присутствует в кварц-сульфидных прожилках, секущих скарны. Образует гнездовые скопления и мелкую вкрапленность зерен изометричной и неправильной формы в тесном срастании с халькопиритом и сфалеритом. При этом плотно сросшиеся зерна пирротина и халькопирита по периферии окаймляются оторочкой сфалерита. Кобальтин в пирротине встречается в виде идиоморфных корродированных кри-



Фиг. 5. Геологический разрез по профилю 010 (южный фланг месторождения Хову-Аксы): 1 — слабо измененные терригенно-карбонатные породы чергакской свиты силура; 2 — граниты, гранодиоры Южного штока; 3 — известковистые и известково-силикатные скарны; 4 — скаполит-пренит-полевошпатовые апоскарны; 5 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 6 — дайки субшелочных базальтоидов; 7 — арсенидно-карбонатные жилы; 8 — разломы; 9 — геологические границы; 10 — буровые скважины.

сталиков и остроугольных обломков. Пирротин обогащен никелем и кобальтом, содержит примесь меди, цинка, свинца и серебра.

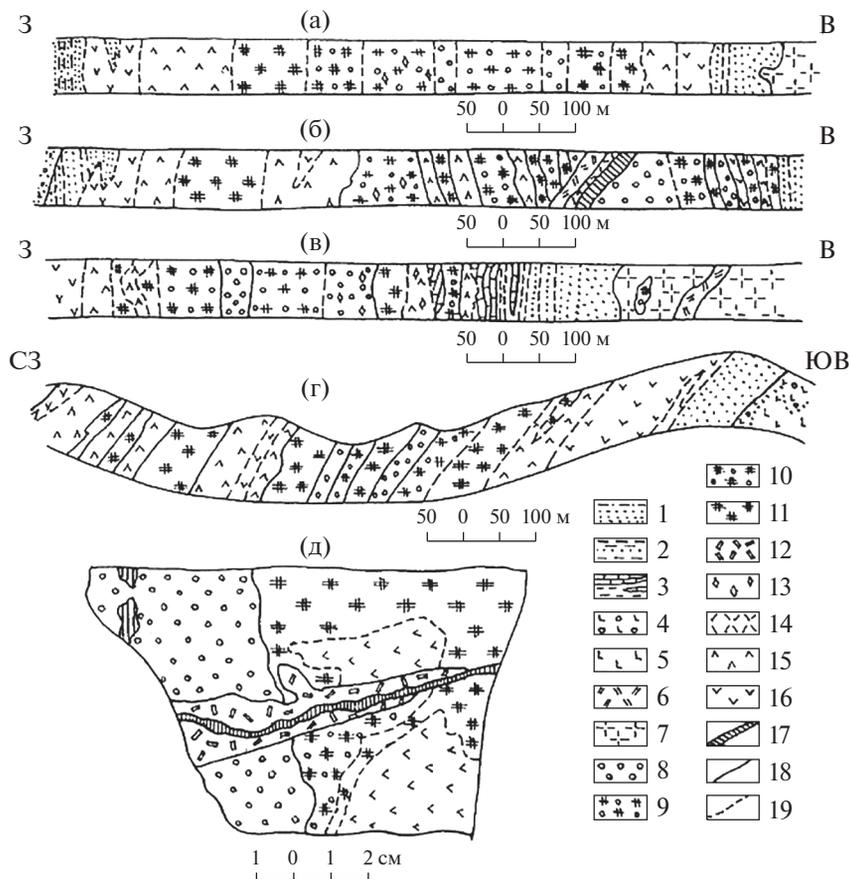
Кобальтин ($CoAsS$) — в скарнах представлен железистой разновидностью — *феррокобальтином*. Для него характерен стально-серый цвет с розовато-коричневым оттенком. Встречен в кварцевых прожилках мощностью 0.5–2 см, секущих сульфидизированные разновидности скарнов скаполит-пироксенового состава, в прожилках образует вкрапления и гнездовые скопления кристалликов октаэдрического габитуса. Под микроскопом чаще наблюдаются агрегаты сросшихся зерен, вытянутых в виде цепочек. Цвет в отраженном свете белый с розовым оттенком. Встречается в большинстве случаев в форме раздробленных на мелкие остроугольные обломки зерен, сцементированных кварцем или сфалеритом с халькопиритом и марказитом. Обломки зерен кобальтина свежие с прямолинейными и четкими очертаниями, без следов коррозии. По времени кристаллизации кобальтин является более ранним по отношению к цементирующим его сульфидам. Микронзондовым анализом установлено преобладание Co, Fe, As и S, присутствие значимой доли Ni, Zn, а также следов Pb, Cu и Ag.

Арсенопирит ($FeAsS$) — выделяется в кварцево-сульфидную стадию процесса, завершающего скарнообразование в контурах Хову-Аксынского рудного поля. Он встречается, наряду с пиритом, марказитом, халькопиритом и другими сульфидами, как в

скарнах различного состава, так и в ксенолитах вмещающих пород, захваченных кварцево-карбонатной жильной массой с арсенидной минерализацией. Под микроскопом арсенопирит наблюдается в форме ромбических сечений и удлиненных призматических кристаллов, вытянутых по вертикальной оси. Он обогащен никелем и кобальтом, содержит следы сурьмы, висмута и серебра.

Сфалерит (ZnS) — минеральные агрегаты коричневого и медово-желтого цвета встречаются в сульфидизированных залежах скарнов пироксен-гранатового состава совместно с пиритом, халькопиритом, марказитом, галенитом, пирротинном, кварцем и карбонатами. Форма выделений — мелкозернистые агрегаты изометричных кристалликов, обычно выполняющих промежутки между ранее отложенными минералами или образующих оторочки вокруг зерен и сrostков пирротина с халькопиритом и борнитом. По отношению к галениту обычно ксеноморфный, иногда кристаллизовался с ним одновременно. Обе разновидности сфалерита обогащены кадмием и мышьяком.

Галенит (PbS) — в прожилках кварц-сульфидно-карбонатного состава, секущих сульфидизированные скарны пироксен-гранатового состава, в ассоциации с пиритом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом, пирротинном. Выделяется в форме мелких кубов и сплошных зернистых агрегатов. Под микроскопом в галените обнаружены вкрапления халькопирита, пирротина, пирита и марказита. Иногда образует вкрапленность в сфа-



Фиг. 6. Взаимоотношения разновидностей скарноидов на участках рудного поля месторождения Хову-Аксы (а, б – Южный; в – Промежуточный; г – Северный) и в полированном шлифе (д): 1–3 – в скарнированных отложениях силура и девона: 1 – конгломераты, песчаники, 2 – алевролиты, алевропесчаники, 3 – известняки, алевролиты; 4–5 – вулканогенно-осадочные образования кембрия: 4 – альбитофиры, их туфы, 5 – базальтовые порфириды; 6 – дайки базальтоидов; 7 – гранофиры, гранит-порфиры; 8–16 – скарноиды: 8 – гранатовые, 9 – пироксен-гранатовые, 10 – гранат-пироксен-амфиболовые, 11 – пироксен-скаполитовые, 12 – амфибол-актинолитовые, 13 – сульфидизированные гранат-пироксен-амфибол-скаполитовые, 14 – актинолит-хлоритовые, 15 – апоскарны скаполит-пренит-полевошпатовые, 16 – кварц-полевошпатовые; 17 – кварц-карбонат-арсенидные жилы; 18–19 – геологические границы: 18 – четкие, 19 – постепенные переходы.

лерите, а иногда окаймляет зерна сфалерита. Галенит обогащен цинком и серебром, содержит примесь сурьмы.

Магнетит (Fe_3O_4) – широко распространен в рудном поле, образует послойно-линзовидные залежи различной мощности, чередующиеся с “псевдогоризонтами” гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов. Магнетит выделяется в виде кристаллов октаэдрической, чаще – неправильной формы размером 1–1.5 мм. Форма кристалликов в сечении шестиугольная. Эти кристаллики и зерна магнетита корродируются альбитом до арсенидного апоскарнового этапа. В скарнах встречается также более поздний магнетит – мушкетовит, который развивается по гематиту, образующему пластинки, розетки и чешуйчатые агрегаты, развивающиеся по кристаллам и зернам магнетита. С другими рудными минералами скарнов гематит находится в самых различных соотноше-

ниях, встречаясь в виде: пластинок, выполняющих вместе с кварцем промежутки между кристаллами граната или пирита второй генерации; агрегатов пластинчатых кристаллов, которые нарастают на кристаллы пирита первой генерации; прожилков с кальцитом в пирите, халькопирите и сфалерите; коррозии кристалликов халькопирита, граната, пироксена и скаполита; цемента зерен марказита.

РУДНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Гидротермальный рудный этап на месторождении Хову-Аксы от контактово-метасоматического отделен внедрением даек долеритов, диабазов повышенной щелочности и плагиоклазовых порфиритов, а также периодом формирования системы разрывных нарушений, послуживших путями

движения рудоносных флюидов и образования всего разнообразия жильных систем (Третьякова и др., 2010). Многостадийная рудная минерализация в кварцево-карбонатных жилах месторождения (фиг. 7) представлена арсенидами Co, Ni, Fe с резко подчиненными сульфидами и сульфосолями, а также самородными Bi, Ag, Au, As в ассоциации с кальцитом, доломитом и более редкими — анкеритом, кварцем, баритом и сидеритом.

Отложение рудных и нерудных минералов происходило в сбросо-сдвигах при неоднократно повторяющихся тектонических подвижках и дроблении как вмещающих пород, так и жильного выполнения. В рудных жилах выделяются несколько последовательно отлагавшихся парагенетических ассоциаций минералов, которые могут быть отнесены к различным стадиям гидротермального процесса: ранней, главной и поздней — арсенидным, завершающей — сульфидно-сульфоарсенидно-сульфосольной. Необходимо отметить, что в каждом из продуктивных по кобальту арсенидных парагенезисов отложение минералов начиналось и завершалось выделением карбонатов и незначительных количеств сульфидов меди, железа в ассоциации с мышьяковистой блеклой рудой. В результате многоэтапного формирования рудно-магматической системы месторождения Хову-Аксы и, особенно, многостадийного рудообразующего процесса, в жильных системах возникла сложная совмещенная минеральная зональность (фиг. 8, 9).

Парагенетические минеральные ассоциации (парагенезисы) различных стадий гидротермального этапа, отлагаясь в одних и тех же разрывных нарушениях, приоткрывавшихся в разное время и с различной интенсивностью, образовали полиминеральные кварцево-карбонатные жилы с арсенидами, сульфоарсенидами, сульфидами, сульфосолями и самородными элементами, отлагавшимися в условиях средних и относительно низких температур в интервале 270–100°C (Годовиков, 1960). В контурах любой жилы месторождения встречаются участки с преобладанием арсенидной минерализации той или иной стадии. Из-за крайне неравномерного распределения арсенидов кобальта и никеля в минеральных парагенезисах различных стадий некоторые участки рудных жил характеризуются низкими содержаниями Co и повышенными — Ni (жила 101 Северного участка, отношение Co/Ni = 1 : 7). Это вызвано преобладанием в жиле минерального парагенезиса ранней стадии. В жильной системе 115 в сопряжении с жилой 101 отношение Co/Ni = 5 : 1, что обусловлено преобладанием в рудах парагенезисов главной и поздней арсенидных стадий. Относительно повышенными значениями отношения Co/Ni (в среднем — 4 : 1) характеризуются руды в жилах Южного участка 1, 2, 3, 16, 18, 31, 32 и др., тогда как для жил Северного участка среднее отношение Co/Ni равно 1 : 6.

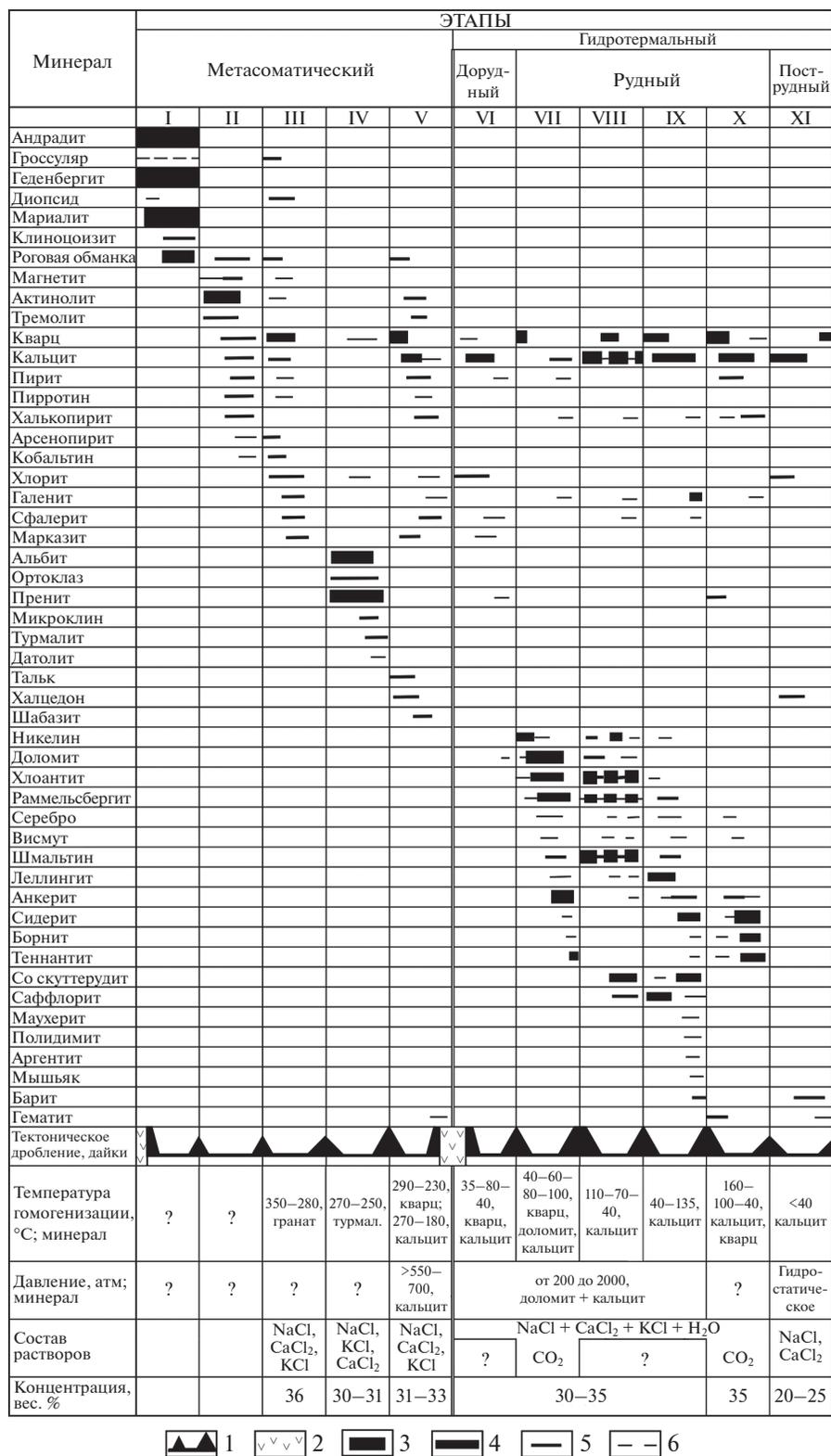
Ранняя арсенидная стадия

Гидротермальный этап формирования собственно жильного выполнения трещин начинается нарастанием шестоватого кварца на стенки трещин, секущих актинолитизированные и тремолитизированные скарны, кремнисто-карбонатно-гидрослюдистые аргиллизиты, из рудных минералов первым в виде “почек” выделялся никелин, на который нарастал раммельсбергит (фиг. 10).

Изредка отложению раммельсбергита предшествовал и сопутствовал ранний саффлорит октаэдрического габитуса. Позднее, одновременно с доломитом и кварцем, в небольших количествах выделялись Fe—Ni—Co- и Co-скуттерудиты, а затем — саффлорит, кальцит, кварц, блеклая руда, халькопирит и сфалерит. Доломитом и кальцитом сцементированы отдельные концентрически зональные сферолиты никелевых арсенидов, в центре которых обычно находятся обломки аргиллизированных скарнов и дорудных гидротермально измененных пород с вкрапленностью “разъеденных” кристаллов и зерен пирита, арсенипирита, кобальтина, халькопирита. Как правило, обломки вмещающих пород покрыты корочкой и мелкой сыпью короткопризматических кристалликов кварца. В жилах различных участков месторождения порядок выделения ранних арсенидов в целом сохраняется. Вместе с тем, в некоторых жилах (101, 131, 147) отложение ранних арсенидов на обломках вмещающих пород и в зальбандах, покрытых мелкими кристалликами кварца, начинается с хлоантита (Ni-скуттерудита), которому сопутствуют доломит и анкерит. Несколько позднее, но одновременно с доломитом, на ранний хлоантит нарастают сферолиты никелина, крутовита и орселита, а затем — шестоватые агрегаты раммельсбергита, сменяющегося саффлоритом и небольшим количеством леллингита. Выделение арсенидов ранней стадии завершается отложением шмальтина (Co-скуттерудита) одновременно с кальцитом, содержащим вкрапленность халькопирита, пирита, галенита, блеклой руды. Для раннего хлоантита характерны повышенные содержания меди, сурьмы и висмута, в раммельсбергите и скуттерудите присутствуют (фиг. 11) дендриты самородного серебра (б), каплеобразные выделения самородного висмута (а). Рудам ранней арсенидной стадии присущи кокардовые и пятнистые текстуры. Распределение минерализации в плоскости рудолокализирующих трещин прерывистое, а сложение — массивное полосчато-фестончатое или полосчато-сферолитовое, прожилковое и гнездово-вкрапленное.

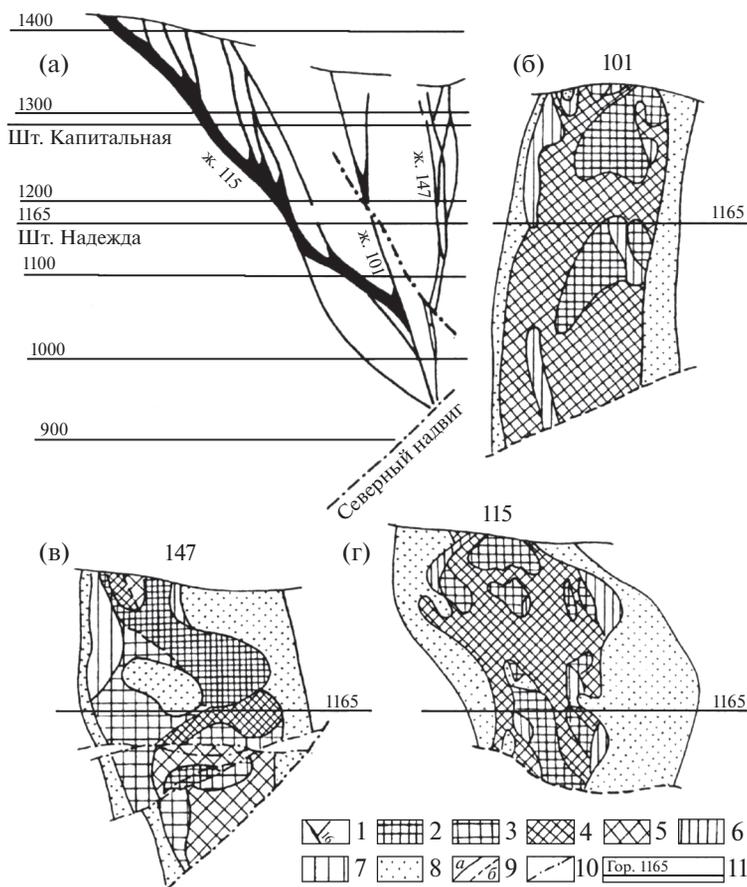
Главная арсенидная стадия

Отложение рудных и нерудных минералов ранней стадии было прервано новыми тектонически-



▲ 1 ▼▼▼ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5 ■ 6

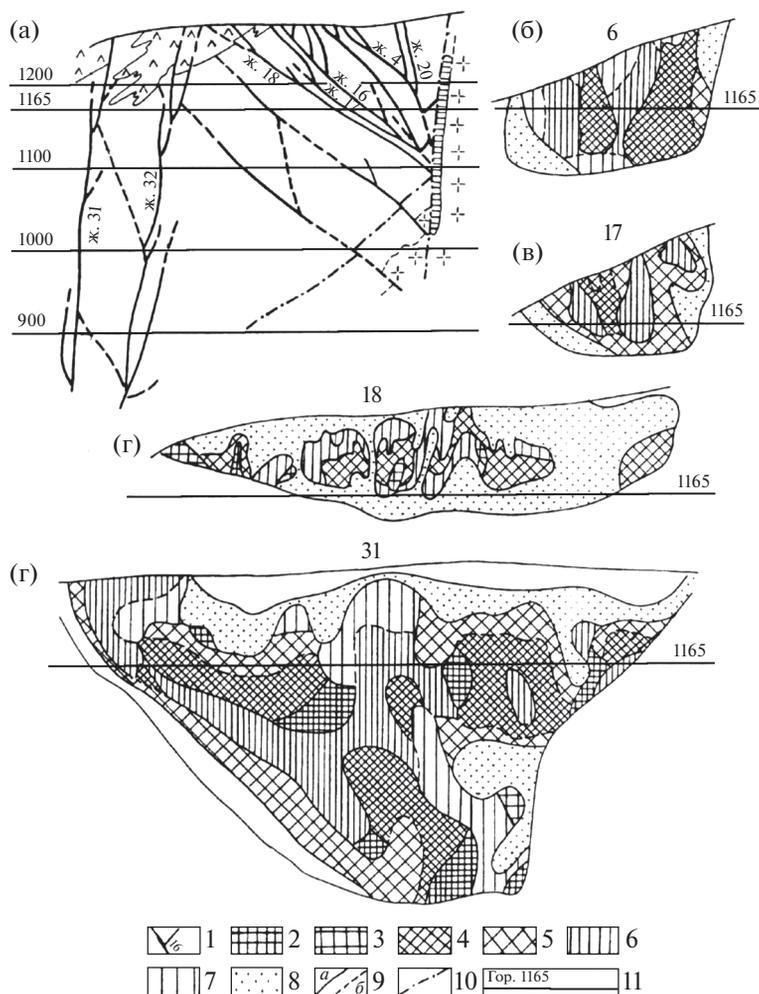
Фиг. 7. Последовательность и физико-химические параметры образования минералов метасоматического и гидротермального генезиса арсенидного кобальтового месторождения Хову-Аксы (Лебедев, 1986): 1 – интенсивность дизъюнктивной тектоники; 2 – дайки основного состава; 3–6 – распространение минералов: 3 – главные, 4 – распространенные, 5 – второстепенные, 6 – редкие. I–XI – стадии: I – гранат-пироксен-скаполитовая; II – актинолит-магнетит-сульфидная; III – гранат-амфибол-сульфоарсенидная; IV – турмалин-полевошпатовая; V – халцедон-цеолит-сульфидная; VI – кварц-хлорит-карбонатная; VII – доломит-никелин-раммельсбергитовая; VIII – кальцит-скуттерудитовая; IX – кварц-сафлоритовая; X – сульфидно-сульфосольная; XI – барит-карбонатная.



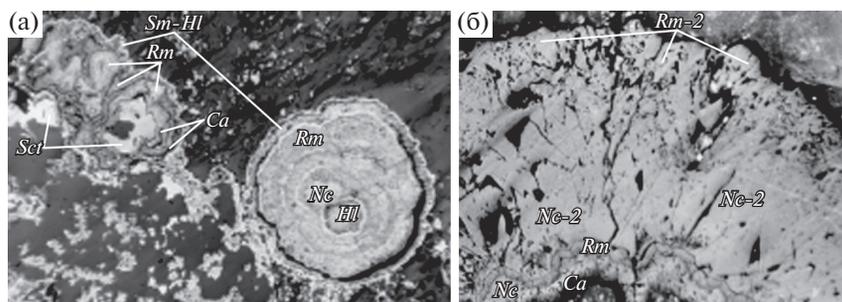
Фиг. 8. Разрез (а) и продольные проекции (б, в, г), характеризующие минеральную зональность жил Северного участка месторождения Хову-Аксы: 1 – арсенидные жилы; 2–8 – минеральные парагенезисы: 2–3 – никелин-раммельсбергитовый; 4–5 – смальтин-хлоантитовый; 6–7 – леллингит-сафлоритовый; 8 – сульфидно-сульфосольный; 9 – границы типов руд; а – межстадийные, б – внутростадийные; 10 – разломы; 11 – горизонты.

ми подвижками, охватившими все рудное поле. В обновленную систему сопряженных разломов поступила очередная порция рудообразующего флюида, что обусловило совмещение минерализации ранней и главной стадий в трещинах 1-го и 2-го порядков, отложение арсенидов главной стадии во вновь возникших сбросах. Кристаллизация рудных минералов началась с одновременного выделения раммельсбергита и небольших количеств никелина, хлоантита, кварца и доломита, которые нарастали на обломки руд ранней арсенидной стадии. Позднее раммельсбергит отлагался совместно с хлоантитом, шмальтином и парараммельсбергитом, образуя с ними последовательно сменяющиеся зоны роста, разделенные кальцитом, иногда – анкеритом. Пульсационное изменение содержания никеля и кобальта в растворе происходило на фоне постепенного возрастания роли кобальта, что фиксировалось сменой хлоантита более поздним шмальтином, а затем – Со-скуттерудитом и сафлоритом (фиг. 12, 13). Кальцит-скуттерудитовой минерализации, локализованной в рудных столбах, сопутствуют небольшие

количества самородных серебра и висмута. Они образуют вкрапления неправильной формы и дендриты в кальците и арсенидах. Одновременно с триарсенидами происходит кристаллизация основной массы крупнокристаллического кальцита, отлагающегося в занорышах и друзовых полостях в виде зональных скаленоздров, на грани которых нарастают мелкие идиоморфные кристаллики халькопирита, галенита и сфалерита. В ряде случаев крупнокристаллическим кальцитом сцементированы шестоватые агрегаты и сферолиты сафлорита и леллингита, нарастающие на поздний шмальтин и образующие просечки в ранее выделившемся хлоантите. По взаимным пересечениям и замещением минералов главной арсенидной стадии устанавливается от 2-х до 4-х генераций. Их возникновение обусловлено локальными изменениями фазового состава, физико-химических параметров и свойств рудообразующего флюида в связи с его неравномерным поступлением в трещинные полости, смешением ювенильной и вадозной составляющих в зоне рудоотложения, многократностью внутрирудных подвижек в плоскости жил.



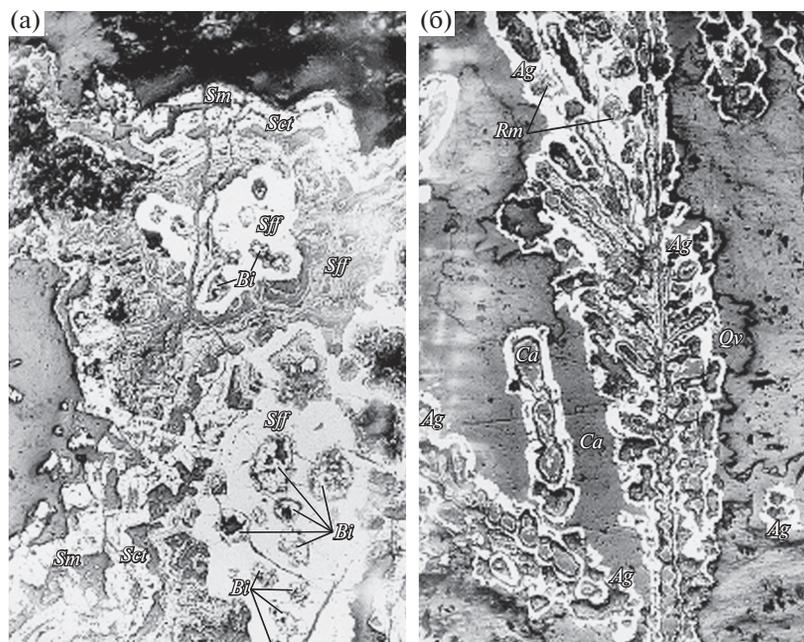
Фиг. 9. Разрез (а) и продольные проекции (б, в, г, д), характеризующие минеральную зональность жил Южного участка месторождения Хову-Аксы: 1 – арсенидные жилы; 2–8 – минеральные парагенезисы: 2–3 – никелин-раммельсбергитовый; 4–5 – смальтин-хлоантитовый; 6–7 – леллингит-сафлоритовый; 8 – сульфидно-сульфосольный; 9 – границы типов руд: *a* – межстадийные, *б* – внутростадийные; 10 – разломы; 11 – горизонты.



Фиг. 10. Ранний арсенидный парагенезис: а – сафлорит-никелин-хлоантит-раммельсбергитовые “почки”; б – внутреннее строение “почки” в разрезе.

Главная стадия завершается отложением больших масс кальцита, цементирующего ранее выделившиеся, часто раздробленные, арсениды и сульфиды. Текстуальный рисунок руд обычно крустификаци-

онный, брекчиево-прожилковый и гнездово-вкрапленный. Распределение арсенидной минерализации в жилах линзовидно-прерывистое, а сложение – массивное, полосчатое, гнездовое,



Фиг. 11. Самородное серебро (Ag) и самородный висмут (Bi) в рудах главной арсенидной стадии (Северный участок, жила I15).

вкрапленное и прожилковое. Весьма характерны друзовые агрегаты.

Поздняя арсенидная стадия

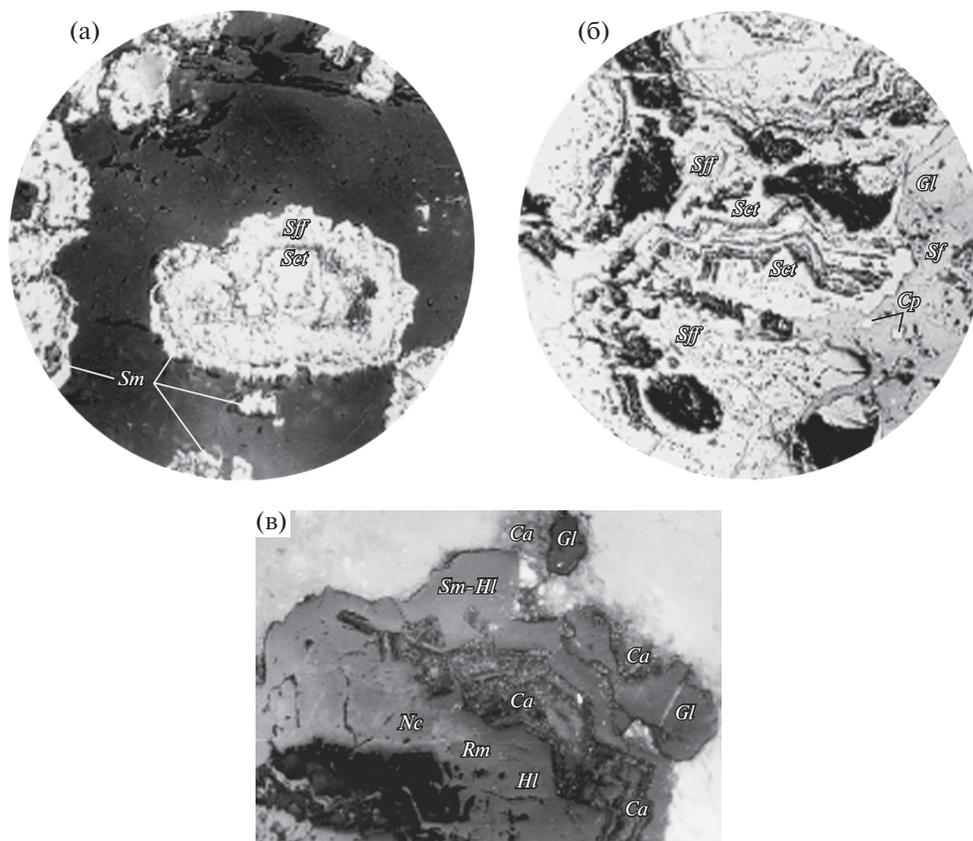
Отложению поздних арсенидов предшествовали тектонические подвижки на флангах и по востоку ранее сформировавшихся жил. Они вызвали дробление руд ранней и главной арсенидных стадий. Амплитуда перемещения по трещинам, возникшим перед началом поздней арсенидной стадии, обычно не превышает первых метров. Кристаллизация поздних арсенидов начиналась с сафлорита и леллингита. Одновременно с ними (иногда несколько раньше) кристаллизовался короткопризматический кварц, на который в ряде случаев нарастает раммельсбергит. Позднее отлагался шмальтин с зонками и просечками Со-скуттерудита с самородными висмутом и мышьяком (фиг. 14–17).

В кальците поздней стадии и сопутствующих ему анкерите, сидерите и барите отмечаются прожилки блеклых руд, халькопирита, борнита, вкрапленность маухерита, полидимита, аргентита, акантита, прустита, миаргирита, сульфидов свинца и цинка. Для руд и околорудно измененных пород стадии характерны повышенные содержания золота. Минеральная ассоциация поздних арсенидов в большинстве случаев тяготеет к флангам и участкам максимального дробления в центральных частях жил, характеризуется отчетливой проявленностью процессов ремобилизации и перекристаллизации

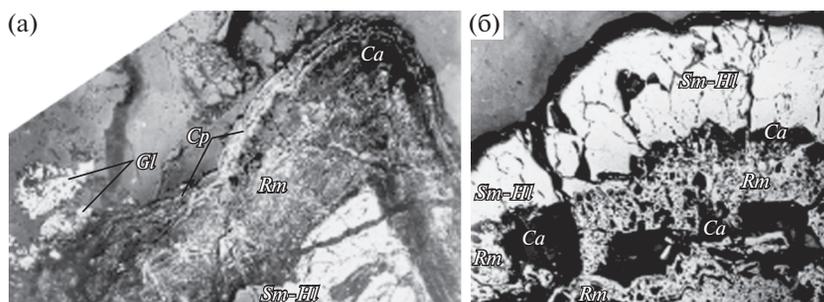
минеральных агрегатов. Текстуриный рисунок руд крустификационный и брекчиево-прожилковый, сложение – полосчатое, гнездовое, прожилковое и вкрапленное.

Постарсенидная (сульфидно-сульфоарсенидно-блеклорудная) стадия заметно отличается от предшествующих составом слагающих ее минеральных парагенезисов и имеет более широкий ареал распространения по сравнению с арсенидным собственно кобальтовым оруденением. Часто они пространственно разобщены и образуют в ряде случаев самостоятельные месторождения богатых серебросодержащих кобальтово-медных руд, одним из которых является Узунскойское медно-кобальт-серебряное.

В Хову-Аксынском рудном поле постарсенидная минерализация обычно локализована в кварцево-карбонатных жилах с мощными оторочками кремнисто-карбонатных гидротермально измененных пород и в большинстве случаев образует внешнюю зону, оконтуривающую карбонатно-арсенидные руды. Отложение минералов начинается с выделения кварца, на который нарастают кальцит, анкерит и сидерит. Кальцит постарсенидной стадии иногда представлен крупнокристаллическими агрегатами или хорошо ограниченными кристаллами ромбоэдрического габитуса в центральных частях карбонатных жил. Обычно с ним тесно ассоциируют халькопирит, борнит и галенит (фиг. 14–17), которые образуют тонкую вкрапленность, иногда приуроченную к зонам роста. Нерудные жильные минералы позднее претерпевают



Фиг. 12. Скуттерудит-сафлоритовый (а, б) и никелин-хлоантит-раммельсбергитовый (в) парагенезисы в рудах главной арсенидной стадии (Южный участок, жилы 3; 32).

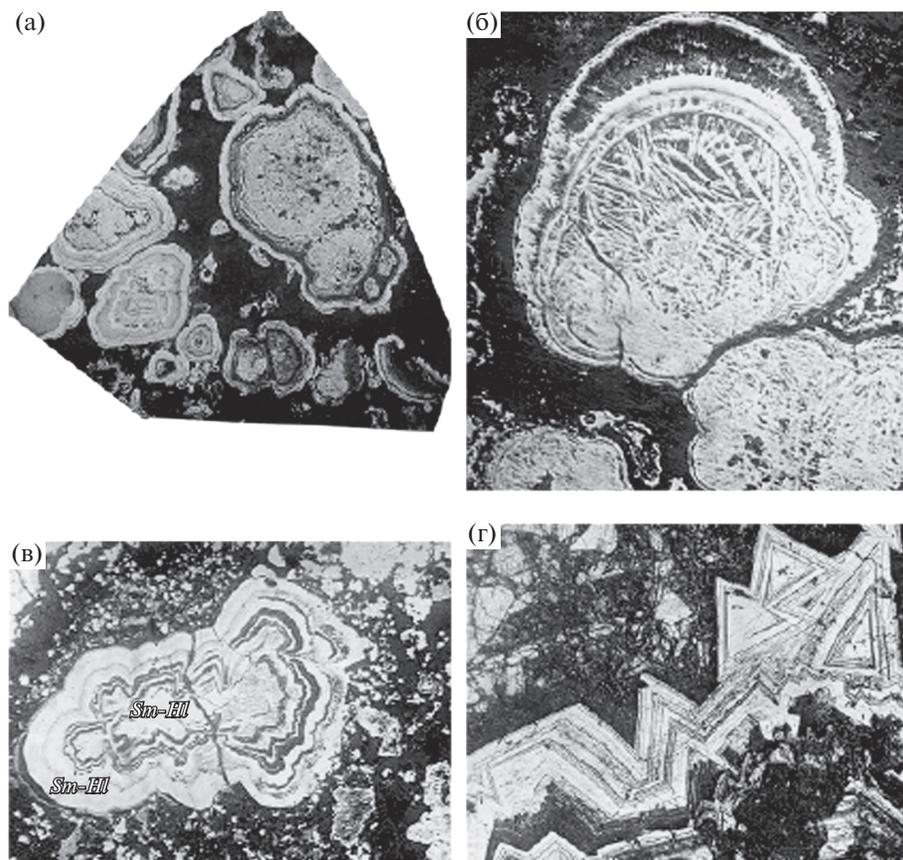


Фиг. 13. Смальтин-хлоантитовый парагенезис в рудах главной арсенидной стадии. Северный участок: жила 101 (а); жила 149 (б).

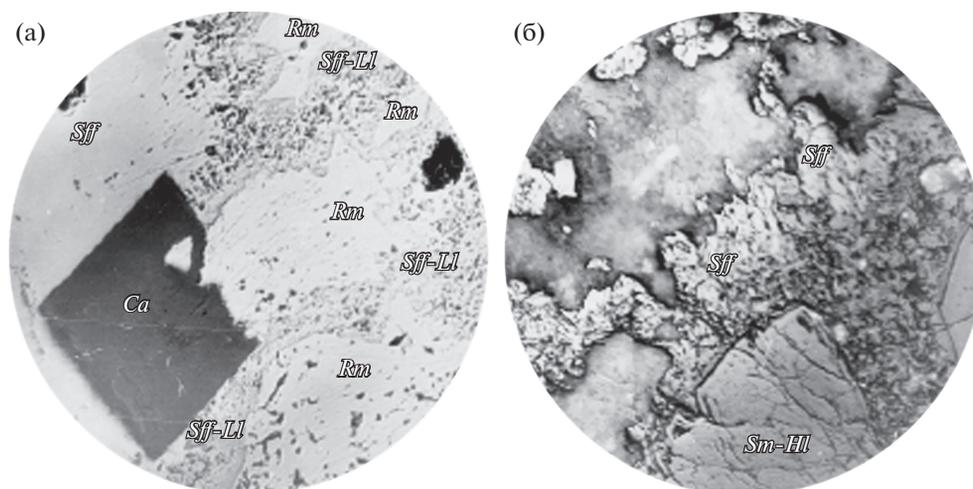
дробление и по трещинам залечиваются сульфидно-блекловорудным агрегатом мелкозернистого сложения. В кварцевых прожилках, секущих халькопирит-борнит-теннантитовые руды брекчиевой текстуры, отмечается вкрапленность кубических кристалликов герсдорфита, иногда — звездчатые тройники сафлорита. К особенностям руд этой стадии относятся повышенные содержания серебра и ртути в теннантите, наличие поздних кварц-анкеритовых прожилков с серебросодержащим га-

ленином. Стадия завершается отложением кварц-барит-витерит-кальцитового агрегата в виде прожилков, секущих все ранее образовавшиеся минеральные ассоциации и иногда содержащих вкрапления халькозина, куприта и самородной меди.

В рудах Хову-Аксынского месторождения наибольшим распространением пользуются минералы группы скуттерудита, особенно его зонально-изоморфная разновидность — шмальтин-хлоан-



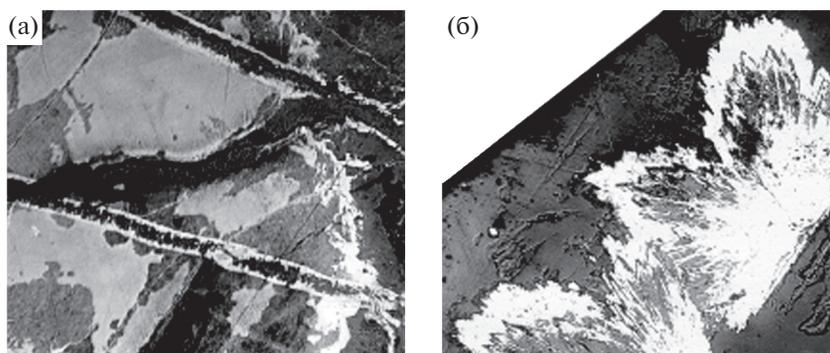
Фиг. 14. Скуттерудит-сафлоритовый парагенезис в рудах поздней арсенидной стадии. Северный участок: жила 131 (а); жила 145 (б); жила 132 (в); жила 149 (г).



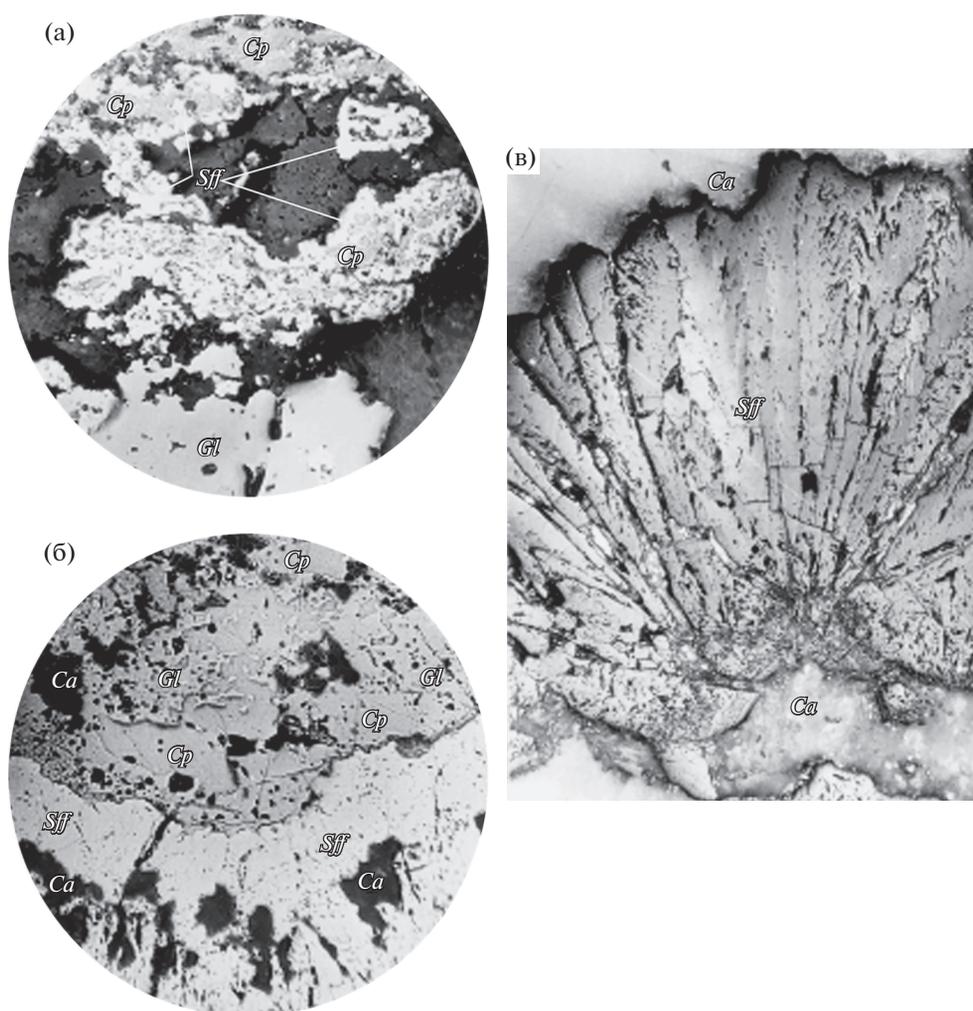
Фиг. 15. Смальтин-раммельсбергит-сафлорит-леллингитовый парагенезис в рудах поздней арсенидной стадии. Южный участок: жила 1 (а); жила 145 (б).

тит, а также сафлорит, никелин, раммельсбергит и леллингит. При изучении под микроскопом и в результате электроннозондового анализа в рудах определены менее распространенные

и трудно диагностируемые арсениды: никель-скуттерудит ($NiAs_3$), крутовит ($Ni_{1-x}As_2$), лангисит ($Co_{0,8}Ni_{0,2}As$), моддерит ($CoAs$), маухерит ($Ni_{14}As_8$) и орселит ($NiAs_2$). Краткая характеристи-



Фиг. 16. Пересечение шмальтин-хлоантитовых руд поздним сафлоритовым прожилком (а); нарастание сафлорита поздней арсенидной стадии на грань кальцита. Южный участок: жила 2 (а).



Фиг. 17. Кварц-сафлоритовый парагенезис поздней арсенидной стадии (а, б, в), цементируемый кальцитом в ассоциации с халькопиритом и галенитом постарсенидной стадии. Северный участок: жила 154.

ка наиболее распространенных минералов продуктивных по кобальту минеральных парагенезисов приведена ниже.

Шмальтин-хлоантит ((Co, Ni, Fe) As₂₋₃) – принадлежит к кубическим триарсенидам (Боришанская и др., 1981) или перарсенидам (Годовиков,

1975) группы скуттерудита и является количественно наиболее распространенным из арсенидов кобальта минералом, присутствующим во всех подтипах промышленных руд. В рудах месторождения Хову-Аксы этот минерал отлагался в трещинах первого, второго и третьего порядков совместно с жильными карбонатами, баритом и кварцем. Очень часто в рудных агрегатах он образует хорошо ограненные куб-октаэдры. В свежем изломе — стальной серо-белый с сильным металлическим блеском, при окислении становится тускло-серым. Темно-серыми и сероватыми выглядят мелкозернистые агрегаты шмальтина. Под микроскопом обнаруживает весьма характерную для него зональную структуру, которая обычно видна и макроскопически в изломе рудного штуфа и характеризует неоднородность химизма минерала. Микронзондовый анализ показал примесь железа (от 0.1 до 27.8 ат. %), меди (от 1.3 до 14.4 вес. %), висмута, иттрия, марганца в сотых и тысячных долях %, а сурьмы — в количестве 0.1–1.0%. Отношения $Co : Ni : Fe$ варьируют в широких пределах, причем намечается обратная зависимость между содержаниями железа и мышьяка, а отношение кобальта к никелю варьирует от 3 : 1 до 1 : 1 и не зависит от содержания мышьяка. Увеличение содержания никеля приводит к образованию зонально-изоморфных разновидностей: скуттерудит — шмальтин — шмальтин-хлоантит — хлоантит — никель-скуттерудит (Шишкин, 1973). Ранний шмальтин-хлоантит отлагается до никелина в виде мелкозернистых и коллоидных агрегатов и при окислении быстро замещается эритрином, а затем и другими арсенатами кобальта (беловитом, ховахситом). Шмальтин-хлоантит второй генерации отлагается после выделения основной массы никелина и раммельсбергита, цементируя их раздробленные агрегаты. Он по сравнению с ранним шмальтин-хлоантитом более стоек к окислительным процессам, что обусловлено повышенным содержанием мышьяка.

Скуттерудит ($CoAs_3$) — является наиболее богатым кобальтом (20.77%) триарсенидом. В рудах месторождения Хову-Аксы этот минерал отлагался во всех системах трещин в виде сплошных масс и друзовых “корочек”, завершающих кристаллизацию кобальт-никелевого арсенида — шмальтин-хлоантита, от которого отличается отсутствием зональности, несколько повышенной твердостью, устойчивостью к окислению и травлению кислотами. Скуттерудит обычно нарастает на внешние зоны шмальтин-хлоантита главной арсенидной стадии, иногда сечет его в виде жилочек или даже нарастает на радиально-лучистые выделения сафлорита. Микронзондовый анализ показал примесь железа (от 0.1 до 27.8 ат. %), меди (от 1.3 до 14.4 вес. %), висмута, иттрия, марганца в сотых и тысячных долях %, а сурьмы — в количестве 0.1–1.0%.

Сафлорит ($(Co, Fe) As_2$) — присутствует во всех типах богатых арсенидных руд и является довольно распространенным минералом, составляя от 5 до 30% рудной массы. В образцах легко устанавливается по сферолитовым агрегатам и корочкам с радиально-лучистой структурой. Кристаллы сафлорита в агрегате арсенидов макроскопически не различимы, но под микроскопом легко устанавливаются по характерным тройниковым сросткам в виде 6-лучевых “сафлоритовых звездочек”. Сафлорит обычно выделяется после шмальтин-хлоантита и скуттерудита главной арсенидной стадии, нарастая на них, пересекая в виде прожилков или выполняя пространство между кристаллами и агрегатами, отложившимися ранее. Микронзондовый анализ показал присутствие меди (0.01%) и иттрия (0.001%).

Никелин ($NiAs$) — в некоторых жилах, особенно на Северном участке месторождения, является главнейшим минералом, составляя от 20 до 70% рудной массы. Во многих же жилах он находится в подчиненных количествах, а в ряде жил, особенно на Южном участке, — совершенно отсутствует. Никелин всегда выделяется в форме коллоидных почковидных агрегатов, часто нарастая на выполняющие центральную часть почек агрегаты раннего шмальтин-хлоантита и, в свою очередь, обрастает более поздними — шмальтин-хлоантитом, скуттерудитом, сафлоритом. Никелин тесно ассоциирует с раммельсбергитом. Под микроскопом в почках наблюдается многократное чередование концентрических зон никелина и раммельсбергита, последний из которых образует в никелине прожилки и гнездовые обособления. Никелин часто содержит мелкие жилки и включения теннантита (тетраэдрита), халькопирита, сфалерита, самородного висмута, иногда самородного серебра и галенита, брейтгауптита, кобальтина. Микронзондовым анализом установлены примеси кобальта, висмута, сурьмы и серебра в количестве до 1%, а также железа и меди — от 0.3 до 1.5%. Никелин весьма неустойчив в зоне окисления и быстро переходит в аннабергит и кобрерит.

Раммельсбергит ($NiAs_2$) — всегда тесно ассоциирует с никелином, обрастая его по периферии коллоидных почек и образуя в них чередующиеся концентрические зоны, прожилки и включения, свидетельствующие как о близко одновременном их выделении, так и о несколько более поздней кристаллизации раммельсбергита, количественно подчиненного никелину. В существенно никелиновом промышленном типе руд раммельсбергит является одним из главных арсенидных минералов. Ассоциация раммельсбергита с сафлоритом встречается достаточно редко. При этом сафлорит в большинстве более поздний минерал, как и секущие арсенидные руды сульфиды и сульфосоли меди.

Таблица 1. Запасы Хову-Аксынского месторождения (по состоянию на 01.06.1993 г.)

| Категория запасов | Компонент | Запасы: руда – в тыс. т; металлы – в тоннах; содержание металлов – в %, серебро и золото – в г/т | | | |
|----------------------------|-----------|---|---------------|------------------|-------------------------------------|
| | | По месторождению Хову-Аксы | Участок Южный | Участок Северный | Участки Промежуточный Средний и др. |
| Главные компоненты | | | | | |
| В + С ₁ | Руда | 353 | 93 | 216 | 44 |
| | Кобальт | 7824 (2.22) | 2533 (2.53) | 4689 (2.17) | 782 (1.78) |
| | Никель | 10100 (2.86) | 1400 (1.51) | 6600 (3.06) | 2100 (4.77) |
| С ₂ | Руда | 343 | 40 | 201 | 102 |
| | Кобальт | 5708 (1.66) | 996 (2.49) | 3928 (1.95) | 784 (0.77) |
| | Никель | 6600 (1.92) | 800 (2.0) | 4400 (2.19) | 1400 (1.37) |
| В + С ₁₊₂ | Руда | 696 | 133 | 417 | 146 |
| | Кобальт | 13532 (1.94) | 3349 (2.52) | 8617 (2.07) | 1566 (1.07) |
| | Никель | 16700 (2.4) | 2200 (1.65) | 11000 (2.64) | 3500 (1.37) |
| Попутные компоненты | | | | | |
| С ₂ | Висмут | 342 (0.09) | 39 (0.03) | 253 (0.12) | 50 (0.13) |
| | Мышьяк | 54200 (14.01) | 20000 (14.9) | 27800 (13.0) | 6400 (16.41) |
| | Медь | 2400 (0.62) | 700 (0.52) | 1400 (0.65) | 300 (0.77) |
| | Серебро | Руд = 230; 51 (222) | 9 (70) | 42 (194) | ? (24–320) |

Леллингит (FeAs₂) – выделяется в виде зернистых масс и радиальнолучистых агрегатов оловянно-белого, стально-серого цвета, отличающихся зонально-концентрическим строением, преимущественно в ассоциации с сафлоритом, раммельсбергитом. В полированных шлифах руд его кристаллы имеют копьевидный, пирамидальный, уплощенный призматический облик. Часто кристаллы леллингита расщепляются вплоть до образования сферолитов, характерны двойники, звездчатые шестилучевые тройники, полисинтетические двойники. Подчиненным распространением в рудах пользуются: сульфоарсениды – кобальтин, аллоклазит, герсдорфит и глауколот; сульфосоли – теннантит, тетраэдрит; антимониды, селениды и теллуриды – брейтгауптит, ульманит, блокит, хастит, мелонит и др.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

Изучение температурных условий формирования руд кобальтовых месторождений, как и многих других физико-химических параметров гидротермального процесса, базируется в основном на всестороннем исследовании флюидных включений в минералах (Борисенко, 1982; Борисенко, Лебедев, 1982). Для определения физико-химических параметров рудоотложения по флюидным включениям в минералах использовались термо-

и криометрия, КР-спектроскопия. Концентрации рудных и петрогенных элементов в индивидуальных флюидных включениях оценивались методом LA-ICP-MS. Процессу отложения Co–S–As-минерализации в скарнах Хову-Аксынского месторождения предшествует внедрение даек основного и среднего состава. Рудообразующие флюиды месторождения отличаются наиболее высокими температурами гомогенизации флюидных включений среди всех известных типов собственно кобальтовых месторождений (Борисенко и др., 1984).

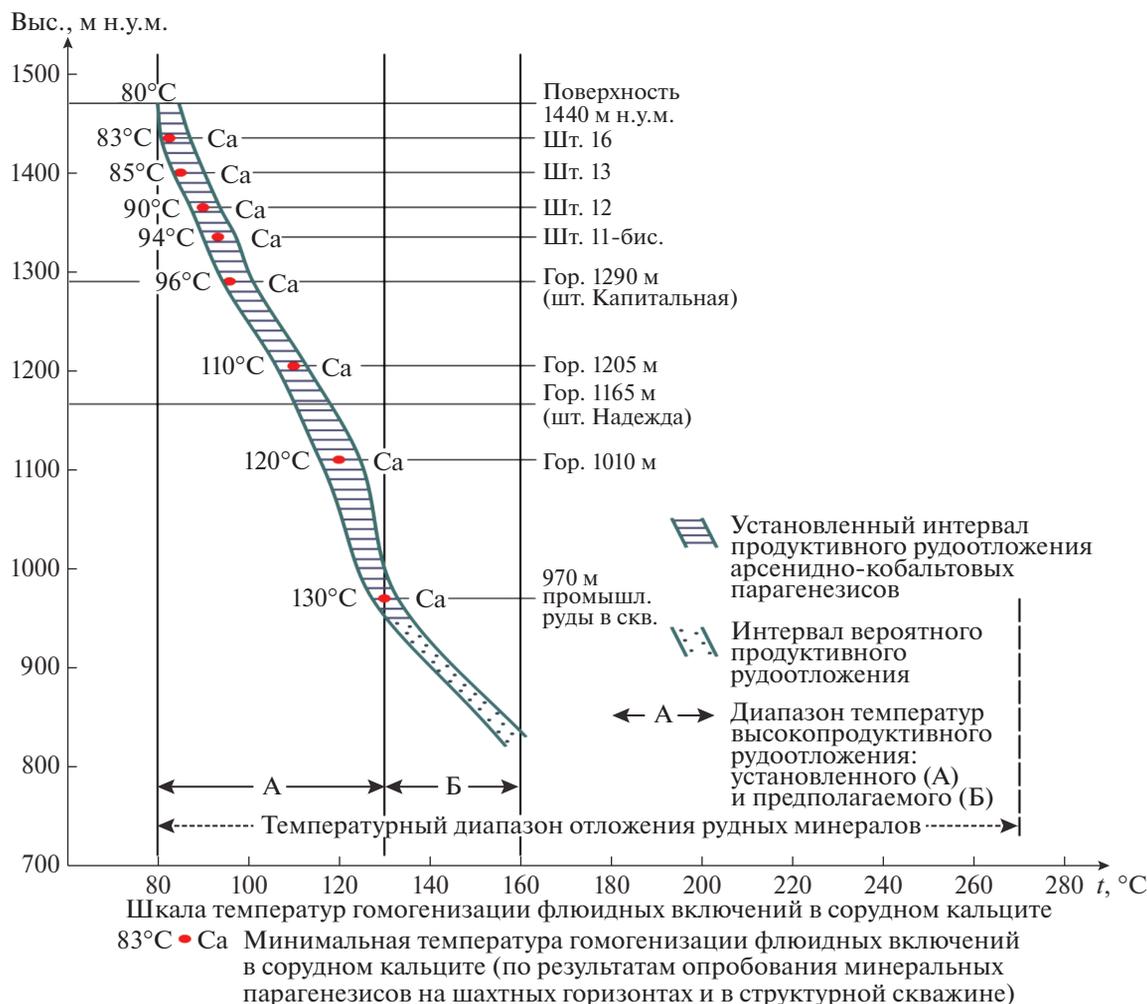
Изучение флюидных включений в минералах **скарнового этапа** (гранат, турмалин, кварц) показало, что их формирование происходило с участием магматогенных флюидов с высокой суммарной концентрацией в них хлоридов натрия, калия и кальция (более 30%) на фоне падения температуры от заметно превышающих 400 до 290–180°C, при давлениях, достигающих 550–700 бар и более (Лебедев, 1978; Борисенко, Лебедев, 1982). Наиболее благоприятный минерал скарнов для изучения флюидных включений – гранат. Он образует крупные хорошо ограненные кристаллы, нередко имеющие зональное строение. В гранате отмечаются редкие многофазовые включения, состоящие из раствора, газа и двух-трех минералов-узников. Эти включения изометричны по форме, размеры их в редких случаях превышают 5 мкм. Среди твердых фаз достаточно надежно можно диагности-

ровать лишь галит, который встречается в виде четко ограненных кубических кристалликов. Два других минерала-узника, образующие зерна изометричной формы и обладающие высоким температурным коэффициентом растворимости, из-за малых размеров включений однозначно определить не удалось. При нагревании таких включений твердые фазы быстро уменьшаются в объеме и растворяются при температуре 70–110°C. Растворение галита происходит при более высоких температурах — 215–270°C. Полная гомогенизация включений в гранате наблюдалась при 280–350°C. В центральных частях крупных кристаллов граната, как правило, присутствуют многофазовые включения с тремя минералами-узниками. Температуры их полной гомогенизации охватывают интервал 310–350°C. Во внешних зонах кристаллов этого минерала отмечаются включения с более низкими температурами гомогенизации — 320–280°C. В них присутствуют два или три минерала-узника. Кроме охарактеризованных выше флюидных включений, относимых нами к первичным, в гранате отмечаются многочисленные вторичные включения, приуроченные к различного рода залеченным трещинам. Большинство этих включений имеют неправильную лапчатую форму и гомогенизируются при более низких температурах (менее 200°C). Кроме граната, флюидные включения изучены в другом минерале скарнов — турмалине, образующем в этих породах розетки удлиненно-призматических кристаллов. В турмалине (шерле-ферридравите) установлены редкие трубчатые включения, состоящие из раствора, газа и кубических кристалликов галита. Растворение твердой фазы в таких включениях происходило при температурах 180–190°C, а полная гомогенизация включений наступала при 250–270°C.

Включения в кварце и карбонатах заключительной стадии образования скарнов более благоприятны для исследования. В кварце этой стадии установлены два типа флюидных включений. Включения первого типа, относимые к первичным, сконцентрированы в виде облачного скопления в прикорневой части кристаллов минерала-хозяина. Размер включений не превышает 10 мкм, а их форма преимущественно изометричная. Эти включения являются трехфазовыми и состоят из раствора, газа и кубических кристалликов галита. Растворение галита происходит при нагревании до 180–210°C, а полная гомогенизация включений — при 230–290°C. Кроме первичных включений, в кристаллах кварца присутствуют многочисленные вторичные включения, отчетливо приуроченные к залеченным трещинам. Для большинства из них характерны явления расшнуровки. В кальците из этой ассоциации, отлагающемся позже кварца, присутствуют многочисленные трехфазовые включения, равномерно распределенные в

кристаллах. Какой-либо приуроченности их к тем или иным направлениям спайности кальцита не устанавливается. Включения состоят из раствора, газа и галита. Соотношение фаз во включении не постоянно. При нагревании в одних случаях исчезновение газовой фазы наблюдается после растворения кристаллика галита, в других — наоборот. Причем в последнем случае из-за высоких давлений, развивающихся во включениях при их полной гомогенизации, и малой прочности минерала-хозяина, как правило, происходит их разгерметизация. Поэтому полную гомогенизацию удалось пронаблюдать лишь в нескольких мелких включениях. Общий интервал гомогенизации включений в кальците составляет 270–180°C. Растворение галита в них происходит при температуре 200–250°C. Растворение кристалликов галита в некоторых включениях происходит при температурах, на 40–50°C превышающих температуру исчезновения газовой фазы, что позволяет определить давление, развивающееся в таких включениях в момент гомогенизации. Определенные таким образом давления достигали 550–700 атм.

Флюидные включения, изученные в зональных ромбоэдрах кальцита **продуктивных стадий минерализации**, содержат в переменных количествах галит, присутствующий в виде самостоятельных вкраплений, обособленных от законсервированных вакуолей с рудообразующим флюидом. Гомогенизация газовой фазы в первичных включениях происходит в интервале температур 60–160°C, причем наиболее высокие температуры гомогенизации (100–160°C) установлены в крупнокристаллическом кальците из приальбандовых участков сульфидно-блекловорудных жил, наиболее низкие — в кристаллах этого минерала из занорышей. Это свидетельствует об отложении кальцита постарсенидной стадии на фоне общего снижения температуры минералообразующего раствора. Редкие однофазовые включения установлены и в пострудном мелкокристаллическом кальците из прожилков, секущих все ранее образованные минеральные парагенезисы. Газовая фаза в них не проявляется даже при охлаждении, что однозначно указывает на образование пострудного кальцита из холодноводных растворов. Результатами криометрических, рентгеноструктурных, атомно-абсорбционных и изотопных исследований состава гидротермальных растворов, законсервированных в минералах, образовавшихся на разных гипсометрических уровнях, установлены стабильно высокие концентрации солевых компонентов: CaCl_2 — 126.51–377.15 г/л; NaCl — 101.87–165.90; KCl — до 9.4, CaBr_2 — до 8.65, Ni — до 1.47 г/л. Обращает на себя внимание весьма низкое отношение $\text{Na} : \text{K} = 0.08\text{--}0.11$ и довольно высокое содержание брома, что не характерно для ювенильных флюидов. В газовой фазе преобладает H_2O (299.5–800.0 мг/кг про-



Фиг. 18. Температурный диапазон рудоотложения в жилах месторождения Хову-Аксы.

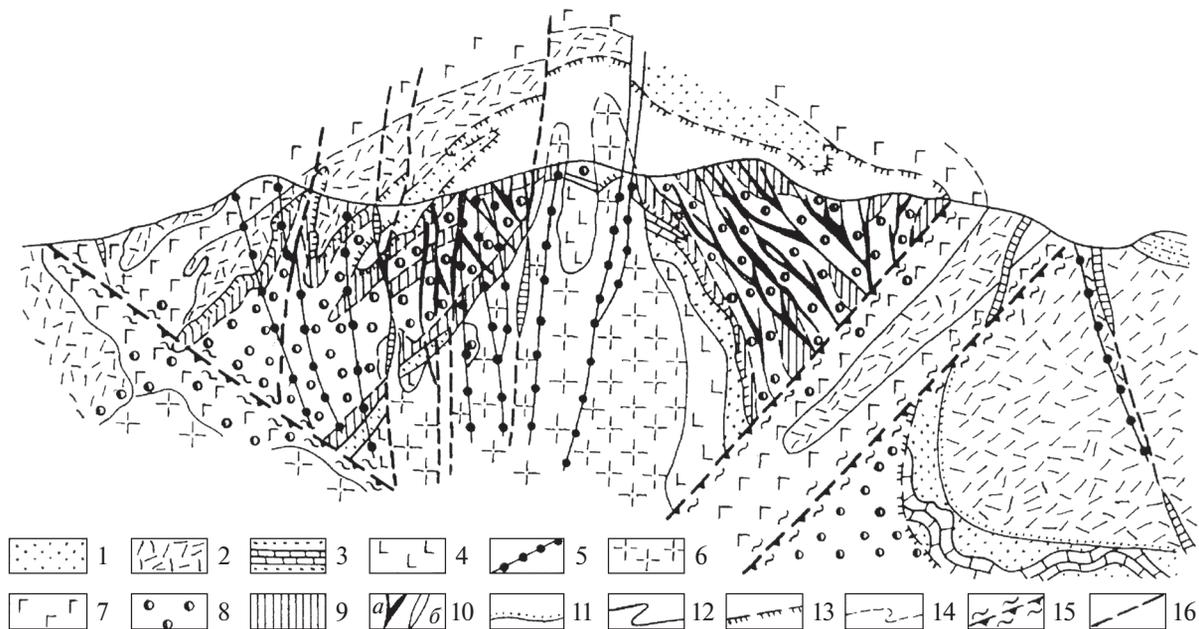
бы), присутствуют CO_2 (0.7–9.0 мг/кг) и газ неопределенного состава (5.2–6.1 мг/кг). Результаты изучения физико-химических условий рудообразования, изотопного состава кислорода и углерода кальцита в минералах из арсенидных жил доказывают важную роль экзогенных подземных вод в формировании месторождения Хову-Аксы. Установлено, что в флюидных включениях кальцита главной стадии рудоотложения законсервирован низкотемпературный флюид. При этом температура кристаллизации кальцита главной стадии в жиле 131 на горизонте 1400 м составляет 40–80°C, на горизонте 1353 м – 60–90°C, а на горизонте 1291 м – от 80 до 95°C. В жиле 115 на горизонте 1400 м температура гомогенизации флюидных включений в розовом кальците равна 70°C, а на горизонте 1165 м – 110°C. Таким образом, отложение арсенидных руд происходило в условиях температурного градиента, который на период кристаллизации кальцита главной арсенидной

стадии в жилах Северного участка составлял 7–11°C/100 м (фиг. 18).

На заключительных стадиях гидротермального процесса образование сульфидно-сульфосольных парагенезисов объясняется моделью смешения – вовлечением в рудообразование вадозных вод более высоких горизонтов с присутствием: сульфатной, сульфидной серы или при их совместном присутствии в растворе.

НОВЫЙ “СТАРЫЙ” ВЗГЛЯД НА ПЕРСПЕКТИВЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Структурный план рудного поля. Общий структурный план рудного поля месторождения Хову-Аксы определяется соотношением Северного и Юго-Западного надвигов, являющихся естественными границами установленного распространения продуктивной арсенидной никель-кобальтовой минерализации (фиг. 19).



Фиг. 19. Вертикальная разрез-проекция на широтную плоскость геологического строения арсенидного кобальтового (пятиэлементного) месторождения Хову-Аксы: 1 – терригенно-мергелистые отложения D_{2gv} ; 2 – вулканогенные и экструзивные образования D_1 ; 3 – неизмененные терригенно-карбонатные отложения S_{1-2} ; 4 – базальтовые порфириды и их туфы E_1 ; 5 – дайки субшелочных базальтоидов; 6 – гранофиры, граносиениты, гранит-порфиры D_3-C_1 ; 7 – габбро-диабазы D_3-C_1 ; 8 – сульфидизированные скарны; 9 – скаполит-пренит-полевошпатовые апоскарны; 10 – рудные жилы (а – кобальтовые арсенидные, б – сульфидарсенидно-сульфосольные); 11–14 – геологические границы: 11 – несогласного залегания, 12 – интрузивов, 13 – метасоматитов, 14 – фациальных переходов; 15 – надвиги, зоны расланцевания; 16 – прочие разрывные нарушения.

Надвиги сходятся в один узел на северо-западном фланге рудного поля и образуют в плане незамкнутую с юго-востока структуру. В поперечном сечении, перпендикулярном оси горст-антиклинали, они имеют восточное падение и, вероятно, сопряжены на глубине 2.3–2.5 км. В рудном поле месторождения Хову-Аксы зоны Северного и Юго-Западного надвигов контролируют размещение согласных с ними интрузивов габбро-норитового и грано-сиенитового состава. В пространстве система надвигов образует асимметричную коническую поверхность, обращенную вершиной вниз (Лебедев, 1967). Ось этой “воронки” имеет юго-западное склонение по азимуту $230^\circ-240^\circ$ под углом $60^\circ-62^\circ$ и соотношение большой меридиональной и малой широтной осей (эксцентриситет) в горизонтальном продолжении – 0.53. В контурах конической фигуры размещается более 75 карбонатных жил с арсенидной минерализацией, которые образуют 6 рудных “пучков”, различающихся как размерами, так и формой (фиг. 20, 21).

При рассмотрении морфологических особенностей рудного поля и его обособленных рудных “пучков” автором применены линейные, угловые и площадные характеристики, предложенные П.Ф. Иванкиным (Иванкин, 1970):

К – корень рудного поля, рудного “пучка” – глубинная часть структуры, куда по склонению, сближаясь в пространстве, уходят минерализованные системы;

А – продольная по максимальному удлинению ось рудного поля, рудного “пучка” в горизонтальном положении;

a_1, a_2, a_3 – продольные оси горизонтальных срезов рудных “пучков”;

б – поперечная по максимальному уплощению ось рудного поля, рудного “пучка”;

b_1, b_2, b_3 – поперечные оси горизонтальных срезов рудных “пучков”;

г – ось рудного “пучка” – условная линия, проведенная через центры горизонтальных сечений;

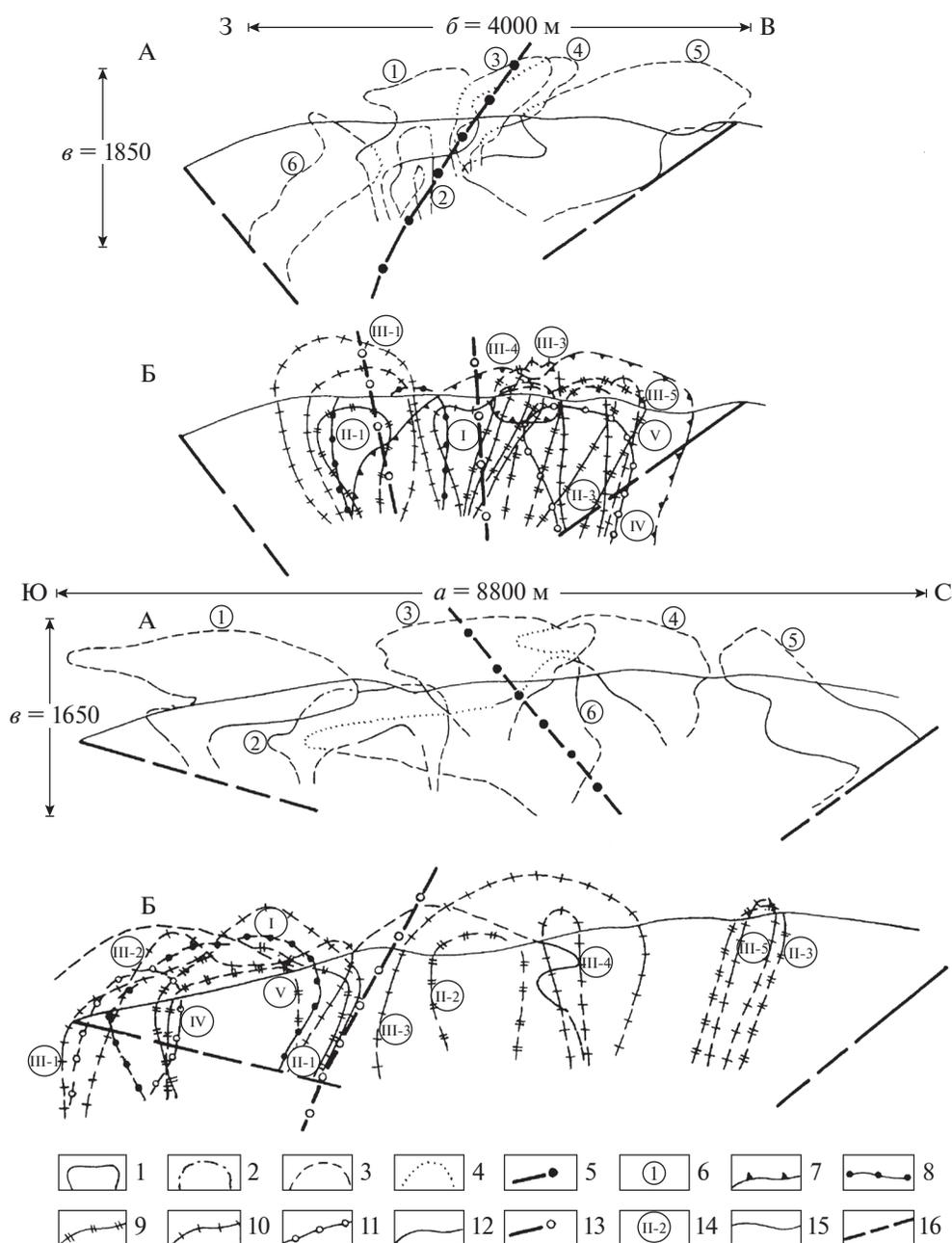
в – полная вертикальная протяженность рудного “пучка” – вертикальное расстояние между фронтом и корнем;

a/b – степень уплощенности рудного “пучка” – коэффициент линейности (КЛ);

a/v – коэффициент вертикальной протяженности рудного “пучка” (КВП);

α – угол конусности в продольном вертикальном сечении;

β – угол конусности в поперечном вертикальном сечении;

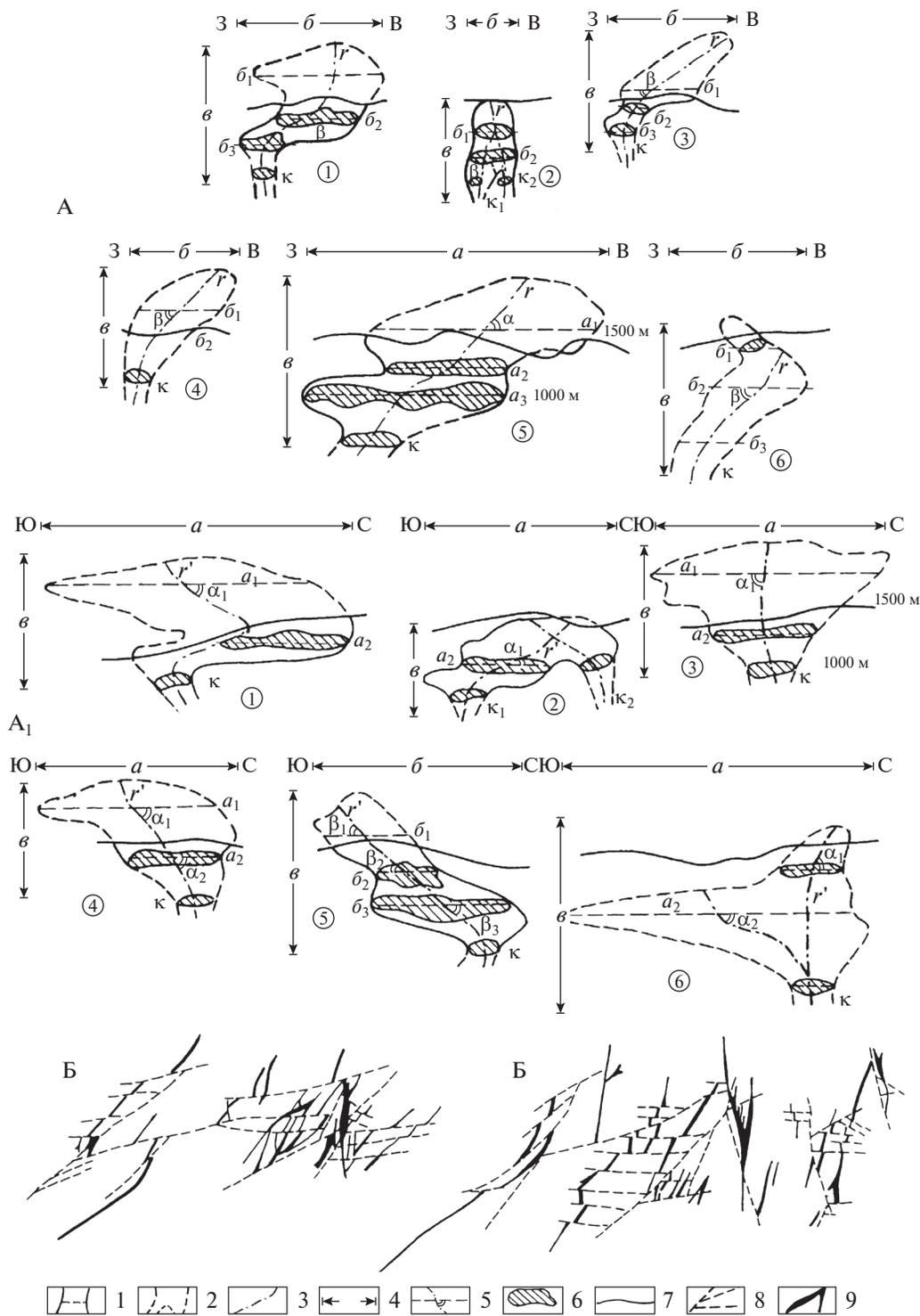


Фиг. 20. Сводные вертикальные проекции рудных (А) и магматических (Б) “пучков” месторождения Хову-Аксы на широтную и меридиональную плоскости. 1–6 – рудные “пучки”: 1 – контур достоверный; 2, 4 – степень перекрытия на проекции; 3 – предполагаемый контур; 5 – проекция осевой плоскости рудных “пучков”; 6 – номера рудных “пучков”; 7–14 – магматические “пучки”: 7 – гранофиры; 8 – долериты; 9 – сиенит-порфиры; 10 – диабазы; 11 – порфириды; 12 – микродиабазы; 13 – номера магматических “пучков”; 14 – проекции осевых плоскостей магматических “пучков”; 15 – поверхность эрозионного среза; 16 – разломы.

КЭ – коэффициент эрозии – отношение вертикальной протяженности рудного “пучка” в эрозионном срезе к его полной вертикальной протяженности.

На фиг. 20 показаны сводные проекции фигур рудных и магматических “пучков” на вертикальные продольные проекции широтной и меридиональной ориентации, а на фиг. 21 – фигуры эле-

ментарных рудных “пучков” месторождения Хову-Аксы в вертикальной широтной и меридиональной продольных проекциях. Размещение этих “пучков” в фигуре рудного поля определяется приуроченностью к диагональному круговому сечению эллипсоида деформации, ориентированного в меридиональном направлении. Дислокации диагональной ориентировки в рудном поле зафиксиро-



Фиг. 21. Проекция рудных “пучков” жил на месторождении Хову-Аксы: (А – широтная; А₁ – меридиональная; Б, В – погоризонтные сечения системы жил Северного участка: А – 1343 м, Б – 1291 м). Контуры “пучков”: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 3 – проекция осевой плоскости; 4 – сечения: a – поперечное, β – продольное; 5 – склонение: a – продольное, β – поперечное; 6 – горизонтальные сечения “пучков”; 7 – поверхность эрозионного среза; 8 – разломы; 9 – арсенидно-карбонатные жилы в горизонтальных сечениях.

ваны серией разрывных нарушений различного порядка, вмещающих относительно разновозрастные дайки субщелочных базитов, кварцево-карбонатные жилы с арсенидными никель-кобальтовыми рудами, жилообразные тела кремнисто-карбонатного состава с сульфоарсенидно-сульфосольной медно-кобальтовой минерализацией.

Перспективные запасы и новые технологические решения. Горно-обогатительный комбинат “ТУВАКОБАЛЬТ” осуществлял в 1970–1991 гг. добычу и гидрометаллургическую переработку серебро-кобальтовых арсенидных руд с получением коллективного концентрата по аммиачно-карбонатной технологии. За 20 лет производственной деятельности комбината на штольневых отвалах накоплены громадные количества жильной массы, содержащей арсениды и сульфиды, а в картах захоронения складировано более 2 млн м³ техногенных отходов.

Разработка технологии обогащения руд и проектирование производственных объектов были выполнены в “ГИПРОНИКЕЛЬ” (Ленинград) на мощность по добыче и переработке 70 тыс. т товарной руды с содержанием кобальта 1.19% и параметрами извлечения кобальта 78%, никеля 80%, меди 56%. Технические показатели производительности гидрометаллургического цеха по переработке товарной руды, несмотря на несоответствие проектным требованиям к ее качеству, были достигнуты к 1974 г. и стабильно выдерживались вплоть до остановки комбината в 1991 г. Это стало возможным благодаря целенаправленному совершенствованию аммиачно-автоклавной технологии извлечения ценных компонентов из арсенидных руд. Выпускаемый коллективный кобальтовый концентрат содержал: 11–14% кобальта, 17% никеля, 12% меди. Концентрация мышьяка, как вредной примеси, не должна была превышать 2.5%. Окончательный металлургический передел производимого концентрата осуществлялся на Уфалейском никелевом заводе. После отработки 46 блоков по жилам Южного участка ГОК “ТУВАКОБАЛЬТ” в 1972 г. был переведен в категорию планово-убыточных предприятий Министерства цветной металлургии СССР. Основанием служили: необеспеченность подготовленными к выемке промышленными запасами кобальтовых руд нужного качества; неполнота и низкая степень извлечения ценных компонентов из руд; низкие внутригосударственные цены на кобальт и относительно высокая себестоимость производимого товарного продукта; высокие затраты на содержание сформированной инфраструктуры. Для повышения эффективности производства был введен понижающий коэффициент на содержание кобальта в разведочно-эксплуатационных блоках (0.3 – в 1972–1974 г., а с 1976 г. – 0.5), что обосновывалось, прежде всего, не полным подтверждением запасов металла в относительно мало-

мощных рудных жилах при их отработке на Южном участке месторождения. Для достижения проектных параметров извлечения полезных компонентов совершенствовались методы эксплуатационной разведки и системы отработки рудных тел, технология гидрометаллургического передела арсенидных руд. Нарращивание запасов кобальтовых руд осуществлялось поисково-разведочной партией № 18 Тувинской ГРЭ (Лебедев, 1998). Продолжались научные исследования и опытно-конструкторские работы, ориентированные на разработку технологий глубокой комплексной переработки руд (Бурдин и др., 2008). В 1985 г. была создана экспериментальная полупромышленная установка по выпуску товарных продуктов с повышенной добавленной стоимостью: кобальтовых солей высокой чистоты и металлических порошков. Технико-экономические показатели работы комбината “ТУВАКОБАЛЬТ” свидетельствуют о том, что несмотря на добычу руды наименее производительной и наиболее дорогостоящей системой отработки, в структуре себестоимости производимого продукта преобладали затраты гидрометаллургического обогащения (62.5%). Значительного снижения себестоимости можно было достичь за счет введения в действующую технологическую схему операции предварительного радиорезонансного обогащения, которая позволила бы улучшить качество товарной руды при одновременном уменьшении объемов ее переработки и сохранении количества извлекаемых в концентрат металлов. Анализ технико-экономических показателей деятельности Хову-Аксынского рудника и гидрометаллургического цеха за 1985 г. позволил ориентировочно оценить упущенные экономические возможности при производстве коллективного Co + Ni + Cu концентрата – они составляли 1.5 млн \$/год. Сквозная эффективность кобальтового производства на базе освоения Хову-Аксынского месторождения с учетом учтенной прибыли Уфалейского никелевого завода от реализации металлического кобальта, полученного из поставленного комбинатом концентрата, в ценах 1985 г. оценивается в 3.15 млн \$. За период 1991–2000 гг. цена кобальта на мировом рынке не была постоянной – изменялась от 22 до 72 \$/кг (Бюллетень ..., 1996). В 1996 г. на Лондонском рынке малых металлов цена 1 т кобальта с чистотой 99.8% колебалась в интервале 48250–59392 \$/т, а в 1999 г. – 39400–45000 \$/т. Стоимость кобальта, извлеченного из руд месторождения в 1985 г., превышала 7 млн \$, а при средних ценах (41.5 \$/кг) на Европейском рынке – 12 млн \$, что свидетельствует о значительных упущенных возможностях и высоком экономическом потенциале рекомендуемого к возрождению уникального кобальтового производства в Туве.

Объем оставшихся в недрах Хову-Аксынского месторождения ресурсов кобальта и сопутствующих ценных компонентов превышает количество

балансовых запасов, утвержденных ГКЗ СССР в 1964 г., а по кобальту составляет 13.532 тыс. т (табл. 1). Большая часть промышленных запасов и прогнозных ресурсов расположена на глубоких горизонтах, и для их отработки необходима проходка шахтного ствола и уклонов (Лебедев, 1998).

Обеспеченность запасами с учетом прироста, полученного в 1986–1991 гг. на северо-западном фланге Северного участка, по прогнозным оценкам составит не менее 25 лет. Сырьевые ресурсы Хову-Аксынского месторождения позволяют возродить горно-металлургическое производство, ориентированное на добычу и глубокую переработку арсенидных никель-кобальтовых руд и техногенных отходов гидрометаллургического передела ГОК “ТУВАКОБАЛЬТ” (Создание..., 2006).

Карты захоронения №№ 1–5 отходов гидрометаллургического передела товарных руд с относительно высоким содержанием ценных компонентов (табл. 2) представляют собой в плане четырехугольники размерами 250 × 50 м (фиг. 22, 23), обвалованные дамбами из грунтов. На грунты, слагающие дно и борта емкостей дресвяно-щебенчатые с супесчаным и песчаным заполнителем и обладающие значительной фильтрационной способностью (коэффициент фильтрации колеблется от 13 до 22 м/сут), положен противотрационный экран из полиэтиленовой пленки толщиной 2 мм. Пленка уложена на подстилающий слой из песка толщиной 20 см и засыпана защитным песчаным слоем толщиной 40 см. После осветления жидкой фракции пульпы в картах захоронения и последующего уплотнения твердого осадка хвостов, в дальнейшем предусмотрено использование передвижного насосного агрегата для периодической откачки осветленной воды в гидрометаллургический цех с целью повторного использования в технологическом процессе. Оставшиеся в картах захоронения растворы в условиях аридного климата постепенно испарялись. За время хранения произошли существенные изменения в распределении элементов в картах захоронения. Скорость реакций в веществе отходов существенно выше, поскольку, во-первых, это тонкодисперсное вещество после дробления, увеличивающего поверхность, а соответственно и скорость реакции, а во-вторых, после переработки, металлы и мышьяк находятся в окисленной легко выщелачиваемой форме. Изначально неоднородная масса имела зональность, связанную с выщелачиванием металлов из песчаных слоев и концентрацией на глинистых слоях.

На полигоне захоронения отходов, где отсутствует инфильтрационный барьер, шла миграция элементов в подстилающие породы, причем разброс максимальных, минимальных и средних значений для каждой карты существенно различается. Основной экологический риск загрязне-

ния окружающей среды связан с ветровой эрозией тонкозернистого материала, заполняющего карты захоронения. Цепочка распространения металлов и мышьяка в окружающую среду следующая: отходы → почвы → метеорные воды → природные водоемы. В результате полевых исследований выявлены существенные превышения предельно допустимых концентраций в почвах токсичных компонентов (As – до 250 раз, Co – до 5 раз, Ni – до 10 раз) и высокая доля легкоподвижных форм мышьяка, превышающая 50%. Оценка реального экологического риска требует продолжения круглогодичного мониторинга состояния природной среды. В процессе выщелачивания тяжелых металлов и мышьяка поровыми растворами возможно попадание легкоподвижных форм в весенне-летне-осенний период в грунтовые воды. При любом катастрофическом событии (землетрясение, высокий уровень осадков, повреждение дамб) заражение мышьяком охватит большие площади.

Оптимизация эксплуатационных работ при добыче арсенидных руд способствовала увеличению объемов товарной руды в период 1970–1991 гг. с 38000 до 85000 т/год, а совершенствование технологии обогащения руд привело к повышению степени извлечения кобальта с 64 до 79% и позволило вовлекать в переработку более бедные руды, снизив содержание кобальта в товарной руде с 1.19 до 0.34%. Разрушительное воздействие на борты карт захоронения отходов ливневыми потоками приводит к образованию, особенно в весенний период, временных водотоков, из которых пьют воду животные, что и приводит к их гибели. Выполнены специализированные биогеохимические исследования экологического состояния животного мира в зоне влияния эродированных арсенидных кобальтовых жил месторождения Хову-Аксы и мышьяковистых отходов их гидрометаллургического передела, выявлены биологические индикаторы оценки экологической чистоты природной среды (фиг. 24).

Большая часть промышленных руд расположена на глубоких горизонтах, и для их отработки необходима проходка шахтных стволов и уклонов на Северном и Южном участках с последующим соединением их на горизонте 1165 м путевой штольной протяженностью около 5 км. Экономически целесообразно обработать открытым способом (карьером) сульфидизированные скарны с карбонатно-арсенидными жилами до горизонта +1000 м, а глубже – шахтным способом. При возрождении кобальтового производства на базе переработки арсенидных руд необходимо внедрить разработанные технологии и оборудование, позволяющие: получать соли кобальта и кобальт-никель-медные металлургические порошки; осуществлять глубокую гипохлоритно-аммиачно-карбонатную гидрометаллургическую переработку накопленных техногенных отходов и первичных арсенидных кобаль-

Таблица 2. Содержания металлов в разрезе траншей и карт захоронения

| | Fe | As | Cu | Zn | Ag | Cd | Sb | Pb |
|----------------|-----|------|------|-------|-----|------|-----|-----|
| Размерность | % | | г/т | | | | | |
| Траншеи | | | | | | | | |
| Среднее | 4.0 | 1.9 | 1200 | 490 | 60 | 2.3 | 100 | 36 |
| Максимум | 4.7 | 2.5 | 1700 | 550 | 80 | 2.9 | 150 | 85 |
| Минимум | 2.9 | 1.2 | 850 | 450 | 30 | 1.5 | 54 | 9 |
| Разброс | 1.6 | 2.0 | 2.0 | 1.2 | 2.8 | 1.9 | 2.7 | 9.7 |
| Карта 1 | | | | | | | | |
| Среднее | 3.7 | 2.3 | 950 | 455.6 | 43 | 1.6 | 100 | 80 |
| Максимум | 4.4 | 3.5 | 1500 | 607 | 150 | 3.2 | 130 | 210 |
| Минимум | 2.0 | 0.5 | 480 | 213 | 3 | 0.8 | 55 | 25 |
| Разброс | 2.2 | 7.0 | 3.1 | 2.8 | 46 | 4.1 | 2.4 | 8.4 |
| Карта 2 | | | | | | | | |
| Среднее | 3.9 | 1.0 | 1020 | 440 | 50 | 1.3 | 100 | 40 |
| Максимум | 4.9 | 2.1 | 1400 | 570 | 60 | 2.1 | 130 | 60 |
| Минимум | 3.2 | 0.4 | 720 | 330 | 30 | 0.6 | 80 | 20 |
| Разброс | 1.5 | 5.7 | 2.1 | 1.7 | 1.9 | 3.3 | 1.8 | 2.9 |
| Карта 3 | | | | | | | | |
| Среднее | 4.5 | 4.8 | 560 | 310 | 50 | 0.6 | 86 | 170 |
| Максимум | 5.0 | 7.2 | 650 | 370 | 70 | 1.5 | 90 | 290 |
| Минимум | 4.0 | 3.9 | 440 | 210 | 30 | 0.2 | 80 | 90 |
| Разброс | 1.3 | 1.8 | 1 | 2 | 2 | 9.7 | 1 | 3 |
| Карта 4 | | | | | | | | |
| Среднее | 5.4 | 2.7 | 720 | 470 | 20 | 2.7 | 88 | 90 |
| Максимум | 6.9 | 3.8 | 1370 | 620 | 30 | 4.2 | 119 | 125 |
| Минимум | 3.1 | 1.9 | 410 | 330 | 14 | 0.3 | 64 | 37 |
| Разброс | 2.2 | 2.0 | 3.3 | 1.9 | 2.0 | 14.0 | 1.9 | 3.4 |
| Карта 5 | | | | | | | | |
| Среднее | 5.1 | 2.2 | 500 | 230 | 17 | 1.9 | 89 | 43 |
| Максимум | 5.8 | 3.9 | 700 | 320 | 30 | 2.7 | 148 | 164 |
| Минимум | 4.3 | 0.4 | 280 | 200 | 8 | 1.2 | 46 | 8 |
| Разброс | 1.4 | 10.4 | 2 | 2 | 4 | 2.2 | 3 | 21 |

товых руд с извлечением кобальта, никеля, меди, серебра, золота, висмута, мышьяка и других ценных компонентов.

Оценена эффективность возрождения кобальтового производства с использованием модульного комплекса ВТВ-50 (фиг. 25) для переработки кобальт-мышьяковых шламов из карт захоронения, экономико-технологические характеристики которой приведены ниже в табл. 3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Этапы возрождения кобальтового производства в Республике Тыва

Синхронно с разработкой технического проекта возрождения кобальтового производства и проведением научных исследований по совершенствованию технологий гидрометаллургического передела арсенидных кобальтовых руд и техногенных отходов предлагается:

- адаптация опытно-промышленной установки высокотемпературного выщелачивания (ВТВ-50), внедренной на Медном заводе ОАО «НОРНИКЕЛЬ», к техногенному сырью ГОК «ТУВАКОБАЛЬТ» и создание технологического комплекса для извлечения серебра, кобальта, никеля, меди, мышьяка, золота и висмута из хвостов гидрометаллургического передела для промышленного производства товарных продуктов в виде чистых металлов и их солей;

- обработка технологии обогащения рудного сырья с использованием накопленных рудных отвалов для их промышленной переработки с целью получения товарных продуктов с высокой добавленной стоимостью;

- проектирование возрождаемого рудника и необходимой горнопромышленной инфраструктуры на участке Северный, включающей: карьер открытой разработки залежи сульфидизированных скарнов с секущими ее Ag–Bi–Cu–Ni–Co–As-карбонатными жилами; теплоэнергетический комплекс; узел рудоподготовки; гидрометаллур-



Фиг. 22. Космический снимок расположения полигона и карт захоронения отходов гидрометаллургического передела товарных арсенидных кобальтовых руд месторождения Хову-Аксы.

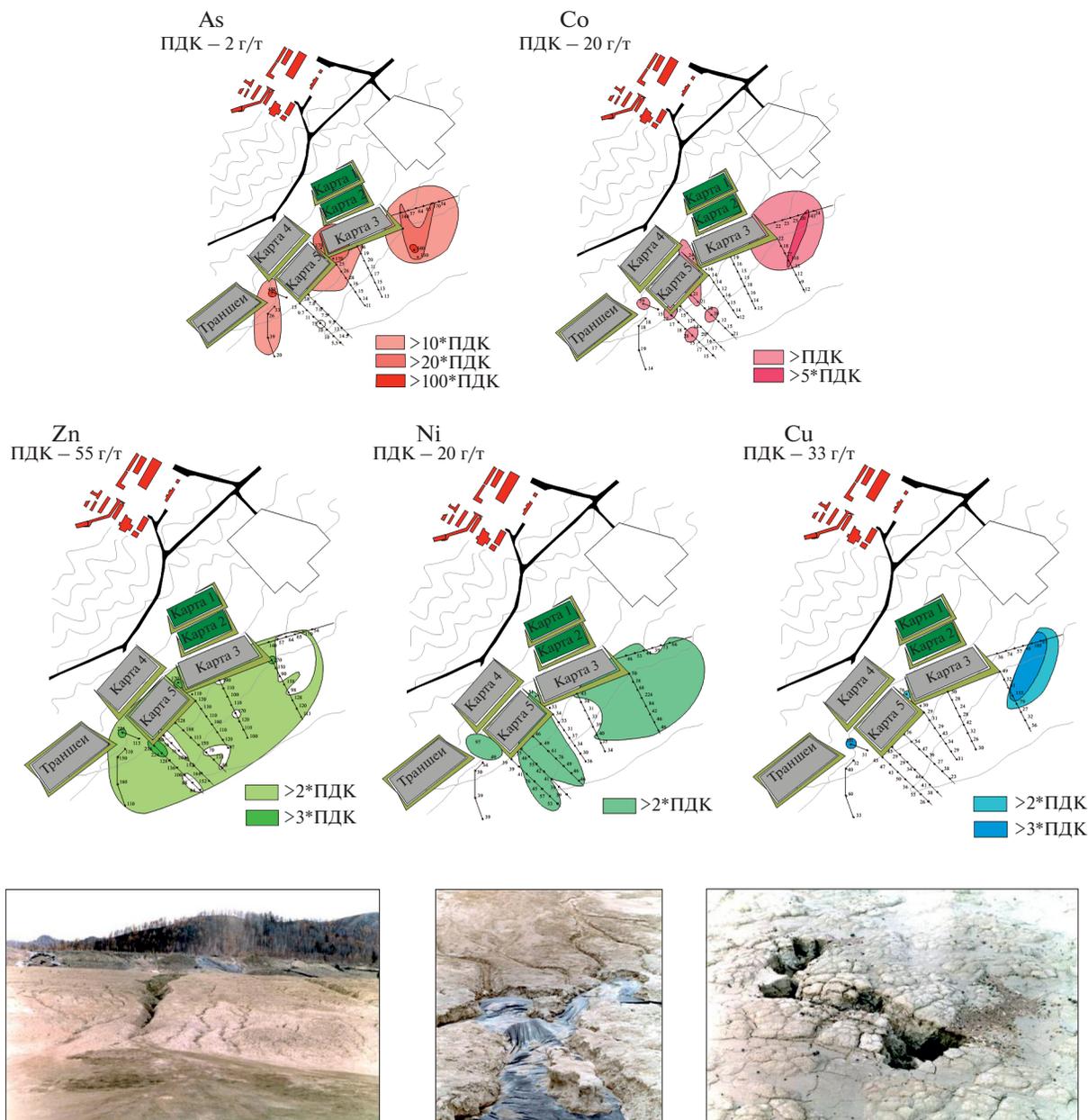
гический комплекс; производственные здания и сооружения.

На начальном этапе возрождения кобальтового производства в Туве первоочередной должна стать переработка лежалых шламов гидрометаллургического передела. Это обусловлено тем, что:

- переработка шламов не нуждается в капитальных вложениях на горно-подготовительные и подземные добычные работы, невелики затраты на измельчение техногенных отходов, а каждые 100 тыс. т шламов в среднем содержат: кобальт – 200 т, никель и медь – по 150 т, цинк – 10 т, серебро – 10 т, золото – 6 кг. Всего извлекаемых ценных продуктов на сумму более 10 млн долларов США;
- внедрение технологии гравитационного обогащения на базе разработанных обогатительных комплексов и модульного гидрометаллургического производства на основе адаптации обогатительной установки ВТВ-50 (Создание ..., 2006), которая введена в эксплуатацию на Медном заводе

ОАО “НОРНИКЕЛЬ”, для извлечения элементов платиновой группы из шлаков переработки сульфидных медно-никелевых руд, позволят организовать извлечение ценных компонентов как из техногенных отходов, так и из привозных концентратов, содержащих благородные и редкие металлы;

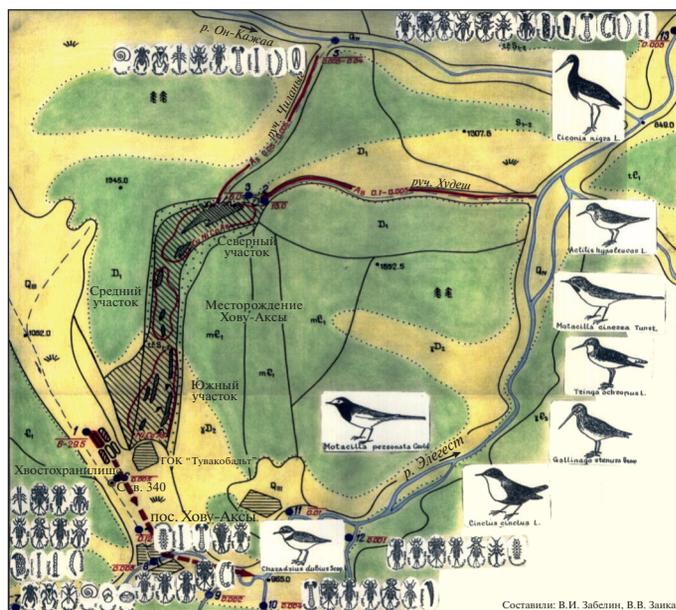
- переработка техногенного сырья и концентратов позволит приступить к восстановлению рудничного комплекса и необходимых вспомогательных служб. К первоочередной переработке принимаются шламы, размещенные в картах захоронения, наиболее близко расположенных к месту их обогащения;
- аммиачно-карбонатная технология обогащения упорных сульфидно-мышьяковых руд, при условии ее совершенствования, применима для переработки различных видов минерального сырья (золоторудного, сурьмяно-серебряного, уран-фосфатного, литий-фтористого редкометалльно-редкоземельного и др.).



Фиг. 23. Аномальные концентрации мышьяка и тяжелых металлов в почвах вблизи карт захоронения №№ 1–6 (на фотографиях – современное состояние карт №№ 3, 4 и 5).

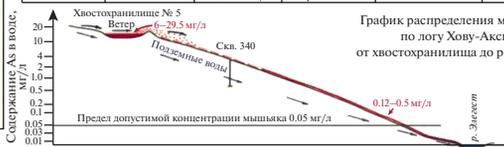
Таблица 3. Экономико-технологические характеристики установки ВТБ-50

| Наименование характеристики | Оценка |
|--|--------------|
| Годовая производительность | 50 тыс. т |
| Запасы шламов в карте № 1 | 291 тыс. т |
| Срок отработки карты | 6 лет |
| Выпуск продукции в год | 4354 тыс. \$ |
| Общие затраты на выпуск продукции | 2.04 млн \$ |
| Валовая прибыль предприятия | 2.18 млн \$ |
| Налог на прибыль | 0.76 млн \$ |
| Чистая прибыль | 1.42 млн \$ |
| Рентабельность производства: по чистой прибыли | 70% |
| Численность работников | 50 чел. |
| Первоначальные инвестиции | 2.22 млн \$ |
| Срок окупаемости инвестиций | 12 мес. |



Геохимическая характеристика и видовой состав животного населения

| Предмет Объект | Горные породы и руды, отходы гидрометаллургии | Элевый, дельтовый, аллювий, почва, растения | Воды | Военные безопознанные | Околородные птицы |
|---|--|---|---|---|---|
| Хвостохранилища открытые | Шламы, содержащие мышьяк 3-5% | Отсутствуют | Пруд-отстойник С _в 6-29.5 мг/л Проба 1 | Отсутствуют | Зеленые утки (на отдыме) |
| Хвостохранилища с рекультивированной поверхностью | То же | Высоконормальная концентрация С _в Ni, Cu, As, Sb, Bi, Ag (100-1000 г/тонн), в аллювии - солевые потоки | Подземные воды С _в 0.005-0.02 мг/л Проба 6 Труба Чарыны - из шт. "Надежда" - построенный поток С _в 13 мг/л Проба 7 С _в 0.004 мг/л Проба 3 | Отсутствуют | Песляк: Alauda arvensis Anthus campestris |
| Рудные участки | Жилые арсенидные руды (Co, Ni) (Co, FeAs, NiAs, NiAs ₂ , карбонатно-метаметаллические породы) | Солевые потоки | С _в 0.005-0.04 мг/л Проба 5 | Отсутствуют | Отсутствуют |
| р. Он-Кажал | N, Cu, Co, Ni, Mo, As - минерализация в осадочных породах | Лесно-степные сообщества | Постоянный водоток С _в 0.005-0.04 мг/л Проба 5 | Списочные: Amphiprimum borealis Psychoda sp. Planaria torva? Valvata pulchella | |
| р. Элегест | Осадочные и эффузивно-осадочные образования кембрия и лезона | Лесные сообщества, из аллювия р. Ууу-Сайлыг. As до 0.15-1.1 мг/л | Река С _в 0.005 мг/л Проба 7, 8, 13 | Baetis fuscatus B. (scutellus) sp. Siphonurus aestivus Rhythrogena sibirica Ephemera leporea Isoperla obscura J. asiatica Acutopteryx altaica Nystroptera altaica Acanthocorypha ludogensis Oligoneurum rotanini Osetropteryx minimalis Etiocera sp., Tipulidae | Actitis hypoleucos Motacilla personata Charadrius dubius Gallinago sturnia Tringa ochropus Cinclus cinclus Tadorna ferruginea Sictonia nigra |
| р. Унгеш | То же | Лесные сообщества | Река С _в 0.001 мг/л Проба 12 | Rhythrogena (c) grandifolia | |
| руч. Тихий руч. Бурный | То же | Из аллювия урочища Сарок. As до 0.05 мг/л | Ручей С _в 0.004 мг/л Проба 9 и 10 | Leptocera sp. | |



Фиг. 24. Биогеохимическая карта бассейнового комплекса р. Элегест в районе месторождения Хову-Аксы с элементами оценки биоразнообразия (по В.И. Забелину, 2010).



Фиг. 25. Опытно-промышленная трубная установка высокотемпературного выщелачивания ценных компонентов (BTV-50), внедренная на Медном заводе ОАО "НОРИЛЬСКНИКЕЛЬ" (Создание..., 2006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богомол А.А.* Структура рудного поля и закономерности локализации и оруденения Хову-Аксынского кобальтового месторождения: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1971. 17 с.
- Борисенко А.С.* Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 37–47
- Борисенко А.С., Лебедев В.И.* Физико-химические условия образования руд Хову-Аксынского кобальтового месторождения // Гидротермальное низкотемпературное оруденение и метасоматоз. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 142–157.
- Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г.* Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 172 с.
- Боршанская С.С., Виноградова Р.А., Крутов Г.А.* Минералы никеля и кобальта (систематика, описание, диагностика). М.: Изд-во МГУ, 1981. 224 с.
- Бурдин Н.В., Гребенникова В.В., Лебедев В.И., Бурдин В.Н.* Аппараты, технологии гравитационного извлечения цветных минералов, металлов и вопросы биоэкологии // Цветные металлы. 2008. № 3. С. 38–42.
- Бюллетень иностранной коммерческой информации. 1996. № 97. 12 с.
- Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.
- Годовиков А.А.* Об особенностях последовательности выделения арсенидов кобальта, никеля и железа в гидротермальных жилах // Геология и геофизика. 1960. № 6. С. 32–48.
- Забелин В.И.* Формирование фауны птиц Алтае-Саянской области: эколого-эволюционные аспекты: Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Кызыл: ТУВИКОПР СО РАН, 2010, 330 с.
- Иванкин П.Ф., Булыничков В.А., Рабинович К.Р.* Морфология, размеры и зональность магматогенных золоторудных полей корневого типа // Известия Томского политехнического института. Т. 239: Вопросы геологии месторождений золота. 1970. С. 257–261.
- Кабо А.Е., Коваленкер В.А., Русинов В.Л.* Минералогическо-геохимические особенности серебро-арсенидного оруденения Актепе – представителя пятиэлементной формации (Республика Узбекистан) // Зап. Узбекского отделения ВМО. 1991. Вып. 44. С. 3–5.
- Коваленкер В.А., Левин К.А., Наумов В.Б., Салазкин А.Н., Кабо А.Е.* Условия формирования богатых серебро-арсенидных руд месторождения Актепе (Срединный Тянь-Шань) // Геохимия. 1994. № 5. С. 718–731.
- Кондратьев А.В.* Околожилные метасоматиты Хову-Аксынского месторождения и их роль в локализации арсенидного никель-кобальтового оруденения: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1973. 27 с.
- Крутов Г.А.* Месторождения кобальта // Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1978. С. 77–99.
- Лебедев В.И.* Кобальтовые месторождения Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии / Отв. ред. А.С. Борисенко. Барнаул: Новый формат, 2018. 232 с.
- Лебедев В.И.* Металлогения кобальта Центральной Азии // Магматизм металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. С. 3–27.
- Лебедев В.И.* Метасоматизм и арсенидное никель-кобальтовое оруденение Хову-Аксынского рудного поля (Тувинская АССР) // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений Урала. Вып. 2. Свердловск: изд-во УПИ, 1978. С. 26–39.
- Лебедев В.И.* Морфология Хову-Аксынского рудного поля // Матер. по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1974. С. 81–105.
- Лебедев В.И.* О дайках Хову-Аксынского рудного поля // Матер. по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971. С. 74–86.
- Лебедев В.И.* О структурах рудного поля кобальтово-медного месторождения // Зап. Ленингр. горн. ин-та. Л.: Недра, 1967. Т. LIII. Вып. 2. С. 36–45.
- Лебедев В.И.* Об условиях образования медно-никель-кобальтовых мышьяковых жил // Матер. по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971. С. 128–138.
- Лебедев В.И.* Рудно-магматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 136 с.
- Лебедев В.И.* Рудноформационный анализ, условия образования и закономерности размещения кобальтовых месторождений Центральной Азии: автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: препринт ИГиГ СО АН СССР. 1986. 35 с.
- Лебедев В.И., Борисенко А.С.* Стадийность образования и минеральная зональность арсенидных жил Хову-Аксынского месторождения // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С. 149–164.
- Образцов Б.В.* Закономерности локализации арсенидных никель-кобальтовых руд, связанных с серпентинитами, и опыт проведения поисков месторождений буазерского типа в Туве // Матер. по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1981. С. 150–161.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания / Перевод с нем. А.Д. Генкина и Т.Н. Шадлун. Под ред. А.Г. Бетехтина. М.: Изд-во ин. лит., 1962. 1132 с.
- Рудашевский Н.С., Кондратьев А.В., Сидоров А.Ф.* Зональность кристаллов бравоита разных генераций из метасоматитов Хову-Аксынского никелево-кобальтового месторождения (Тувинская АССР) // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 20–31.
- Рудные формации Тувы / В.В. Зайков, В.И. Лебедев, В.Г. Тюлькин и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 200 с.
- Создание технологий и оборудования высокоэффективной экологически безопасной переработки минерального сырья и техногенных отходов (на примере объектов горнопромышленных агломераций Тувы и сопредельных регионов). Кызыл: ТУВИКОПР СО РАН, 2006. 116 с.
- Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И. и др.* Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1379–1395.
- Унксов В.А.* Об особенностях двух главных типов мышьяково-никель-кобальтовых месторождений // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 60. Л.: 1961. С. 133–138.
- Унксов В.А.* Типы медно-никель-кобальт-мышьяковой минерализации в Алтае-Саянской области // Зап. ВМО. Ч. 87. Вып. 5. 1968. С. 554–556.
- Шишкин Н.Н.* Кобальт в рудах СССР. М.: Недра, 1973. 320 с.
- Шишкин Н.Н.* Новые данные о Хову-Аксынском месторождении // Труды ин-та “Гипроникель”. Л.: 1967. Т. 35. С. 227–269.

УДК 550.2:546.9:551.71:552.321.6(477)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УМЕРЕННО- И ВЫСОКОСИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СУЛЬФИДАХ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭВОЛЮЦИИ АРХЕЙСКОГО ГАРЦБУРГИТА ПОБУЖСКОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКОГО ЩИТА

© 2021 г. С. Б. Лобач-Жученко^{a, *}, М. О. Аносова^b, А. В. Юрченко^a, О. Л. Галанкина^a

^aИнститут геологии и геохронологии РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bИнститут геохимии и аналитической химии РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119285 Россия

*e-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru

Поступила в редакцию 07.06.2019 г.

После доработки 14.07.2020 г.

Принята к публикации 10.11.2020 г.

Изучены закономерности распределения сидерофильных элементов, включая элементы группы платины (ЭПГ), в породе и сульфидах архейских (2814 ± 51 млн лет) перидотитов из фрагмента деформированной дайки в побужском гранулитовом комплексе Украинского щита. По сравнению с примитивной мантией изученные породы обогащены Rh, Pd, Ni, Fe, Co и характеризуются низкими концентрациями других ЭПГ. Сульфиды представлены высокотемпературной формой пентландита и небольшим количеством халькопирита с неоднородным распределением в них ЭПГ. Для пород и ряда сульфидов выявлено суперхондритовое отношение Pd/Ir. Предполагается, что обогащение Pd не является результатом фракционирования, а связано с мантийным метасоматозом. Насыщению расплава сульфидами и процессу ликвации способствовали контаминация гарцбургита вмещающим гнейсоэндербитом и фракционирование оливина. Образование твердых растворов сульфидов из сульфидного расплава происходило при температуре (T), близкой к T кристаллизации магнезиального флогопита из силикатного расплава.

DOI: 10.31857/S0016777021020039

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря появлению локальных методов исследования пород и минералов, а также прогрессу в аналитических возможностях определения элементов группы платины (ЭПГ), эти элементы стали важным геохимическим трассером при решении различных геологических задач. В связи с тем, что ЭПГ и Ni являются немобильными при таких процессах, как серпентинизация, амфиболитизация, карбонатизация ультрамафитов (Barnes, Liu, 2012), они являются весьма ценными в сравнении с литофильными и редкоземельными элементами при решении петрологических задач.

Полученные в последние годы данные о содержании ЭПГ в различных по возрасту и тектоническому положению мантийных породах продемонстрировали более сложную картину распределения ЭПГ в мантии, чем теоретически ожидаемая, основанная на экстракции более 99.8% ЭПГ из первичного состава Земли в ядро (Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986; Morgan et al., 2001; Pearson et al., 2004; Lorand et al., 2008). Во многих объектах обнаружены супрахондритовые отношения ЭПГ и определены различные факторы, влияющие на их

повышенные содержания и распределение (Puchtel, 2016), а также установлено незначительное влияние на перераспределение высокозарядных элементов таких вторичных процессов, как серпентинизация и выветривание (Becker et al., 2006; Reisberg, Lorand, 1995). Важность изучения элементов гр. платины для установления возраста и генезиса древних пород показана на примере ультрамафитов юго-западной Гренландии и северного Лабрадора (Frei, Jensen, 2003; Morino et al., 2017; Ishikawa et al., 2017), для которых оказалось недостаточно использовать только литофильные и редкоземельные элементы (Collerson et al., 1991; Friend et al., 2002; Nutman et al., 2007; Rollinson, 2007) в петрологическом моделировании.

Объектом данной работы являются включения ультрамафитов из побужского комплекса, слагающего юго-восточную часть Днестровско-Бугской провинции Украинского щита (Щербак и др., 2008). Этот комплекс более чем на 70% сложен палео- и мезоархейскими гнейсоэндербитами (Лесная, 1988; Бибикина и др., 2013; Claesson et al., 2015; Лобач-Жученко и др., 2013; Lobach-Zhuchenko et al., 2017), содержащими включения основных, ульт-

траосновных и метаосадочных пород (Щербаков, 2005; Степанюк, 2000; Лобач-Жученко и др., 2018₁). В данной работе исследование сосредоточено на ультрамафитах UR135 и UR17/2; особенности химического состава включения UR17/2 позволили предполагать участие в образовании расплава метеоритного материала (Lobach-Zhuchenko, Egorova, 2017; Лобач-Жученко и др., 2018₁). В связи с этим была поставлена задача получения данных о содержании умеренно- и высокосидерофильных элементов, которые являются важнейшим критерием участия метеоритного материала (Palme et al., 1978; Koebrl, 2006; Glikson, 2005; и др.). Поскольку более чем 90% ЭПГ в верхней мантии находится в сульфидах (Alard et al., 2000; Logand, Alard, 2001; Luguët et al., 2003), основное внимание уделено анализу этих минералов. Полученные данные о содержании ЭПГ в породе и сульфидах являются первой полной информацией для архейских ультрамафитов кратона Сарматия.

Главной задачей работы являлось на основе данных по распределению халькофильных и высокосидерофильных элементов в породах и сульфидах, полученных с помощью локальных методов анализа, расшифровать историю образования включений архейских гарцбургитов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследование морфологии и внутреннего строения зерен пентландита, определение содержаний Fe, Ni, Co и S проведено на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 1 нА, ZAF-методе коррекции матричных эффектов. Использованы стандартные образцы состава: Fe, S – пирит; Cu, Co, Ni, Cr – чистые металлы. Локальное распределение ЭПГ и ряда других элементов определено для сульфидов трех образцов включения UR17/2.

Образцы были исследованы *in situ* с применением лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой методом ЛА-ИСП-МС (масс-спектрометр Element-XR с лазерной приставкой UP-213), используя аналитический подход, представленный в работе (Митрофанов и др., 2013). Для анализа были приняты следующие параметры измерений: диаметр кратера – 30 мкм, частота импульсов лазерного излучения – 10 Hz. Измерения проводили при низком разрешении ($R = 300$), для следующих изотопов: ⁵³Cr, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁷⁵As, ⁷⁷Se, ¹⁰¹Ru, ¹⁰³Rh, ¹⁰⁵Pd, ¹⁰⁹Ag, ¹¹⁴Cd, ¹²¹Sb, ¹⁸⁵Re, ¹⁸⁹Os, ¹⁹³Ir, ¹⁹⁵Pt, ¹⁹⁷Au, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi.

Низкие концентрации в сочетании с большими погрешностями измерений не позволяют говорить об абсолютных значениях полученных

данных. Однако сопоставление с данными, полученными другими методами, и контрольными калибровочными для стандартов дают возможность использовать результаты для качественной оценки образцов.

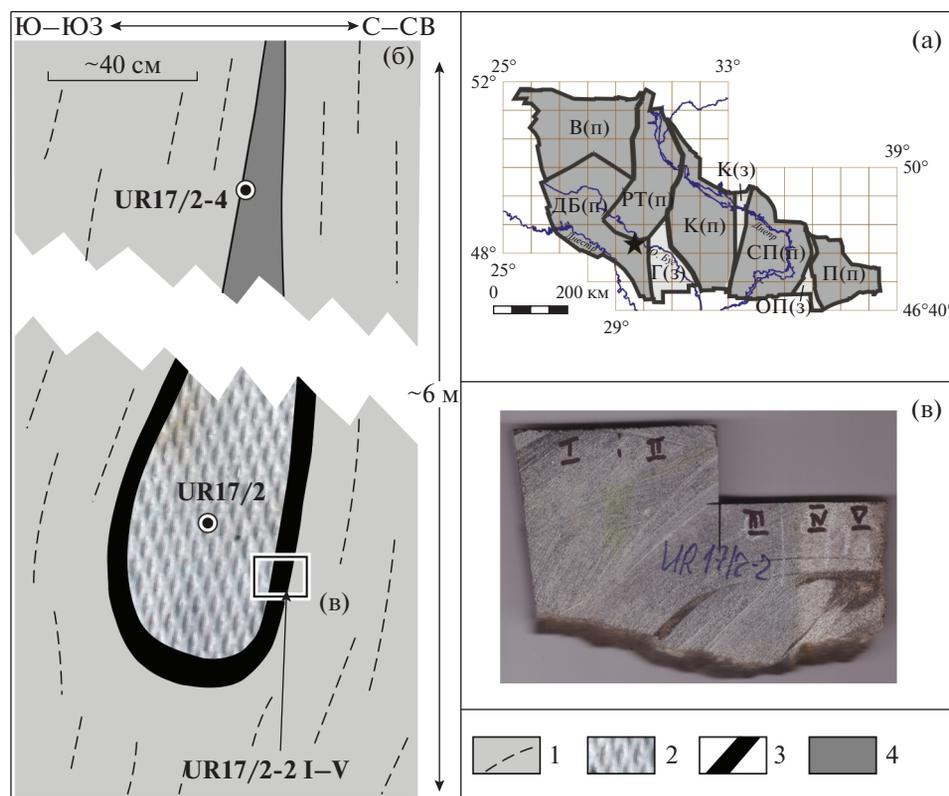
Анализ содержания ЭПГ в породе выполнен в институте ГИПРОНИКЕЛЬ (Санкт-Петербург). Определение массовой доли платины, палладия, родия, рутения, иридия, золота и осмия выполнено методом масс-спектрометрии с ИСП на спектрометре iCAPQc по СТП 75-12-241 и СТП 75-12-282. Определение элементов, включая осмий, проводилось с предварительным коллектированием на никелевый штейн, т.е. сульфид никеля. Определение массовой доли серебра выполнено методом атомной абсорбции на спектрометре iCE3300 по СТП 79-12-118.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

Ультрамафиты в побужском комплексе представлены включениями метаперидотитов, расположенными среди палеоархейских эндербитогнейсов; включения различаются геологическим положением, возрастом и минеральным составом (Лобач-Жученко и др., 2018₁). Определение ЭПГ выполнено в сульфидах трех образцов включения UR17/2, а для породы в целом – для двух образцов из включения UR17/2 и одного образца из включения UR135.

Ультрамафит UR17/2 представляет собой небольшую линзу (рис. 74 в Лобач-Жученко и др., 2018₁), которая сложена шпинельсодержащим флогопитовым гарцбургитом с узкой каймой ортопироксенита на границе с гнейсоэндербитом (фиг. 1). На основании присутствия на границе гарцбургита с вмещающим гнейсоэндербитом гибридной каймы, а также структурных наблюдений и исследования изотопных U–Pb и Lu–Hf систем циркона, эта линза рассматривается как фрагмент мезоархейской деформированной дайки перидотита (Лобач-Жученко и др., 2018₁). Возраст циркона из включения UR17/2, определенный U–Pb (SHRIMP-II) методом, равен 2814 ± 51 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2018₂). Второе включение ультрамафита (UR135) сильно деформировано, состоит из нескольких линз, измеряемых десятками см, по минеральному составу отвечает лерцолиту (Лобач-Жученко и др., 2018₁). Общей особенностью химического состава всех перидотитов побужского комплекса является их повышенная железистость: содержание $FeO_t = 10\text{--}11$ вес. %, и, соответственно, величина $\#Mg [MgO/(MgO + FeO)] = 0.85\text{--}0.86$.

Шпинельсодержащий флогопитовый гарцбургит (образцы UR17/2, UR17/2-2I, UR17/2-2 II, на фиг. 1, табл. 1, 4) относится к субщелочным ультраосновным породам; имеет аллотриоморф-



Фиг. 1. Положение района работ на территории Украинского щита (а) и схема строения будины UR17/2 с номерами анализируемых образцов (б). 1 – гнейсоэндербит, 2 – шпинельсодержащий флогопитовый гарцбургит, 3 – флогопитовый ортопироксенит, 4 – Pl–Prp-ортопироксенит (метаморфизованный ультрамафит). (в) – фотография северовосточного края будины – контакт гарцбургита (I, II, III) и ортопироксенита (IV, V). На схеме Украинского щита выделены провинции (п) и зоны (з) – В(п) – Волынская, ДБ(п) – Днестровско-Бугская (звездой обозначен район работ), РТ(п) – Росинско-Тикитическая, Г(з) – Голованевская, К(п) – Кировоградская, К(з) – Криворожская, СД(п) – Средне-Приднепровская, ОП(з) – Орехово-Павлоградская, П(п) – Приазовская.

нозернистую структуру, состоит из оливина (69%, #Mg 0.85), ортопироксена (18%, #Mg 0.86), клинопироксена (3%, #Mg 0.92), шпинели (1%), флогопита (9%, #Mg 0.92), серпентина, сульфидов, магнетита, карбоната, апатита. У ортопироксена наблюдаются полосы деформации. Узкая кайма на границе с гнейсоэндербитом сложена флогопитовым ортопироксенитом, а верхняя, выклинивающаяся часть полностью метаморфизована и сложена паргаситом, плагиоклазом, ортопироксеном (фиг. 1; Лобач-Жученко и др., 2018₁). Особенностью состава гарцбургита UR17/2 является низкое содержание Al_2O_3 , высокое K_2O , а также содержание сидерофильных элементов: более высокое, чем в примитивной мантии, содержание Ni и более низкое Cr (табл. 1). Отношение $Ni/Cr \geq 4$ в образцах гарцбургита UR17/2 превышает это отношение в мантии и отвечает таковому в хондритах (Lobach-Zhuchenko, Egorova, 2017). Основная часть Ni находится в оливине и пентландите (Лобач-Жученко и др., 2018₁). Второе включение (UR135) сложено амфиболизированным лерцолитом, имеет гранобластовую структуру.

Главные минералы: оливин, ортопироксен, клинопироксен, амфибол (Mg-гастингсит); акцессорные: магнетит, апатит, ильменит; вторичные: флогопит, карбонаты, серпентин, жедрит. По химическому составу отличается от UR17/2 более высокими содержаниями Al_2O_3 и CaO, имеет более высокое содержание железа (табл. 1), не содержит сульфидов.

СОДЕРЖАНИЕ УМЕРЕННО- И ВЫСОКОСИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАМАФИТАХ

Содержание умеренносидерофильных элементов

Содержания умеренносидерофильных элементов измерены для четырех образцов гарцбургита и трех образцов ортопироксенита включения UR17/2, двух образцов из включения UR135. Содержание Fe, Ni (2350–4170 г/т), Co (143–184 г/т) и Zn (132–150 г/т) в гарцбургите UR17/2 и металерцолите UR135 значимо больше, чем в примитивной мантии; близкое содержание имеют Cu и Ga, а Cr (950–588 г/т) и S – более низкое. Орто-

Таблица 1. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в перидотитах включений UR 17/2 и UR 135

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO _t | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O ₃ | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | S | F | Cl | п.п.п. | сумма | Ni | Co | Cr |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------|------|-------|------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|------|------|--------|--------|------|------|------|
| UR 17/2 | 41.50 | 0.18 | 1.62 | 10.40 | 0.18 | 35.62 | 2.65 | 0.10 | 1.00 | 0.08 | 1.05 | 0.10 | 0.20 | 0.00 | 3.27 | 99.05 | н.о. | н.о. | н.о. |
| UR17/2-2I | 40.76 | 0.35 | 1.90 | 11.30 | 0.19 | 39.10 | 0.04 | 0.10 | 1.26 | 0.00 | 1.05 | 0.10 | н.о. | 0.10 | 3.27 | 100.21 | 3680 | 174 | 961 |
| UR17/2-2II | 41.41 | 0.23 | 1.66 | 11.10 | 0.18 | 38.86 | 0.69 | 0.09 | 1.15 | 0.04 | 0.78 | 0.10 | н.о. | 0.10 | 2.99 | 99.89 | 3360 | 161 | 775 |
| UR 135 | 43.25 | 0.36 | 2.47 | 16.80 | 0.28 | 28.32 | 4.77 | <0.01 | 1.22 | <0.03 | н.о. | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 2.25 | 99.86 | 1905 | 157 | 596 |

Примечание. н.о. – значения не определены, < – значения ниже минимального предела обнаружения метода.

Таблица 2. Содержание элементов группы платины (мг/т) в перидотитах Побужского комплекса

| № образца | Os | Ir | Ru | Rh | Pt | Pd | Au | Ag |
|----------------------|-----|----|-----------|-----------|------|--------|-----------|----------|
| UR17/2-2 | <10 | <1 | 1.6 ± 0.8 | <1 | <5.0 | 18 ± 4 | 5.9 ± 2.7 | <100 |
| UR17/2-2I+UR17/2-2II | <10 | <1 | 2.7 ± 1.2 | <1 | <5.0 | 11 ± 4 | 3.5 ± 1.1 | 170 ± 30 |
| UR135 | <10 | <1 | 1.2 ± 0.8 | 1.2 ± 0.6 | <5.0 | 11 ± 4 | 3.2 ± 1.1 | <100 |

Примечание. < – здесь и в табл. 3 означает минимальный предел обнаружения метода.

пироксенит по сравнению с гарцбургитом UR17/2 содержит пониженные концентрации Ni и Co, повышенное содержание Ga (табл. 1, фиг. 2).

проанализированных образцов и точности аналитического метода для определения ЭПГ в породах надежным является вывод о повышенном содержании в ультрамафитах UR17/2 и UR135 Fe, Ni и Pd.

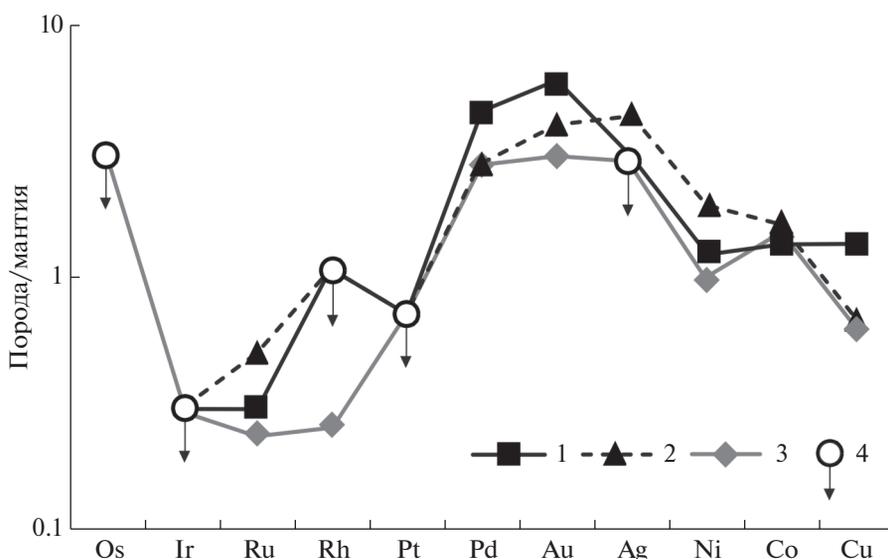
Состав ЭПГ породы в целом

Состав определен для двух образцов UR17/2 и одного образца UR135 (табл. 2). Содержания Os, Ir и Pt в измеренных образцах ниже минимального предела обнаружения метода. Значения, превышающие минимальный предел обнаружения, получены для Pd, Ru, Au, Ag. При сравнении с мантией (фиг. 2) очевидно, что перидотиты обогащены Pd, Au, Ni, Co. Из-за малого количества

СОДЕРЖАНИЕ УМЕРЕННО-И ВЫСОКОСИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СУЛЬФИДАХ

Характеристика сульфидов

Рудные минералы шпинельсодержащего флогопитового гарцбургита UR17/2 и его каймы, сложенной ортопироксенитом, представлены сульфидами и небольшим количеством оксидов. Ок-



Фиг. 2. Распределение ЭПГ, Ni, Co и Cu, нормированных на содержание этих элементов в мантии по (McDonough and Sun, 1995), в ультрамафитах побужского комплекса. 1 – обр. UR17/2; 2 – обр. UR17/2-2I + UR17/2-2II, 3 – обр. UR135, 4 – нижний предел чувствительности метода.

сиды представлены Cr-магнетитом, содержащим до 5–6 вес. % Cr, Al, Ti, и магнетитом, не содержащим примеси других элементов. Сульфиды выпадают в виде зерен твердых растворов в интервале температур 1000–758°C (Kitakaze et al., 2011). Распад твердых растворов на минералы происходит при более низких температурах. Продукты распада представлены различными ассоциациями минералов. В гарцбургите UR17/2 сульфиды состоят из пентландита и халькопирита. В отдельных зернах наблюдаются структуры распада с образованием ламелл пентландита и халькопирита (фиг. 3а, б), которые имеют различную мощность и ориентировку. Несколько зерен пентландита имеют огранку, сохраняющуюся на границе с не измененными магматическими минералами – оливин, ортопироксен (фиг. 3е). Встречаются также и удлиненные зерна пентландита, которые иногда содержат включения шпинели (фиг. 3в, г). В одном зерне (фиг. 3в) шпинель замещает Cr-магнетит. Большая часть зерен сульфидов располагается между породообразующими минералами и имеет ксеноморфную форму. Наряду с однородными, не измененными зернами, присутствуют зерна с включениями, трещинами (фиг. 3д). На границе с флогопитом краевая часть пентландита часто сложена магнетитом (фиг. 3в, г), магнетит также развивается и внутри зерен. В краевой ортопироксенитовой зоне (табл. 4, фиг. 4) имеет место замещение пентландита миллеритом (фиг. 4б). В зоне контакта ультрамафита с гнейсоэндербитом, где сильно проявлены деформации, наблюдается ориентировка флогопита и магнетита, параллельная ориентировке сланцеватости гнейсоэндербитов, с сохранением в зернах магнетита реликтов пентландита (фиг. 4в, г). В ортопироксените присутствуют редкие зерна пирита.

Содержания умеренно сидерофильных элементов (Fe, Co, Ni, Cu) в сульфидах

В табл. 3 даны результаты анализа умеренно- и высокосидерофильных элементов в сульфидах из трех образцов гарцбургита (UR17/2). Табл. 4 содержит данные для минералов из гарцбургита и из гибридной каймы ортопироксенита.

Первые определения состава пентландита из гарцбургита и ортопироксенита показали (Лобач-Жученко и др., 2018₁), что их составы несколько отличаются (табл. 4): пентландит ортопироксенита содержит меньше железа и больше никеля. Последующие исследования (табл. 3) показали, что пентландит гарцбургита также варьирует по соотношению Fe/Ni от значений $Fe_{35.2-35.4}/Ni_{30.4-31.6}$ до отношения $Fe_{30-31.5}/Ni_{32-35.5}$ (мас. %, табл. 3). Общая тенденция сохраняется – в центре включения (UR17/2) отношение Fe/Ni в пентландите высокое, пентландит имеет состав $Fe_{4.78}Ni_{4.17}Co_{0.06}S_{7.98}$; зерно

с наименьшим количеством железа (зерно 5-3, обр. UR17/2-2I) имеет состав $Fe_{4.17}Ni_{4.76}Co_{0.09}S_{7.98}$.

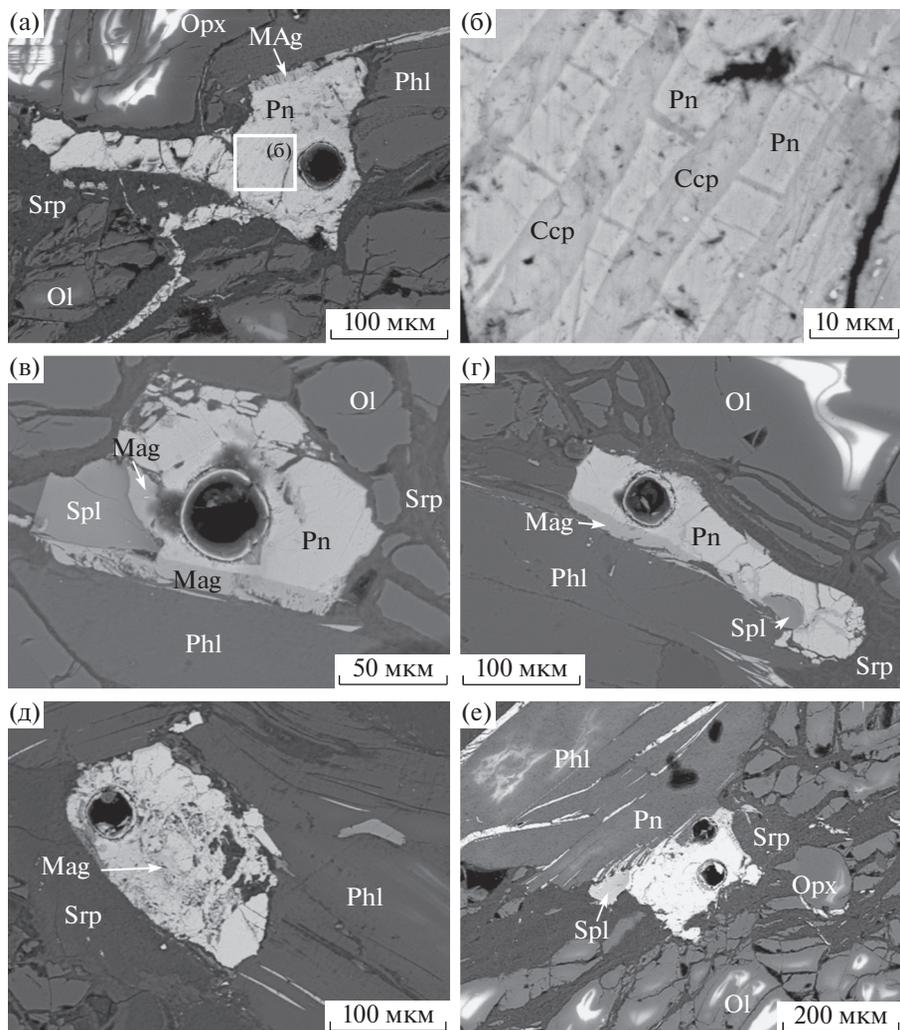
На обнаруженное изменение отношения Fe/Ni в пентландите (фиг. 5) могут влиять различные факторы (Kitakaze et al., 2011) – состав расплава, температура и флюид. Состав расплава в данном случае не существенен, поскольку соотношение Fe и Ni в породе от центра включения к краю показывает обратную тенденцию. Более важным фактором оказываются, по-видимому, температура и флюид. На влияние температуры указывает положение в пространстве зерен пентландита с различным Fe/Ni – в краевой части (UR17/2-2IV, фиг. 1, 5) зерна пентландита имеют наименьшие количества Fe и наименьшие отношения Fe–Ni (табл. 4) и замещаются миллеритом. Роль флюида отражается в гетерогенности состава зерен, количестве ряда элементов, в том числе Cd, Tl, Pb (см. ниже).

Пентландиты с разным отношением Fe/Ni близки по содержанию Co (средние значения для трех образцов – 4100, 5400 и 5400 г/т) и различаются содержанием Cu от 9650 г/т (среднее) в обр. UR17/2 до 1580 г/т в образце UR17/2-2I (табл. 3). Для содержания Cu характерны значительные вариации между зернами. В нескольких зернах измерен хром, что, скорее всего, связано с попаданием в кратер хромсодержащего минерала. Зерна халькопирита (табл. 3, 4) содержат немного Ni, Co, что отвечает небольшой примеси пентландита.

Содержание высокосидерофильных элементов в сульфидах

Данные для сульфидов из гарцбургита UR17/2 приведены в табл. 3, а на фиг. 6 отражены пределы их вариаций. В целом содержания ЭПГ – низкие: выделяются зерна с относительно высоким (1700–4500 мг/т), умеренным (980–1500 мг/т) и низким (200–700 мг/т) содержанием, что их существенно отличает от сульфидов месторождений, в то время как значительные вариации содержаний ЭПГ сопоставимы с таковыми месторождений сульфидов. Характерной особенностью сульфидов является неоднородность составов как различных зерен одного образца, так и одного зерна (табл. 3).

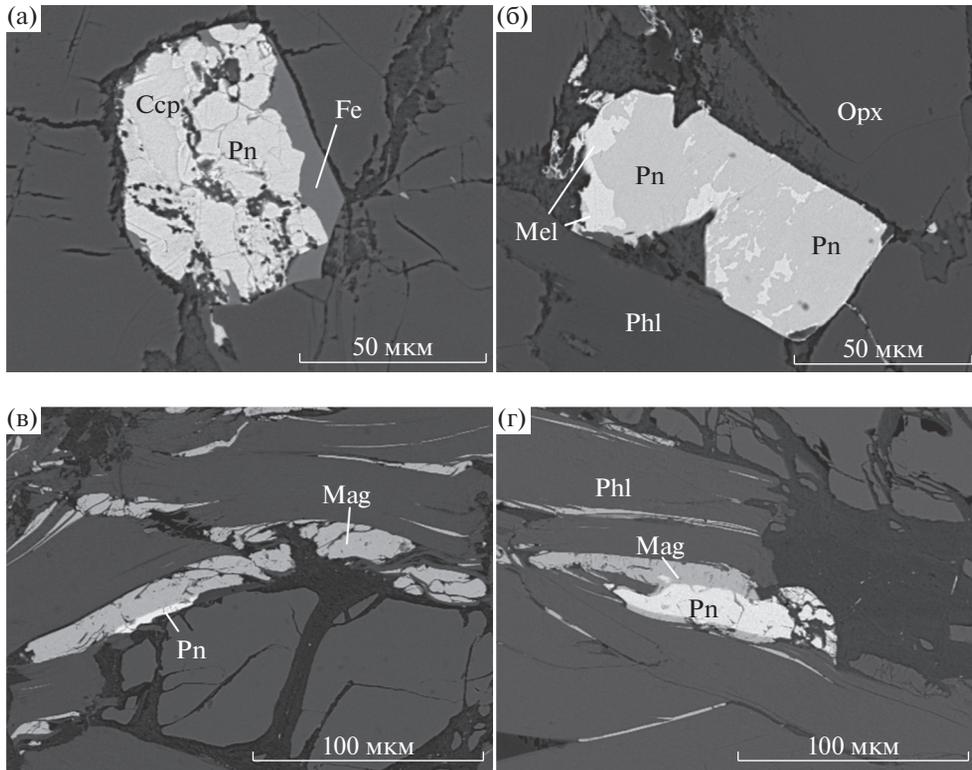
Элементы гр. платины по геофизическим и геохимическим особенностям делятся на две подгруппы: IPGE (Ir, Os, Ru) и PPGE (Pd, Pt, Rh) (Mondal, 2011). В гарцбургите UR 17/2 присутствуют зерна пентландита, обогащенные элементами как Ir-подгруппы, так и Pd-подгруппы. Зерна, в которых отношение $Os + Ir + Ru$ к $Pd + Pt$ близко или больше единицы (среднее значение >3), обогащены элементами IPGE-подгруппы; такое соотношение имеет место в половине зерен, имеющих разное суммарное количество ЭПГ. В зернах, для которых характерно сравнительное обо-



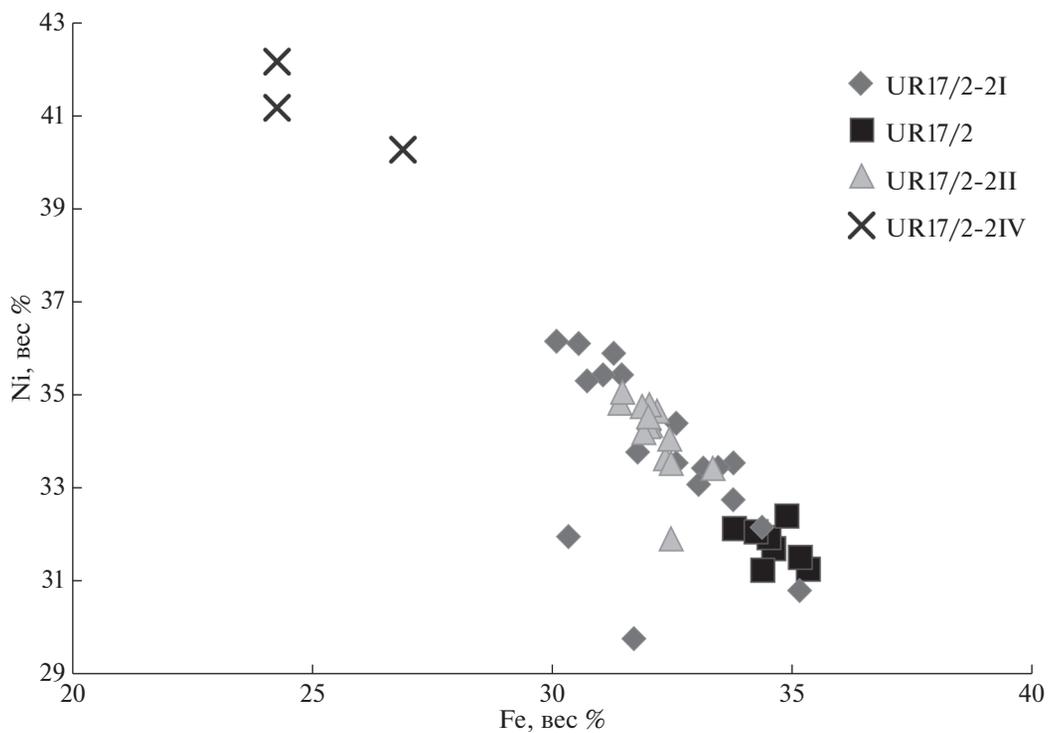
Фиг. 3. Изображение зерен сульфидов из гарцбургита обр. UR17/2 в обратно-отраженных электронах: а – зерно сульфидов 2-1 (обр. UR17/2-2I, табл. 3) со структурой распада; б – деталь зерна 2-1, состав ламелей Pn – $\text{Fe}_{4.56}\text{Ni}_{4.32}\text{S}_{8.04}$; Ccp – $\text{Fe}_{1.01}\text{Cu}_{1.01}\text{S}_{1.98}$; в – срастание пентландита ($\text{Fe}_{4.25}\text{Ni}_{4.63}\text{Co}_{0.07}\text{S}_{8.02}$) с Sr-магнетитом, замещаемым шпинелью (плеонастом); на границе с флогопитом – магнетит (обр. UR17/2-2II; зерно 5-2, табл.3); г – удлиненное зерно пентландита ($\text{Fe}_{4.49}\text{Ni}_{4.44}\text{Co}_{0.03}\text{Cu}_{0.09}\text{S}_{7.98}$) с включением шпинели; оба срезаются каймой магнетита (зерно 2-2, обр. UR17/2-2II, табл.3); д – трещиноватое и замещаемое магнетитом зерно пентландита 2-3 ($\text{Fe}_{4.49}\text{Ni}_{4.48}\text{Co}_{0.05}\text{S}_{7.07}$; обр. UR17/2-2I, табл.3); е – матрица гарцбургита, сложенная Ol, Opx, Phl, Srp, окружающая зерно пентландита 5-2. Черные овалы на зернах сульфидов – кратеры лазерной абляции.

гашение Pd и у которых $\text{Pd}/\text{Ir} > 1$, преобладает PPGE-подгруппа (учитывались зерна с содержанием Cu < 1% для уменьшения влияния интерференции). Все зерна характеризуются низким содержанием Pt (фиг. 6). В большинстве зерен пентландита содержание Pt ниже предела обнаружения метода и в целом меньше на порядок содержания Pd (табл. 3). Корреляция между Pd и Pt отсутствует (фиг. 7). Среди зерен пентландита, обогащенных PPGE-подгруппой, преобладают зерна с высоким суммарным содержанием ЭПГ в обр. UR17/2 (табл. 3). Наиболее представительными зернами, обогащенными IPGE-подгруппой, являются 5-2 (обр. UR17/2-2I) и 1-4 (обр. UR17/2-2II). Для зерна 5-2 с максимальным (2600 мг/т)

содержанием Os + Ir + Ru (2310 мг/т – минимальное значение с учетом ошибки) содержание элементов Re, Pd, Pt ниже минимального предела обнаружения метода. Для этих зерен характерно также высокое содержание других элементов, присутствующих в магматических сульфидов: Co, As (~4 г/т) (табл. 3). В зерне 5-2 отсутствуют Cu и Cd, оно имеет низкие концентрации Tl, Pb, Bi. Зерно 1-4, в котором сумма элементов IPGE-подгруппы ~3 г/т, также имеет высокое содержание Co, As. Для большей части зерен характерны существенные вариации содержания элементов (фиг. 6). Вариации фиксируются и в пределах одного зерна. Так, в зерне 5 (обр. UR17/2-2II) у трех точек – 5(с), 5(с2), 5(с3) (табл. 3) – суммарное содержание



Фиг. 4. Изображение зерен сульфидов из гарцбургита и ортопироксенита в обратно-отраженных электронах: а – пентландит + халькопирит; б – замещение пентландита миллеритом; в–г – реликты пентландита в магнетите.



Фиг. 5. Соотношение Fe и Ni в пентландите гарцбургита UR17/2, демонстрирующее зависимость содержания Fe и Ni от положения образцов (фиг. 1): образцы от центра (UR17/2-2I, UR17/2) к краю (UR17/2-2II, UR17/2-2IV).

Таблица 3. Состав сульфидов из гарцбургита включения UR17/2

| № обр. | UR17/2-2I | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|-----------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|----------|-------|------------|-------|----------|----------|--|-------|
| минерал | Pn | | Pn | | Pn | | Pn | | Pn + Ccp | | Pn | | Pn | | | |
| 1* | 1-4 | | 1-3 | | 1-3(2) | | 1-3(3) | | 1-1 | | 1-2 | | 1-3 | | | |
| 2** | 6, 7 | | 1 | | 2 | | 3 | | | | 11, 12, 13 | | 8, 9, 10 | | | |
| вес % | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 34.24 | | 32.15 | | 33.53 | | 32.74 | | — | | 35.42 | | 33.76 | | | |
| Fe | 32.05 | | 34.39 | | 32.60 | | 33.79 | | 22.49 | | 31.08 | | 31.80 | | | |
| S | 33.05 | | 32.80 | | 33.51 | | 33.03 | | — | | 33.09 | | 33.26 | | | |
| Co | 0.68 | | 0.66 | | 0.36 | | 0.21 | | 0.47 | | 0.41 | | 0.43 | | | |
| Cu | 1.88 | | 0.21 | | 0.41 | | 1.27 | | 3.14 | | 0.02 | | 3.41 | | | |
| г/т, σ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | | |
| Os | 0.027 | 0.022 | <0.033 | 0.017 | <0.037 | 0.014 | <0.011 | 0.009 | 0.061 | 0.024 | 0.068 | 0.019 | <0.039 | 0.013 | | |
| Ir | 0.048 | 0.013 | 0.037 | 0.011 | 0.007 | 0.005 | 0.021 | 0.009 | 0.145 | 0.019 | 0.016 | 0.007 | 0.474 | 0.044 | | |
| Ru | 0.422 | 0.083 | 0.193 | 0.061 | 0.160 | 0.057 | 0.212 | 0.062 | 0.314 | 0.064 | 0.220 | 0.043 | 0.098 | 0.056 | | |
| Pt | 0.095 | 0.047 | 0.442 | 0.08 | <0.063 | 0.036 | <0.059 | 0.039 | <0.076 | 0.039 | <0.056 | 0.028 | <0.074 | 0.036 | | |
| Pd | 0.680 | 0.21 | <0.270 | 0.16 | <0.240 | 0.14 | 0.770 | 0.19 | 0.850 | 0.19 | <0.190 | 0.11 | 1.110 | 0.22 | | |
| Ag | 0.138 | 0.073 | <0.110 | 0.066 | 0.134 | 0.066 | 0.820 | 0.11 | 0.182 | 0.072 | 0.311 | 0.058 | 0.339 | 0.084 | | |
| Re | 0.037 | 0.011 | 0.010 | 0.008 | <0.008 | 0.006 | <0.012 | 0.007 | 0.013 | 0.008 | <0.012 | 0.007 | <0.009 | 0.004 | | |
| Cd | <0.430 | 0.31 | <0.340 | 0.22 | 0.550 | 0.26 | 2.690 | 0.46 | <0.45 | 0.26 | 2.290 | 0.33 | 0.850 | 0.32 | | |
| As | 2.010 | 0.39 | 0.580 | 0.27 | <0.340 | 0.2 | 0.510 | 0.26 | 1.920 | 0.32 | 0.710 | 0.19 | <0.330 | 0.22 | | |
| Tl | 0.028 | 0.016 | 0.015 | 0.012 | 0.497 | 0.091 | 2.460 | 0.16 | 0.140 | 0.026 | 0.996 | 0.071 | 1.108 | 0.098 | | |
| Pb | 0.197 | 0.05 | 0.080 | 0.05 | 0.500 | 0.09 | 5.550 | 0.28 | 0.739 | 0.08 | 10.840 | 0.44 | 0.841 | 0.09 | | |
| Bi | 0.329 | 0.053 | 0.050 | 0.023 | 1.120 | 0.15 | 11.050 | 0.58 | 3.720 | 0.22 | 1.394 | 0.09 | 1.190 | 0.11 | | |
| Sb | 0.330 | 0.15 | <0.114 | 0.09 | <0.113 | 0.06 | <0.152 | 0.06 | <0.212 | 0.09 | 0.154 | 0.07 | <0.185 | 0.08 | | |
| № обр. | UR17/2-2I | | | | | | | | | | | | | | | |
| минерал | Pn | | Ccp | Pn | | Pn | | Pn | | Pn | | Pn | | Pn + Ccp | | |
| 1* | 2-2 | | | 2-1 | | | | 5-2 | | 5(c) | | 5(c2) | | 5(c3) | | 5-3 |
| 2** | 14, 15 | | | 17 | | 18 | | 22, 23 | | 25 | | 26 | | 27 | | 31-33 |
| вес % | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 30.79 | | — | 33.07 | | 35.29 | | 34.38 | | 31.95 | | 29.76 | | 36.14 | | |
| Fe | 35.17 | | 30.72 | 33.07 | | 30.75 | | 32.60 | | 30.36 | | 31.72 | | 30.11 | | |
| S | 33.66 | | 34.75 | 33.44 | | 33.32 | | 32.90 | | 33.20 | | 33.37 | | 33.10 | | |
| Co | 0.38 | | — | 0.42 | | 0.65 | | 0.13 | | 0.34 | | 0.24 | | 0.65 | | |
| Cu | 0.39 | | 34.75 | — | | 0.10 | | 0.46 | | 3.70 | | 5.53 | | 0.17 | | |

Таблица 3. Продолжение

| г/т, σ | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|---------|-------|--------|----------|--------|----------|--------|-------|
| | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ |
| Os | <0.023 | 0.012 | <0.016 | 0.005 | 0.950 | 0.11 | <0.043 | 0.021 | <0.073 | 0.033 | <0.017 | 0.005 | 0.043 | 0.027 |
| Ir | <0.012 | 0.007 | <0.013 | 0.008 | 0.300 | 0.03 | 0.015 | 0.006 | 0.046 | 0.01 | 0.006 | 0.005 | 0.114 | 0.017 |
| Ru | 0.322 | 0.071 | 0.261 | 0.072 | 1.350 | 0.15 | 0.130 | 0.05 | 0.254 | 0.057 | 0.189 | 0.056 | 0.189 | 0.053 |
| Pt | <0.072 | 0.039 | <0.079 | 0.046 | <0.072 | 0.033 | 0.168 | 0.051 | <0.073 | 0.037 | 0.078 | 0.035 | <0.054 | 0.025 |
| Pd | 0.290 | 0.17 | 2.270 | 0.31 | <0.320 | 0.14 | <0.320 | 0.17 | 1.450 | 0.19 | 0.320 | 0.13 | <0.260 | 0.13 |
| Ag | 0.530 | 0.1 | 0.239 | 0.082 | 0.265 | 0.072 | 0.500 | 0.11 | 1.010 | 0.18 | 0.288 | 0.07 | 0.526 | 0.08 |
| Re | <0.013 | 0.005 | <0.013 | 0.009 | — | — | 0.154 | 0.025 | 0.060 | 0.015 | <0.011 | 0.007 | <0.016 | 0.009 |
| Cd | <0.570 | 0.31 | <0.370 | 0.24 | <0.510 | 0.26 | <0.430 | 0.21 | 1.270 | 0.35 | <0.380 | 0.22 | 5.330 | 0.53 |
| As | 0.900 | 0.27 | 1.520 | 0.32 | 3.910 | 0.56 | 0.520 | 0.25 | 1.790 | 0.36 | 0.870 | 0.23 | 0.510 | 0.21 |
| Tl | 8.750 | 0.45 | 0.267 | 0.043 | 0.164 | 0.031 | <0.021 | 0.013 | 2.700 | 0.46 | 1.206 | 0.09 | 2.570 | 0.15 |
| Pb | 4.190 | 0.24 | 0.831 | 0.098 | 0.382 | 0.051 | 0.130 | 0.052 | 12.180 | 1.51 | 2.550 | 0.15 | 4.890 | 0.24 |
| Bi | 2.490 | 0.18 | 1.130 | 0.11 | 1.153 | 0.096 | 0.065 | 0.025 | 25.990 | 3.24 | 5.040 | 0.31 | 6.610 | 0.4 |
| Sb | <0.190 | 0.12 | <0.176 | 0.092 | <0.164 | 0.071 | 2.240 | 0.75 | <0.219 | 0.083 | <0.149 | 0.093 | <0.169 | 0.09 |
| № обр. | UR17/2 | | | | | | | | | | | | | |
| минерал | Pn | | Pn | | Pn | Ccp | | Pn | | Pn + Ccp | | Pn + Ccp | | Pn |
| 1* | 1 | | 2 | | 3 | | | 4-1 | | 4-2 | | 4-3 | | 4-4 |
| 2** | 9, 10 | | 8 | | 11, 12 | 13 | | 7 | | 6 | | 4, 5 | | 3, 1 |
| вес % | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 31.25 | | 31.69 | | 31.50 | 1.84 | | 31.93 | | 31.23 | | 32.12 | | 32.05 |
| Fe | 35.36 | | 34.64 | | 35.19 | 30.90 | | 34.54 | | 34.41 | | 33.82 | | 34.27 |
| S | 32.87 | | 32.74 | | 32.88 | 34.95 | | 32.92 | | 33.94 | | 33.50 | | 33.24 |
| Co | 0.54 | | 0.73 | | 0.44 | — | | 0.62 | | 0.42 | | 0.43 | | 0.45 |
| Cu | 0.06 | | 0.06 | | — | 32.31 | | 0.73 | | 1.10 | | 1.74 | | 3.01 |
| г/т, σ | | | | | | | | | | | | | | |
| | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ |
| Os | 0.072 | 0.037 | <0.020 | 0.006 | <0.054 | 0.033 | 0.066 | 0.048 | 0.063 | 0.042 | <0.020 | 0.021 | — | — |
| Ir | 0.029 | 0.012 | 0.095 | 0.017 | 0.404 | 0.049 | <0.016 | 0.014 | 0.073 | 0.024 | <0.008 | 0.006 | 0.044 | 0.016 |
| Ru | 0.670 | 0.14 | 0.207 | 0.062 | 0.520 | 0.13 | 0.450 | 0.17 | 0.280 | 0.13 | 0.260 | 0.1 | 0.280 | 0.11 |
| Pt | <0.101 | 0.055 | 0.078 | 0.041 | 0.165 | 0.059 | <0.200 | 0.11 | <0.123 | 0.071 | <0.114 | 0.073 | <0.106 | 0.068 |
| Pd | 0.860 | 0.23 | <0.250 | 0.14 | <0.320 | 0.18 | <0.750 | 0.43 | <0.480 | 0.34 | <0.420 | 0.25 | 0.900 | 0.29 |
| Ag | 0.730 | 0.13 | 0.730 | 0.11 | 0.161 | 0.085 | 1.340 | 0.28 | 1.580 | 0.27 | 1.060 | 0.2 | 0.189 | 0.094 |
| Re | <0.021 | 0.012 | <0.011 | 0.008 | 0.670 | 0.12 | <0.0146 | 0.005 | 0.017 | 0.013 | 0.043 | 0.019 | <0.009 | 0.003 |
| Cd | <0.30 | 0.2 | 1.130 | 0.27 | 0.370 | 0.26 | <0.900 | 0.51 | 1.320 | 0.47 | 1.320 | 0.44 | <0.510 | 0.25 |
| As | 1.920 | 0.4 | 0.880 | 0.26 | 4.130 | 0.6 | <1.090 | 0.77 | 1.190 | 0.5 | <0.530 | 0.37 | 2.060 | 0.45 |
| Tl | 1.640 | 0.22 | 1.710 | 0.23 | 0.820 | 0.13 | 0.390 | 0.1 | 1.690 | 0.28 | 1.020 | 0.18 | 0.182 | 0.051 |
| Pb | 2.300 | 0.27 | 14.720 | 1.54 | 0.990 | 0.15 | 2.990 | 0.42 | 2.420 | 0.34 | 3.020 | 0.42 | 0.820 | 0.15 |
| Bi | 11.350 | 0.91 | 9.950 | 0.81 | 0.860 | 0.11 | 0.305 | 0.083 | 1.780 | 0.21 | 1.920 | 0.23 | 0.890 | 0.12 |
| Sb | <0.143 | 0.065 | <0.138 | 0.062 | <0.140 | 0.12 | <0.520 | 0.36 | 0.850 | 0.31 | <0.260 | 0.19 | 0.098 | 0.09 |

Таблица 3. Продолжение

| № обр. | UR17/2-2II | | | | | | | | | | | |
|---------|------------|-------|------------|-------|--------|--------|--------|-------|--|--------|----------|--------|
| минерал | Pn | | Pn | Ccp | | Pn | | Pn | | Pn | Po? FeO? | |
| 1* | 3-1 | | 3-3 | | | 3-2 | | 2-1 | | 2-2 | | |
| 2** | 26, 27, 10 | | 28, 29 | 30 | | 24 | | 1, 2 | | 3, 6 | 4 | |
| вес % | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 34.34 | | 34.64 | 2.70 | | 33.41 | | 33.62 | | 33.52 | 3.36 | |
| Fe | 32.07 | | 32.21 | 31.14 | | 33.37 | | 32.38 | | 32.50 | 62.75 | |
| S | 32.95 | | 32.83 | 34.69 | | 32.37 | | 33.05 | | 32.62 | — | |
| Co | 0.63 | | 0.32 | — | | 0.66 | | 0.48 | | 0.20 | — | |
| Cu | 0.38 | | — | 32.10 | | 0.15 | | 1.56 | | — | 18.90 | |
| г/т, σ | | | | | | | | | | | | |
| | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | г/т | σ | | г/т | σ | |
| Os | 0.049 | 0.028 | 0.048 | 0.028 | 0.010 | 0.01 | <0.017 | 0.005 | | <0.027 | 0.017 | |
| Ir | 0.109 | 0.022 | 0.071 | 0.018 | 0.016 | 0.007 | 0.091 | 0.02 | | <0.009 | 0.006 | |
| Ru | 0.480 | 0.12 | 0.300 | 0.11 | 0.182 | 0.065 | 0.273 | 0.097 | | 0.401 | 0.1 | |
| Pt | <0.091 | 0.049 | <0.078 | 0.055 | <0.046 | 0.029 | 0.150 | 0.052 | | 0.071 | 0.039 | |
| Pd | <0.300 | 0.17 | 2.830 | 0.38 | <0.220 | 0.13 | 0.480 | 0.24 | | 0.540 | 0.21 | |
| Ag | 1.290 | 0.18 | 0.370 | 0.12 | 0.590 | 0.1 | 0.360 | 0.1 | | 0.650 | 0.12 | |
| Re | <0.006 | 0.002 | <0.017 | 0.012 | <0.006 | 0.002 | 0.053 | 0.018 | | <0.011 | 0.006 | |
| Cd | 2.900 | 0.56 | <0.520 | 0.34 | 1.520 | 0.36 | <0.43 | 0.24 | | 0.340 | 0.18 | |
| As | 0.600 | 0.3 | 4.130 | 0.69 | 0.980 | 0.31 | 2.330 | 0.55 | | 1.990 | 0.35 | |
| Tl | 0.970 | 0.12 | 0.091 | 0.029 | 3.880 | 0.39 | 0.140 | 0.034 | | 3.280 | 0.36 | |
| Pb | 3.940 | 0.52 | 0.472 | 0.096 | 5.390 | 0.74 | 0.431 | 0.092 | | 2.960 | 0.45 | |
| Bi | 3.980 | 0.53 | 1.350 | 0.21 | 6.130 | 0.86 | 0.468 | 0.089 | | 8.870 | 1.34 | |
| Sb | <0.237 | 0.098 | 0.250 | 0.19 | <0.053 | 0.016 | <0.276 | 0.089 | | <0.290 | 0.12 | |
| № обр. | UR17/2-2II | | | | | | | | | | | |
| минерал | Pn | | Pn | Ccp | | Pn | | Pn | | Pn | | |
| 1* | 2-3 | | 1-1 | | | 1-2 | | | | 1-3 | | 1-4 |
| 2** | 7, 8 | | 12, 13, 14 | | | 34, 35 | | 36 | | 37, 38 | | 18, 19 |
| вес % | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 34.04 | | 34.31 | | | 34.81 | | 1.33 | | 34.18 | | 34.78 |
| Fe | 32.47 | | 32.03 | | | 31.43 | | 30.49 | | 31.93 | | 32.05 |
| S | 33.02 | | 32.52 | | | 33.00 | | 34.43 | | 33.36 | | 32.61 |
| Co | 0.45 | | 0.50 | | | 0.71 | | — | | 0.55 | | 0.57 |
| Cu | 0.14 | | 4.38 | | | 0.06 | | 33.74 | | 1.44 | | 0.96 |

Таблица 3. Окончание

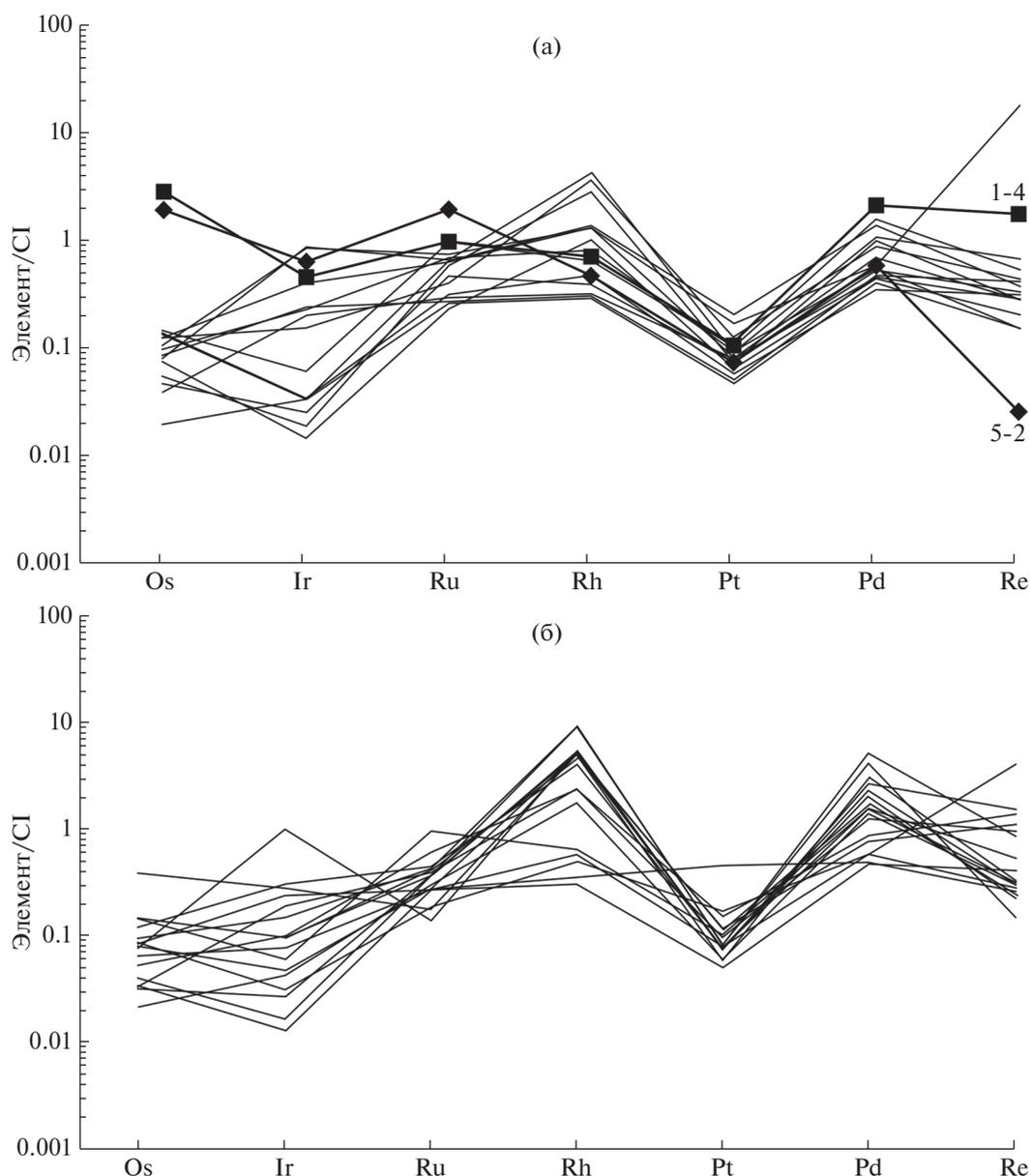
| г/т, σ | | | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| | г/т | σ |
| Os | 0.063 | 0.028 | 0.193 | 0.046 | 0.040 | 0.023 | <0.041 | 0.027 | 1.400 | 0.2 |
| Ir | 0.190 | 0.026 | 0.134 | 0.022 | 0.023 | 0.013 | 0.412 | 0.052 | 0.216 | 0.038 |
| Ru | 0.440 | 0.11 | 0.126 | 0.072 | 0.194 | 0.076 | 0.460 | 0.15 | 0.680 | 0.21 |
| Pt | <0.079 | 0.042 | <0.058 | 0.024 | <0.075 | 0.038 | <0.090 | 0.06 | <0.103 | 0.068 |
| Pd | 0.380 | 0.18 | 1.670 | 0.26 | 1.260 | 0.26 | 0.590 | 0.28 | 1.160 | 0.33 |
| Ag | 0.620 | 0.12 | 0.140 | 0.069 | <0.104 | 0.077 | 0.750 | 0.16 | 0.540 | 0.16 |
| Re | <0.011 | 0.003 | <0.013 | 0.004 | <0.012 | 0.004 | 0.026 | 0.015 | 0.068 | 0.024 |
| Cd | 0.730 | 0.37 | <0.310 | 0.21 | 0.690 | 0.35 | 3.220 | 0.7 | 1.700 | 0.56 |
| As | 3.760 | 0.56 | <0.450 | 0.28 | 0.770 | 0.37 | 0.760 | 0.44 | 5.730 | 0.95 |
| Tl | 25.450 | 2.74 | 0.385 | 0.06 | 1.460 | 0.19 | 5.020 | 0.63 | 0.074 | 0.031 |
| Pb | 16.810 | 2.53 | 1.200 | 0.21 | 2.320 | 0.4 | 15.330 | 2.61 | 0.950 | 0.2 |
| Bi | 11.810 | 1.85 | 1.930 | 0.33 | 4.670 | 0.81 | 48.350 | 8.51 | 1.300 | 0.27 |
| Sb | <0.180 | 0.12 | <0.220 | 0.1 | <0.261 | 0.086 | 0.550 | 0.28 | <0.430 | 0.34 |

Примечание. * – номера точек (фиг. 3), определения выполнены методом LA-ICP-MS (ГЕОХИ РАН) на масс-спектрометре Element-XR; ** – номера точек зерен сульфида, для которых определены содержания ЭПГ, измеренные на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН).

Таблица 4. Состав сульфидов из включения ультрамафита UR17/2

| Порода | Образец | Минерал | Si | Fe | Mg | Ni | S | Co | Cu |
|--------|-------------|----------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|
| Hzb | Ur17/2-2 | Pn | 0.25 | 34.91 | 0.21 | 32.39 | 32.23 | – | – |
| | UR17/2-2-I | Pn | – | 31.30 | – | 35.88 | 32.83 | – | – |
| | UR17/2-2-I | Pn | – | 31.47 | – | 35.42 | 33.12 | – | – |
| | UR17/2-2-II | Pn | – | 31.90 | – | 34.74 | 33.37 | – | – |
| | UR17/2-2-II | Pn | 0.96 | 32.5 | 2.80 | 31.90 | 31.80 | – | 0.76 |
| | UR17/2-2-II | Pn | – | 31.49 | – | 35.05 | 33.46 | – | – |
| | UR17/2-2-II | Pn | – | 32.03 | – | 34.52 | 33.44 | – | – |
| | UR17/2-2-I | Ccp | – | 31.98 | – | 22.79 | 33.85 | – | 11.38 |
| Орх | UR17/2-3b | Pn | – | 26.92 | – | 40.25 | 37.84 | – | – |
| | UR17/2-3a | Pn | – | 33.80 | – | 33.53 | 33.28 | – | – |
| | UR17/2-3a | Pn | – | 33.50 | – | 33.45 | 33.06 | – | – |
| | UR17/2-3a | Pn | – | 33.17 | – | 33.42 | 33.41 | – | – |
| | UR17/2-2-IV | Pn | – | 30.58 | – | 36.09 | 33.33 | – | – |
| | UR17/2-2-IV | Pn | – | 24.30 | – | 42.14 | 33.83 | – | – |
| | UR17/2-2-IV | Pn | – | 24.30 | – | 41.15 | 32.99 | 1.56 | – |
| | UR17/2-2-IV | Mel | – | 1.47 | – | 71.69 | 26.84 | – | – |
| | UR17/2-2-IV | Mel | – | 1.59 | – | 71.72 | 26.69 | – | – |
| | UR17/2-3a | Ccp | – | 31.36 | – | – | 34.44 | – | 34.21 |
| | UR17/2-3a | Mag + Fe | – | 60.67 | – | – | – | – | – |
| | UR17/2-3a | Mag + Fe | – | 59.68 | – | – | – | – | – |

Примечание. Hzb – гарибургит, Орх – ортопироксенит.

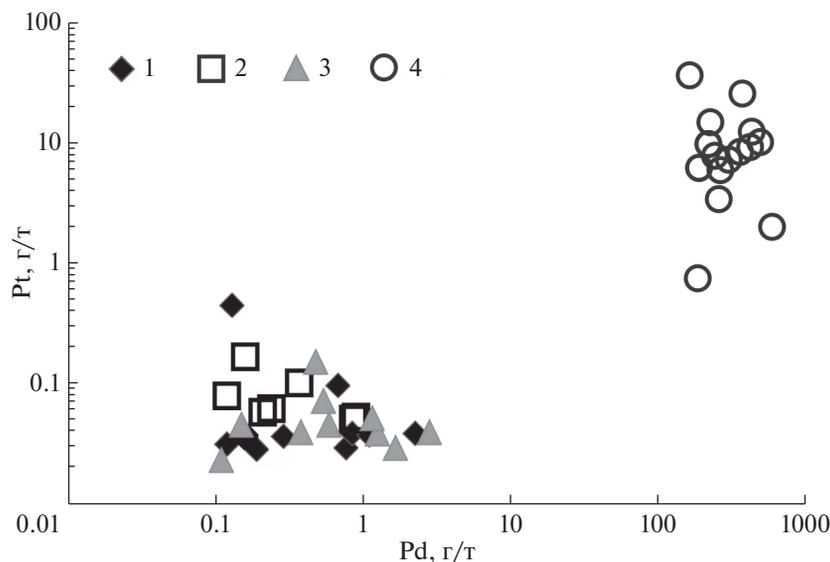


Фиг. 6. Распределение ЭПГ, нормированных на хондрит, в сульфидах гарцбургита UR17/2: а – Ir-группа ЭПГ; б – Pd-группа ЭПГ. Нормировано по (Palme, Jones, 2003; McDonough, Sun, 1995). Номера 5-2 и 1-4 отвечают детально охарактеризованным в тексте зернам пентландита.

ЭПГ меняется от 379 до 2440 мг/т. Гетерогенность распределения Pd в пентландите, отмеченная в рудах Норильска (Бровченко и др., 2019), рассматривается авторами как следствие первичной гетерогенности распределения элемента в расплаве.

Таллий, Pb и Bi являются менее халькофильными металлами в сравнении с ЭПГ (Mungall, Brennan, 2014). Они мобильны при гидротермальных процессах, что, возможно, объясняет наблюдаемые вариации в их количествах в изученных образцах (табл. 3). Эти металлы сходны между со-

бой по ряду свойств, что находит отражение в их содержаниях в сульфидах гарцбургита UR17/2: положительной корреляции Pb с Bi ($r = 0.7$) и Pb с Tl ($r = 0.6$). Содержание Tl в обр. UR17/2 и UR17/2-21 относительно постоянно и в среднем равно 1.61 и 1.29 г/т соответственно. Исключение – зерно 5-2, в котором содержание Tl на порядок меньше и равно 0.16 г/т. В гарцбургите UR17/2-II содержание Tl сильно варьирует и в целом значительно выше – 4.08 г/т, что указывает на более сильное влияние флюида в краевой части включения. Вариации на два порядка имеют место и для Pb и Bi, но влияние пространственного поло-



Фиг. 7. Корреляция Pd и Pt в сульфидах гарцбургита обр. UR17/2 (1 – обр. UR17/2-2I, 2 – обр. UR17/2, 3 – обр. UR17/2-2II, 4 – сульфиды месторождения Меренского (Южная Африка) по данным (Godel et al., 2007)).

жения образцов проявлено слабо (табл. 3). В целом имеет место небольшая отрицательная корреляция между суммой ЭПГ и суммой $Tl + Pb + Bi$.

Кадмий, являясь халькосидерофильным элементом, присутствует в половине зерен сульфидов гарцбургита UR17/2; его количество варьирует от <0.3 г/т (минимальный предел обнаружения метода) до 5.3 г/т (табл. 3). В его корреляции с другими элементами намечаются две тенденции. Первая – связь с составом ЭПГ: зерна пентландита, с преобладающей IPGE-подгруппой содержат кадмия больше (среднее <1.43 г/т), чем зерна с PPGE-подгруппой (<0.45 г/т). С другой стороны, имеет место небольшая положительная корреляция Cd с $Tl + Pb + Bi$ и с Ag, что указывает на влияние гидротермального флюида на его распределение.

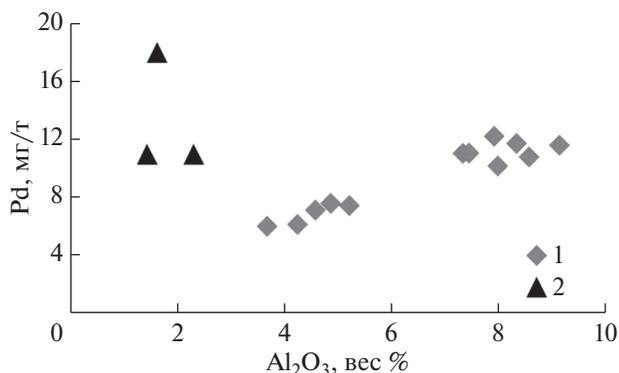
ОБСУЖДЕНИЕ

Главной особенностью ультрамафитов UR17/2 и UR135 является обогащение Fe, Ni и Pd, что видно при их сравнении с данными для мантии (фиг. 2). Включения древних мантийных перидотитов Северного Лабрадора имеют в целом также низкие и варьирующие содержания ЭПГ, сопоставимые с UR17/2. Они разделяются на обедненные Pd + Pt (<1 мг/т) и обогащенные (Pd + Pt = 12.27 мг/т, среднее) (Ishikawa et al., 2017). Таким образом, древние включения Лабрадора и Побужья в целом характеризуются низким содержанием ЭПГ и при этом высоким относительно примитивной мантии содержанием Pd. Поскольку элементы платиновой группы почти полностью (исключение Pt и Au) находятся в сульфидах

(Fleet et al., 1999; Mondal, 2011), то данные, полученные для сульфидов (табл. 3, фиг. 6), поддерживают вывод о значительном содержании Pd в породе.

По соотношению Ni и ЭПГ месторождения разделяются (Naldrett, 1981; Barnes, Maier, 2000) на “сульфидные” – с преобладанием Ni и Cu (к ним относятся Садбери и Норильск) и месторождения с преобладанием ЭПГ (мыс Меренского, Бушвелд). Ультрамафиты Побужья ближе к первому типу, но с большим отношением Ni/Cu.

В целом сульфиды ультрамафитов Побужья имеют невысокие содержания элементов IPGE-подгруппы. Содержания ЭПГ в сульфидах месторождений, таких как Бушвелд (Godel et al., 2007), в том числе IPGE-подгруппы, более чем на порядок выше, чем в сульфидах гарцбургита UR17/2, в то время как значительные вариации содержаний ЭПГ сопоставимы с таковыми отмеченного месторождения (фиг. 7). Наблюдаемая в сульфидах UR17/2 неоднородность распределения ЭПГ характерна для сульфидов многих объектов (Godel et al., 2007; Миронов и др., 2008; Barnes et al., 2009; Гроховская и др., 2009), нередко она наблюдается в одном образце (Alard et al., 2000, 2002). Вариации содержаний ЭПГ между зернами, как правило, объясняются различным генезисом сульфидов: первые зерна, кристаллизующиеся на раннем этапе формирования магмы, располагаются внутри силикатов (Mondal, 2011) и, как правило, имеют высокие отношения Ir/Pd . Основная часть сульфидов образуется после кристаллизации существенного объема силикатных минералов (в первую очередь оливина) (Ariskin et al., 2013; Арискин и др., 2017). В гарцбургите



Фиг. 8. Корреляция Pd и Al_2O_3 в коматиитах зеленокаменного пояса Абитибид (Канада) и в ультрамафитах Побужья, показывающая отсутствие связи повышенного содержания Pd в гарцбургите с фракционированием. Данные для коматиитов из работы (Puchtel et al., 2004). 1 – коматииты Абитибид, 2 – гарцбургиты обр. UR17/2 и UR135.

UR17/2 не обнаружены зерна сульфидов, расположенные внутри оливина или ортопироксена. В то же время зерна, обогащенные IPGE-подгруппой (в обр. UR17/2 – таким является зерно 5-2, фиг. 3е), располагаются в участках гарцбургита, где сохраняются ранние магматические фазы O1 и Орх. Большая часть зерен, обогащенных элементами PPGЕ-подгруппы, расположена в матрице, сложной флогопитом.

Важным для понимания природы повышенного содержания Pd является отношение Pd/Ir. Для различных типов хондритов отношение Pd/Ir варьирует от 1.08 в углистых хондритах до 1.5 – в энстатитовых (Nogan et al., 2003); в примитивной мантии отношение Pd/Ir, нормированное на хондрит CI, равно 1. В ксенолитах архейской мантии (Becker et al., 2006) оно относительно близко к хондритовому – 0.138 и 0.81. В ультрамафитах UR17/2 и UR135 отношение $(\text{Pd}/\text{Ir})_n$ значительно выше: >15 и >9 (табл. 2). В ультрамафитах Лабрадора среднее значение отношения $(\text{Pd}/\text{Ir})_n$ для первой группы отвечает хондритовому – 0.126, а у второй группы оно значительно больше – 12.41 и близко к UR17/2. Рассматриваются различные механизмы возникновения супрахондритовых отношений Pd/Ir: частичное плавление (фракционирование) (Puchtel et al., 2004; Puchtel, 2016 и ссылки в ней), P , T , f_{O_2} (Ariskin et al., 2013; 2018), мантийный метасоматоз (Alard et al., 2000; Becker et al., 2006; Безмен и др., 2006), повторное обогащение мантии (после формирования ядра) поздней метеоритной бомбардировкой – модель “late-veneer” (Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986; O'Neill, 1991; Becker et al., 2006), неполное фракционирование ЭПГ при дифференциации Земли и образовании ядра (Tredoux et al., 1989), перемещение материала после дифференциации Земли от гра-

ницы ядра назад в мантию (Brandon, Walker, 2005). На распределение ЭПГ для объектов, представленных импактными расплавами, также может влиять селективное испарение элементов при скоростном ударе (Яковлев и др., 1992). Эффект фракционной кристаллизации на увеличение содержания Pd и отношение Pd/Ir был продемонстрирован неоднократно: при формировании расслоенных интрузий (Naldrett, 1981), при образовании коматиитов (Puchel et al., 2004). Показана положительная корреляция Ir, Pd и некоторых других ЭПГ с MgO и Al_2O_3 , демонстрирующая эффект фракционирования (Puchtel et al., 2004; Becker et al., 2006). На фиг. 8 показана зависимость содержания Pd от Al_2O_3 в коматиитах Абитибид. Точки коматиитов образуют четкий тренд в координатах Pd– Al_2O_3 , в то время как составы ультрамафитов UR17/2 и UR135 расположены вне тренда, демонстрируя, что повышенные содержания Pd в них не коррелируются с глиноземом. Повышенное содержание Pd (и Ni) в гарцбургите UR17/2 не могло также возникнуть в остаточном расплаве как следствие ранней кристаллизации оливина, имеющего низкий $D_{\text{Pd}}^{\text{Ol-melt}}$, поскольку не согласуется с высоким содержанием никеля, который должен был уйти вместе с магнезиальным оливином (уменьшение никеля в расплаве при фракционной кристаллизации рассчитано А.А. Арискиным с соавторами (Fig. 10 in Ariskin et al., 2013)).

Установлена зависимость содержания Pd от f_{O_2} и содержания H_2O (Безмен и др., 2006; Горбачев и др., 2006; Palme, 2008), а также влияние на отношение Ir/Pd низкотемпературных гидротермальных изменений (Li et al., 2004; и др.).

Значительная часть зерен сульфидов находится в тесной ассоциации с флогопитом, устойчивость которого сильно зависит от активности воды во флюиде. При низкой активности воды поле его стабильности расширяется до области гранулитовой фации, что говорит о возможном сосуществовании этого минерала с ранними минералами перидотитов – оливином и пироксенами (Балтыбаев и др., 2018).

Это подтверждается моделированием минеральных парагенезисов в системе K–Fe–Mg–Al–Ca–Si–OH (флюид $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) (рис. 7в Балтыбаев и др., 2018) с использованием разных термодинамических баз данных для минералов и твердых растворов (jun92.bs, Berman, 1992–1996; tcds61c, Holland, Powell, 2010). Из этих данных следует, что возможна достаточно высокая (>600°C) температура кристаллизации ранней генерации пентландита в ассоциации с флогопитом. Положительная связь количества сульфидов и флогопита была установлена для перидотитов Довыренского массива (Арискин и др., 2017). Гидро-

термальные изменения в гарцбургите UR17/2 происходили в достаточно широком диапазоне температур, в котором имели место кристаллизация карбоната, миллерита. С гидротермальной переработкой связана наблюдаемая морфологическая и геохимическая неоднородность зерен сульфидов подобно описанной в сульфидах в абиссальных перидотитах срединно-океанического хребта (Luguet et al., 2003). В то же время повышенные содержания Pd в породе в целом и отраженные в пентландите вряд ли могут быть объяснены поздним воздействием низкотемпературного флюида, поскольку отсутствует отрицательная корреляция между Pd и такими элементами, как Ti, Pb, Bi.

В работе (Бровченко и др., 2019) на примере сульфидов Норильска также показано отсутствие связи гетерогенности распределения элементов в зернах сульфидов с гидротермальным воздействием флюида.

Можно предположить, что повышенные содержания Pd отражают состав литосферной мантии, возникший за счет дифференциации сульфидов при частичном плавлении (Alard et al., 2000). Для более определенного вывода об источнике в ультрамафитах повышенного содержания Pd необходимо иметь большее количество данных об ЭПГ в породе. Кроме того, если существует связь расплава UR17/2 с внеземными событиями, то следует учитывать возможное влияние на состав расплава селективного испарения элементов при его образовании при ударах астероидов (Яковлев, Люль, 1992 и ссылки в ней).

Другой особенностью ЭПГ гарцбургита UR17/2 и сульфидов в нем является низкое содержание Pt, что не согласуется с механизмом фракционирования, поскольку при фракционировании поведение Pd и Pt сходно. Низкие содержания Pt видны при сравнении с составом мантии (фиг. 2). Отрицательная аномалия Pt присутствует во многих континентальных перидотитах (Becker et al., 2006), абиссальных перидотитах океана (Luquet et al., 2003) и других. Возможно, что это отражает различие в коэффициентах распределения силикатный расплав/сульфидный расплав, которые существенно ниже у Ni и Fe в сравнении с Pt (Barnes, Maier, 2000). Отмечена и зависимость растворимости Pt и Pd от количества магматических сульфидов: значительно бóльшая растворимость у Pd (Barnes, Liu, 2012). Важная особенность состава гарцбургита UR17/2 – высокое содержание Fe, Ni и низкое – Cr, отношение Ni/Cr = 4. Никель не является мобильным элементом. Его небольшая мобильность отмечалась при взаимодействии с кислым флюидом, флюидом, богатым As, а также в окисленной среде (Holwell et al., 2017). Воздействие флюида в данном случае не может влиять на концентрацию никеля, поскольку его высокое содержание было характерно из-

начально, что следует из высокого содержания Ni в оливине (Лобач-Жученко и др., 2018₁). Повышенные значения отношения Ni/Cr присущи метеоритам и найдены в ряде земных объектов. Так, в дунитах пояса Барбертон расположено небольшое включение Бон Аккорд (Tredoux et al., 1989), которое состоит из железа и никеля, обеднено хромом и имеет, соответственно, очень высокое отношение Ni/Cr. Кроме того, оно имеет повышенные отношения Pd/Ir: среднее значение Pd/Ir равно 3.14 (Tredoux et al., 1989). Для объяснения происхождения Бон Аккорд предлагались различные модели: образование из железистого метеорита (De Waal, 1978), результат неполной экстракции материала на этапе формирования ядра (Tredoux et al., 1989). В работе (Sleep, Lowe, 2014) структура пояса Барбертон рассматривается как результат метеоритного удара, что поддерживает модель де Ваала. Влияние метеоритного материала на увеличение отношения Pd/Ir установлено для некоторых импактных расплавов. Так, например, супрахондритовое отношение Pd/Ir – 4.43 имеет импактный расплав Мороквенг (Andreolli et al., 1999). Таким образом, предположение о влиянии процессов, происходящих при ударах астероидов, на соотношение ЭПГ, остается темой для обсуждения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Данные о содержании и распределении ЭПГ в породе и сульфидах позволяют уточнить и детализировать рассмотренную ранее (Балтыбаев и др., 2018; Лобач-Жученко и др., 2018₁) историю эволюции флогопитового гарцбургита, слагающего фрагмент дайки в палеоархейском побужском гранулитовом комплексе. Ранний этап формирования породы знаменуется внедрением расплава, обогащенного Fe, K, Ni, Pd, и последующей кристаллизацией оливина (Fo 86–87) с высоким содержанием Ni и ортопироксена при температуре ~900°C (Балтыбаев и др., 2018). Повышенные содержания K и Pd в гарцбургите, возможно, являются результатом метасоматоза мантии, но этот вывод требует дополнительных аргументов. Кристаллизации оливина предшествовала контаминация расплава гнейсоэндербитом (около 1%). После чего, скорее всего, имела место ликвация с образованием силикатного и сульфидного расплавов; контаминация могла способствовать проявлению этого процесса (Barnes, Maier, 2000). Затем происходила кристаллизация флогопита из силикатного расплава и выпадение твердых растворов сульфидов из сульфидного расплава. Поле устойчивости флогопита с учетом его высокой магнетности ограничено интервалом 750–850°C (Балтыбаев и др., 2018). Предположительно, в этом же температурном интервале происходит выпадение твердых растворов сульфидов, преоб-

ладающая часть которых представлена пентландитом с равным содержанием Fe и Ni, устойчивым в интервале температур 865–584°C (Kitakaze, Sugaki, 1998; Kitakaze et al., 2011). В сростании с ним кристаллизуется Ст-магнетит. Гидротермальные процессы, приведшие к серпентинизации оливина, изменению состава пироксена, происходили при $P < 11$ кбар и $T < 500^\circ\text{C}$ (Балтыбаев и др., 2018). Одновременно имело место перераспределение ЭПГ в сульфидах, ставшее причиной их гетерогенизации.

В целом, рассмотренные ультрамафиты в сравнении с примитивной мантией обогащены Rh, Pd, Ni, Fe, Co. Отсутствие корреляции содержания Pd с Ca и Al указывает на отсутствие связи обогащения Pd в гарцбургите с фракционированием (или частичным плавлением). Возможным механизмом мог быть мантийный метасоматоз литосферной мантии – источника перидотита UR17/2, что согласуется с увеличением содержания в породе калия, многократно описанным при мантийном метасоматозе, или селективное испарение элементов при плавлении в результате ударов метеоритов (Яковлев, Льюл, 1992). Полученные данные о содержании Ig показали отсутствие или весьма незначительное участие вещества метеорита в составе гарцбургита UR17/2.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны др. г.-мин. н. Ш.К. Балтыбаеву за конструктивное прочтение рукописи, а также двум рецензентам за ценные критические замечания. Авторы благодарят В.П. Короткова за помощь в аналитических исследованиях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках НИР 0153-2019-0001, 0132-2019-0013, Госзаданий ИГГД РАН, программы 1.48 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бычкова К.А., Николаев Г.С. Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся сульфидной магме: развитие концепции R-фактора // *Геохимия*. 2017. № 5. С. 453–462.

Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Галанкина О.Л., Юрченко А.А. Преобразование перидотитов в коровых условиях: термодинамическое моделирование минералообразования // *Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы*. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация Высших учебных заведений, 2018. С. 170–189.

Безмен Н.И., Горбачев П.Н., Азиф М., Налдретт А. Растворимость палладия в водосодержащих силикатных расплавах по экспериментальным данным // *ДАН*. 2006. Т. 406. № 2. С. 225–229.

Бибикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А., Степанюк Л.М., Шумлянский Л.С., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Ильинский Л.С. Изотопно-геохронологическое (U–Th–Pb, Lu–Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // *Геохимия*. 2013. № 2. С. 99–121.

Бровченко В.Д., Служеникин С.Ф., Ковальчук Е.В., Юдовская М.А. Распределение ЭПГ в закаленных сульфидных твердых растворах горы Рудная, месторождение Норильск-1 // *Металлогения древних и современных океанов*. 2019. № 1. С. 151–153.

Горбачев П.Н., Безмен Н.И., Азиф М. Растворимость палладия в водосодержащих силикатных расплавах (по экспериментальным данным) // *Вестник ОНЗ РАН*. 2006. № 1(24).

Гроховская Т.Л., Ланина М.И., Мохов А.В. Ассоциация и генезис минералов в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // *Геология руд. месторождений*. 2009. Т. 57. № 6. С. 520–539.

Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. Киев: Наукова Думка, 1988. 133 с.

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомолов Е.С. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит) // *Минералогический журн*. 2013. Т. 35. № 4. С. 88–98.

Лобач-Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Степанюк Л.М., Юрченко А.В., Галанкина О.Л., Богомолов Е.С., Сукач В.В. Перидотиты в палеоархейских ортогнейсах Побужской гранулитогнейсовой области Украинского щита: геологическое положение, особенности состава, генезис // *Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы*. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация Высших учебных заведений, 2018. С. 164–192.

Лобач-Жученко С.Б., Скублов С.Г., Егорова Ю.С., Прищепенко Д.В., Галанкина О.Л. Особенности состава и строения циркона из включения гарцбургита побужского комплекса Украинского щита // *Зап. ВМО*. 2018. Ч. 147. № 6. С. 22–40.

Миронов А.Г., Жмодик С.М., Колесов Г.М., Митькин В.Н., Дамжинов Б.Б., Зайкова С.Б. Элементы группы платины в золото-сульфидных и полиметаллических рудах Саяно-Байкальской складчатой области и возможные формы нахождения платины и палладия в сульфидах // *Геология руд. месторождений*. 2008. Т. 5. № 1. С. 47–66.

Митрофанов А.Ф., Когарко Л.Н., Аносова М.О., Костицын Ю.А. Особенности распределения благородных металлов в сульфидных парагенезисах месторождения Федорова Тундра (Кольский п-ов) // *ДАН*. 2013. Т. 451. № 6. С. 676–679.

Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой). Автореф. дисс. ... д. г.-м. н. Киев, 2000. 46 с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008. 240 с.

- Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.
- Яковлев О.И., Люль А.Ю.* Геохимия микроэлементов в ударном процессе // Геохимия. 1992. № 3. С. 323–337.
- Alard O., Griffin W.L., Lorand J.P., Jackson S.E., O'Reilly S.J.* Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulfides // Nature. 2000. V. 407. P. 891–894.
- Alard O., Griffin W.L., Pearson N.J., Lorand J.-P., O'Reilly S.Y.* New insights into the Re–Os systematics of sub-continental lithospheric mantle from in situ analysis of sulfides // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 203. P. 651–663.
- Andreoli M.A.G., Ashwal L.D., Hart R.J., Huiženga J.M.* Petrology and geochemistry of nickel and iridium-rich quartz norite from the late Jurassic Morokweng impact structure, South Africa // Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution. 1999. V. 339. P. 91–108.
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A., McNeill A.W., Barmina G.S., Nikolaev G.S.* Modeling solubility of Fe–Ni sulfides in basaltic magmas: the effect of Ni in the melt // Econ. Geol. 2013. V. 108. P. 1983–2003.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S.* The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe–Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018. V. 59. № 2. P. 283–298.
- Barnes S.-J., Liu W.* Pt and Pd mobility in hydrothermal fluids: evidence from komatiites and from thermodynamic modeling // Ore Geol. Rev. 2012. V. 44. P. 49–58.
- Barnes S.-J., Maier W.D.* The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // Dynamic processes in magmatic Ore deposits and their application in mineral exploration. Geol. Association of Canada. Short Course. 2000. V. 13. P. 69–106.
- Barnes S.-J., Savard D., Bedard L.P., Maier W.D.* Selenium and sulfur concentration in Bushveld complex of South Africa and implication For formation of platinum-group element deposits // International J. for Geology, Mineralogy and Geochemistry of Mineral Deposits. 2009. ISSN:0026-4598 (Print) 1432–1866 (Online).
- Becker H., Horanc M.F., Walkera R.J., Gaod S., Lorande J.-P., Rudnick R.L.* Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths // Geoch. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 452–455.
- Brandon A.D., Walker R.J.* The debate over core-mantle interaction // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 232. P. 211–225.
- Claesson S., Bibikova E., Shumlansky L., Dhuiml B., Hawkesworth C.J.* The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchaean U–Pb and Hf–Nd constrains from enderbites and metasediments // Geol. Soc. of London. Spec. Publ. 2015. V. 389. P. 227–253.
- Collerson K.D., Campbell L.M., Wever B.L., Palacz Z.A.* Evidence for extreme mantle fractionation in early Archean ultramafic rocks from northern Labrador // Nature. 1991. V. 349. № 17. P. 209–214.
- De Waal S.A.* The nickel deposit at Bon Accord, Barberton, South Africa – A proposed paleometeorite in mineralization in metamorphic terrains // Geol. Soc. of South Africa, Johannesburg. Spec. Publ. 1978. P. 87–98.
- Fleet M.E., Crocket J.H., Liu M.H., Stone W.E.* Laboratory partitioning of platinum-group elements (PGE) and gold with application to magmatic sulfide – PGE deposits // Lithos. 1999. V. 47. P. 127–142.
- Frei R., Jensen B.K.* Re–Os, Sm–Nd isotope- and REE-systematics on ultramafic rocks and pillow basalts from the Earth's oldest oceanic crustal fragments (Isua Supracrustal Belt and Ujaragssuit nunât area, W. Greenland) // Chem. Geol. 2003. V. 196. P. 163–191.
- Friend C.R.L., Bennett V.C., Nutman A.P.* Abyssal peridotites >3.800 Ma from southern West Greenland: field relationships, petrography, geochronology, whole-rock and mineral chemistry of dunite and harzburgite inclusions in the Itsaq Gneiss Complex // Contr. Mineral. and Petrol. 2002. V. 143. P. 71–92.
- Glikson A.Y.* Geochemical and isotopic signatures of Archaean to early Proterozoic extraterrestrial impact ejecta/fallout units // Australian J. of Earth Sci. 2005. V. 52. P. 785–799.
- Godel B., Barnes S.-J., Maier W.D.* Platinum-group elements in sulphide minerals, platinum-group minerals, and whole-rocks of the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa): Implications for the Formation of the Reef // J. of Petrology. 2007. V. 48. № 8. P. 1569–1604.
- Holwell D.A., Adeyemi Z., Ward L.A., Smith D. J., Graham Sh.D., McDonald I., Smith J.W.* Low temperature alteration of magmatic Ni–Cu–PGE sulfides as a source for hydrothermal Ni- and PGE-ores: A quantitative approach using automated mineralogy // Ore Geol. Rev. 2017. V. 97. P. 718–740.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.025>
- Horan M.F., Walker R.J., Morgan J.W., Grossman J.N., Rubin A.E.* Highly siderophile elements in chondrites // Chem. Geol. 2003. V. 196. P. 5–20.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wanke H.* The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. lun. Planet. Sci. Conf. 10th. 1979. P. 2031–2050.
- Ishikawa A., Suzuki K., Collerson K.D., Lju J., Pearson D.G., Komita T.* Rhenium-osmium isotopes and highly siderophile elements in ultramafic rocks from the Eoarchean Saglek Block, northern Labrador, Canada: implications for Archean mantle evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 216. P. 286–311.
- Kitakaze A., Sugaki A.* High form of pentlandite and its thermal stability // Am. Mineral. 1998. V. 83. P. 133–140.
- Kitakaze A., Sugaki A., Itih H., Komatsu R.* A revision of phase relations in the system Fe–Ni–S from 650 (degrees) to 450 (degrees) // Can. Mineral. 2011. V. 49. № 6. P. 1687–1710.
- Koeberl C.* The record of impact processes on the early Earth: A review of the first 2.5 billion years // Processes on the Early Earth. Geol. Soc. of America, 2006. Spec. Paper 405. P. 1–22.
- Li C., Ripley E.M., Merino E., Maier W.D.* Replacement of base metal sulfides by actinolite, epidote, calcite, and magnetite in the UG2 and Merensky Reef of the Bushveld complex, South Africa // Econ. Geol. 2004. V. 99. P. 173–184.
- Lobach-Zhuchenko S., Egorova Ju.* A typical geochemistry of the lherzolite enclave in the Paleoproterozoic Bug Granulite complex – participation of the chondrite material? // Geophysical Research Abstracts. EGU 2017. Vol. 19.

- Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., Balagansky V.V., Egorova Yu.S., Lokhov K.I., Skublov S.G., Sukach V.V., Bogomolov E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov A.V., Sergeev S.A.* The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U–Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample // *Geol. Soc. of London. Spec. Publ.* 2017. V. 449. P. 175–203.
- Lorand J.-P., Alard O.* Platinum-group element abundances in the upper mantle: new constraints from in situ and wholerock analyses of Massif Central xenoliths (France) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 2789–2806.
- Lorand J.-P., Luguet A., Alard O.* Platinum-group elements: a new set of key tracers for the earth's interior // *Elements.* 2008. V. 4. P. 247–252.
- Luguet A., Lorand J.P., Seyler M.* A coupled study of sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry in abyssal peridotites from the Kane Fracture Zone (MARK area, Mid-Atlantic ridge) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. P. 1553–1570.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Mondal S.K.* Platinum Group Element (PGE) Geochemistry to understand the Chemical Evolution of the Earth's Mantle // *J. of Geol. Soc. of India.* 2011. V. 77. P. 295–302.
- Morgan J.W.* Ultramafic xenoliths: clues to earth's late accretionary history // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91B. P. 12375–12387.
- Morgan J.W., Walker R.J., Brandon A.D., Horan M.* Siderophile elements in Earth's upper mantle and lunar breccias: Data synthesis suggest manifestations of the same late influx // *Meteor. Planet. Sci.* 2001. V. 36. P. 1257–1275.
- Morino P., Caro G., Reisberg L., Schumacher A.* Chemical stratification in the post-magma ocean Earth inferred from coupled 146.147 Sm–142.143 Nd systematics in ultramafic rocks of the Saglek block (3.25–3.9 Ga; northern Labrador, Canada) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 463. P. 136–150.
- Mungall J.E., Brenan J.M.* Partitioning of platinum group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 125. P. 265–289.
- Naldrett A.J.* Platinum-group element deposits // *Platinum-group elements: Mineralogy, Geology, Recovery.* Cabri L.J. (ed.). Canadian Institute Mining Metallurgy, 1981. Spec. V. 23. P. 197–232.
- Nutman A.P., Clark K.I., Friend K.H., Hidaka H.* The Itsaq gneiss complex of Southern West Greenland and the construction of Eoarchean crust at convergent plate boundaries // *Earth's Oldest Rocks.* Elsevier, 2007. P. 187–218.
- O'Neill H.S.C.* The origin and the early history of the Earth: A chemical model. Part 2: The Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 1159–1172.
- Palme H.* Platinum-group elements in cosmochemistry // *Elements.* 2008. V. 4. P. 233–238.
- Palme H., Jones A.* Solar system abundances of the elements // *Treatise on Geochemistry.* Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 1. P. 41–62.
- Palme H., Janssens M.-J., Takahashi H., Anders E., Hertogen J.* Meteoritic material at five large impact crater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 313–323.
- Pearson D.G., Irvine G.J., Jonov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E.* Re–Os isotope systematics and platinum-group element fractionation during mantle melt extraction: study of massif and xenolith peridotite suites // *Chem. Geol.* 2004. V. 208. P. 29–59.
- Puchtel I.S.* Platinum Group Elements // *Encyclopedia of Geochemistry / Encyclopedia of Earth Sci.* White W.H. (ed.). Series 2016. https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9_274
- Puchtel S., Humayun M., Campbell A.J., Sproule R.A., Leshner C.M.* Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada // *Geoch. Cosmoch. Acta.* 2004. V. 68. № 6. P. 1361–1383.
- Reisberg L., Lorand J.P.* Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotites massifs // *Nature.* 1995. V. 376. P. 159–162.
- Rollinson H.* Recognizing early Archaean mantle: reappraisal // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. P. 241–252.
- Sleep N.H., Lowe D.R.* Physics of crustal fracturing and chert dike formation triggered by asteroid impact, ~3.26 Ga, Barbeton greenstone belt, South Africa // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2014. V. 15. № 49. P. 1054–1070.
- Sugaki A., Kitakaze A.* High form of pentlandite and its thermal stability // *Amer. Miner.* 1998. V. 83. P. 133–140.
- Tredoux M., De Wit M.A., Hart R., Armstrong R., Lindsay N., Sellschop J.F.* Platinum group elements in a 3.5 Ga nickel-iron occurrence. Possible evidence of a deep mantle origin // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. B1. P. 795–813.

УДК 550.4.02

ЭВОЛЮЦИЯ КАРИЙСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ): ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

© 2021 г. С. В. Ефремов^{a, *}, А. М. Спиридонов^a, Н. А. Горячев^{a, b}, А. Е. Будяк^a

^aИнститут геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033 Россия

^bСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

*e-mail: esv@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 25.06.2019 г.

После доработки 10.11.2020 г.

Принята к публикации 16.11.2020 г.

Предложенная вашему вниманию статья посвящена апробации нового методического подхода к расшифровке эволюции рудно-магматических систем (РМС). Подход основан на изучении геохимических полей, связанных с различными этапами эволюции магматического очага, сопровождающегося рудной минерализацией. В качестве материала для исследований использовались результаты геохимических съемок по потокам рассеяния в пределах Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье). Выполненный анализ особенностей состава и последовательности выделения геохимических полей позволил более детально взглянуть на эволюцию Карийской РМС. Было установлено, что мы имеем дело с сильно эродированной редкометалльной РМС, сформированной в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой РМС был Мо. Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта минерализация также была редкометалльной, ее профилирующими элементами были W и Mo, однако главным полезным компонентом является Au. Было установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую. В качестве источника Au могут рассматриваться гранитоиды Кара-Чачинского массива. Не менее вероятной является гипотеза о поступлении его вместе с В с нижних уровней магматической системы, либо в составе трансмагматических флюидов из-за ее пределов.

Ключевые слова: золото, рудно-магматические системы, новые методы обработки геохимической информации, Карийский рудный узел, Восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0016777021030047

ВВЕДЕНИЕ

Изучение рудно-магматических систем (РМС) имеет большое значение для совершенствования методик поисков и оценки рудных объектов, образование которых связано с эволюцией магматических очагов. Начиная с работ (Sprigg, 1907; Эммонс, 1933; Смирнов, 1937) и по сей день, эта тема остается актуальной.

На данный момент времени существует многообразие подходов к исследованию РМС. В основном они базируются на дискретном изучении магматических горных пород, околорудных метасоматитов и руд, с определением особенностей их минерального состава, возраста, геохимической и изотопной характеристик.

В предложенной вашему вниманию статье использован подход, основанный на изучении гео-

химических полей, связанных с различными этапами эволюции магматического очага, сопровождающегося рудной минерализацией.

Состав и последовательность формирования геохимических полей, связанных с различными стадиями минералообразования, позволяют более полно проследить эволюцию рудно-магматической системы. Подобный подход дает нам ряд преимуществ – от пространственной локализации геохимических полей продуктивной стадии минерализации до экономической оценки рудного объекта на ранних стадиях его изучения.

Использованные в этой работе геохимические съемки по потокам рассеяния проводились в пределах Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье), часть месторождений и рудопроявлений которого связывается со становлением Кара-Чачинского гранитоидного массива амуджикано-

сретенского комплекса (Спиридонов и др., 2006). Выполненные ранее исследования дали возможность рассматривать эти объекты в составе единой РМС, называемой далее Карийской.

Согласно опубликованной информации, РМС имела сложную историю развития, что привело к значительным вариациям взглядов в отношении этого геологического объекта, вплоть до полигенности и полихронности рудной минерализации (более подробно (Спиридонов и др., 2006 и ссылки в этой работе)). Главной целью настоящих исследований является отработка методики выделения этапов эндогенной активности по геохимическим полям, связанным с различными этапами эволюции рудно-магматических систем.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Методические подходы, использованные в этой работе, подразделены на две части. Первая рассматривает возможность выделения ассоциаций элементов, характеризующих тот или иной этап эволюции РМС. Вторая посвящена методикам расчета ассоциаций химических элементов и построению геохимических карт.

Теоретические предпосылки выделения элементных ассоциаций, характеризующих этапы становления рудно-магматической системы

В основе выделения ассоциаций химических элементов, характеризующих тот или иной геологический процесс, лежит понятие геологического тела. Под геологическим телом обычно понимается пространственная область, имеющая геологические границы и выдержанный минеральный состав.

Минералы, как и любые химические соединения, состоят из химических элементов. Поэтому определенная ассоциация минералов будет выражена в определенной ассоциации химических элементов. Иными словами, существует тождественная связь: ассоциация элементов — ассоциация минералов — геологическое тело, т.е. картируя ассоциацию химических элементов, мы картируем геологическое тело.

С этих позиций геохимический ореол также является геологическим телом, и его положение в пространстве определяется распространением ассоциации минералов, образование которых связано с формированием рудного объекта.

Модели формирования эндогенных геохимических полей не выделяют отдельно этап формирования рудного тела (Соловов, 1985). Первичный ореол и рудное тело формируются в результате единой порции растворов¹, а отделение первого от второго выполняется по экономическим показателям.

Следуя этим представлениям, для каждой стадии рудного процесса существует свой геохимический ореол, сопряженный со своим рудным телом.

Эволюция рудно-магматической системы выражена в последовательной смене этапов, каждый из которых представлен собственной ассоциацией минералов и, соответственно, ассоциацией элементов. Таким образом, картируя ассоциации химических элементов, мы фиксируем области распространения минералов ассоциации того или иного этапа эволюции РМС. Иными словами, изучая геохимические поля рудного объекта, связанного с магматическим очагом, мы отслеживаем эволюцию рудно-магматической системы.

Для сопоставления ассоциации химических элементов с тем или иным геологическим процессом (генетическое соотношение) может быть использована последовательность минералообразования в гидротермальной системе, связанной с остывающим магматическим (гранитоидным) очагом, изложенная в работе Б.Л. Флерова (Флеров, 1976). Этим автором было выделено пять стадий минерализации (наборов минеральных парагенезисов) в рамках пневматолитового и гидротермального этапов эволюции системы, сопровождающихся собственной ассоциацией типоморфных минералов, которые можно рассматривать как минералогические/геохимические реперы.

Пневматолитовый этап: *щелочной метасоматоз*, преимущественно выраженный в новообразовании щелочного полевого шпата (типоморфные элементы этой стадии: K, Na, Rb, Cs, Pb, Be)²; *грейзенизация*, выраженная в образовании слюды, топаза, турмалина, берилла, касситерита, вольфрамита (типоморфные элементы этой стадии: Li, Rb, V, F, Be). **Гидротермальный этап:** *высокотемпературный*, выражен в новообразовании касситерита, вольфрамита, молибденита, иногда, в подчиненном количестве, турмалина и топаза (типоморфные элементы этой стадии: Sn, W, Mo); *среднетемпературный*, выражен в новообразовании сульфидов меди, железа, свинца, цинка (типоморфные элементы этой стадии: Cu, Fe, Zn, Pb, Ag); *низкотемпературный*, выражен в образовании сульфосолей, селенидов, теллуридов (типоморфные элементы этой стадии: Bi, Se, Te, Pb, Ag).

Учитывая то, что система является рудно-магматической, схема Б.Л. Флерова была дополнена представлениями о геохимических полях магматического этапа. Согласно использованной идеологии, гранитоидный массив/магматический очаг также является геологическим телом с выдержанной минералогией и типичной для нее элементной ассоциацией. Ассоциация эта не остается постоянной и зависит от геохимического типа гра-

¹ Это позволяет говорить о том, что ассоциация минералов и ассоциация элементов едины в первичном ореоле и рудном теле.

² Здесь и далее по разделу химические элементы, характеризующие стадии минерализации, добавлены авторами статьи, опираясь на химический состав минералов.

нитоидной магмы (Таусон, 1977), в связи с чем выделение геохимических полей магматического этапа требует предварительной геохимической типизации магматических пород района работ.

Используя рассмотренный выше методический подход, мы вполне можем выделить геохимические поля различных этапов эволюции рудно-магматической системы, начиная от магматического и заканчивая низкотемпературным гидротермальным.

Некоторого пояснения требует возможность применения этой модели при интерпретации данных по потокам рассеяния. Известно, что потоки рассеяния образуются за счет размыва вторичных ореолов рассеяния, в свою очередь формирующихся за счет разрушения рудного тела и его первичного ореола. Как отмечалось ранее, ассоциация химических элементов отражает ассоциацию минералов, и, как следствие этого, “стабильность” ассоциации химических элементов во вторичных ореолах и потоках рассеяния будет определяться устойчивостью минералов в зоне гипергенеза. Учитывая скорость денудации (расчлененность рельефа) и климатические условия на период формирования аллювия в пределах Карийского рудного узла, можно говорить о слабом развитии процессов химического выветривания и высокой устойчивости рудных минералов в делювиальных и аллювиальных отложениях. Это позволяет говорить о том, что зональный первичный ореол будет иметь зональный вторичный ореол, а зональный вторичный ореол будет сопровождаться зональным потоком рассеяния.

Иными словами, зоны, фиксирующие распространение минеральных ассоциаций для первичного ореола, будут выражены как во вторичных ореолах, так и в потоках рассеяния. Авторы осознают, что это довольно смелая формализация процессов ореолообразования, поэтому была изучена последовательность выделения минеральных ассоциаций, характеризующая рудный процесс в пределах Пильненского месторождения (Карийский рудный узел), определен химический состав минералов и руд. Выявлен набор химических элементов, свойственный каждой стадии минерализации, и создана основа для разделения комплексного геохимического ореола на зоны, соответствующие этапам эндогенной активности в РМС (более подробно результаты изложены в работе (Ефремов и др., 2018₁)). Сравнение элементных ассоциаций, характеризующих рудный процесс, и ассоциаций, рассчитанных по литогеохимической съемке по потокам рассеяния, показало их полную идентичность, что позволяет говорить о возможности применения подобной формализации и рассматривать полученные результаты как корректные.

Также следует обратить внимание на возможность контроля проницаемыми зонами геохимических аномалий, выделенных по потокам рассеяния. Учитывая ограниченную протяженность потока рассеяния, можно говорить о незначительном

(в региональном плане) смещении его аномальной зоны от рудного тела/рудной зоны, контролируемых проницаемыми геологическими структурами, т.е. о пространственном контроле этих аномалий проницаемыми зонами.

Это наглядно иллюстрируется приуроченностью геохимических аномалий к границам кольцевой структуры/магматического очага, выделенной с помощью геолого-структурного метода (фиг. 2б).

Выделение ассоциаций химических элементов и построение геохимических карт

Выделение ассоциаций химических элементов начинается с подготовки численных данных. Процедура более подробно описана в работе (Ефремов, 2015) и подразумевает:

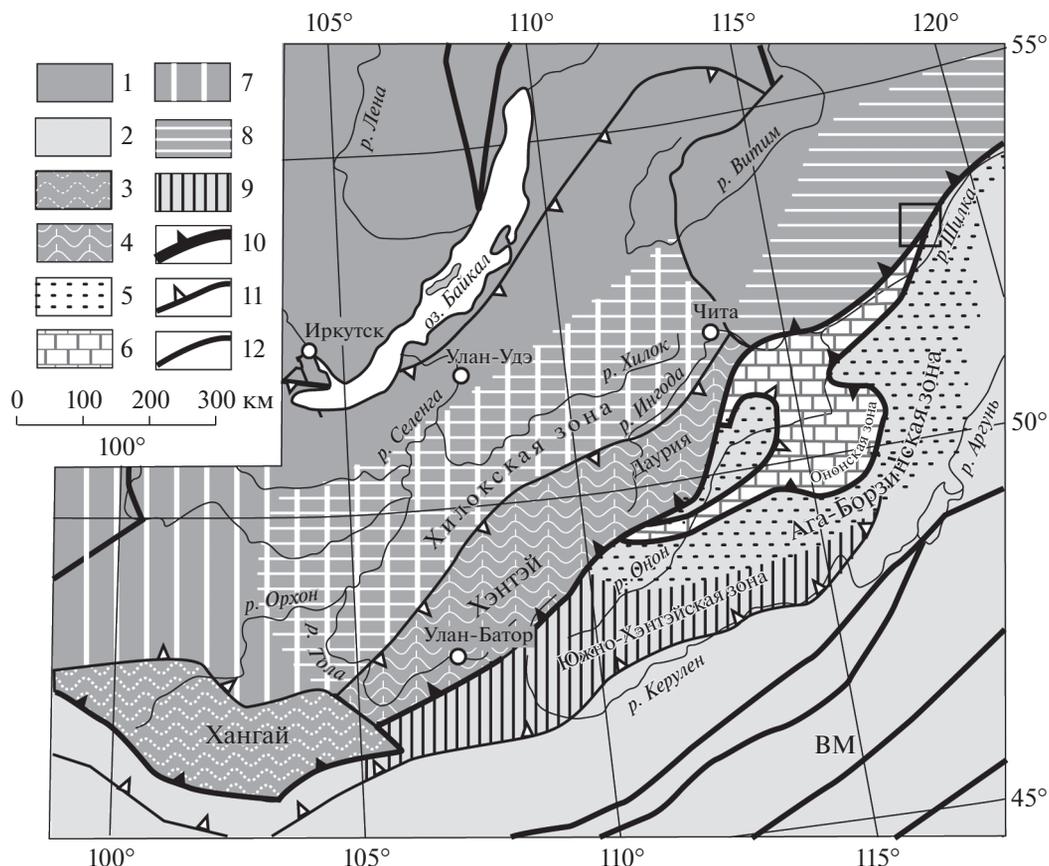
- 1) проверку качества аналитической информации;
- 2) проверку закона распределения для каждого химического элемента;
- 3) расчет статистических параметров выборки с учетом закона распределения для каждого элемента;
- 4) приведение значений концентраций химических элементов к единым единицам измерения (стандартизация выборки $Z = (C_i - X)/S$, где C_i – концентрация элемента, X – среднее значение, S – стандартное отклонение).

Расчет ассоциаций элементов проводился с помощью R-факторного анализа, по корреляционной матрице с фиксацией количества факторов по количеству химических элементов в выборке и ограничением вклада в суммарную дисперсию в 1%. Учитывая многократное наложение стадий рудоотложения друг на друга в пределах Карийской РМС, а также то, что мы имеем дело с сортированным веществом потоков рассеяния, для снижения доли ложных зависимостей был выполнен пересчет координат (вращение координатных осей, процедура Varimax)³.

Для “визуализации” ассоциаций химических элементов использовалась таблица величин факторных нагрузок. В пределах выделенного фактора химические элементы ранжировались по величине факторных нагрузок. В таком виде фактор, теоретически, может рассматриваться как ассоциация химических элементов, поведение которых контролируется единым геологическим процессом. Примеры выделенных подобным образом ассоциаций приведены в табл. 2.

Численные значения для каждого фактора рассчитывались в каждой пробе, и по этим данным строилась карта ассоциаций. Сеть опробования пересчитывалась на регулярную, значения в узлах сети оценивались с помощью весовой функции $1/d^2$, где d – расстояние от узла сети до точки

³ Для статистических расчетов использовалась программа Statistica v.8, компании StatSoft.



Фиг. 1. Схема геодинамического районирования забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления (Zorin et al., 1999):

1 – Сибирский континент в поздней перми–ранней юре; 2 – Монголо-Китайский континент в поздней перми–ранней юре; 3 – девон-карбонный аккреционно-субдукционный клин у активной континентальной окраины андийского типа; 4 – то же, но с наложенной пермско-раннеюрской фронтальной частью активной окраины андийского типа; 5 – позднепермская–раннеюрская пассивная континентальная окраина (шельф, континентальный склон и его подножие); 6 – Ононский островодужный террейн с девонско-карбонными аккреционно-субдукционными клиньями и позднепермским задуговым бассейном. Зоны влияния Монголо-Охотского пояса (активные окраины андийского типа): 7 – девон–средний карбон, 8 – поздний карбон–ранняя пермь, 9 – поздний карбон–ранняя юра, 10 – Монголо-Охотская сutura; 11 – надвиги; 12 – сбросы.

опробования. Карты строились с помощью программного комплекса Surfer v.11 компании Golden Soft.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическое строение района работ и стадийность минералообразования

Карийский рудный узел находится в пределах Пришилкинской подвижной зоны Монголо-Охотского сутурного шва (фиг. 1), образовавшегося в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов, после закрытия Монголо-Охотского океана (Зоненшайн и др., 1990, Zorin, 1999).

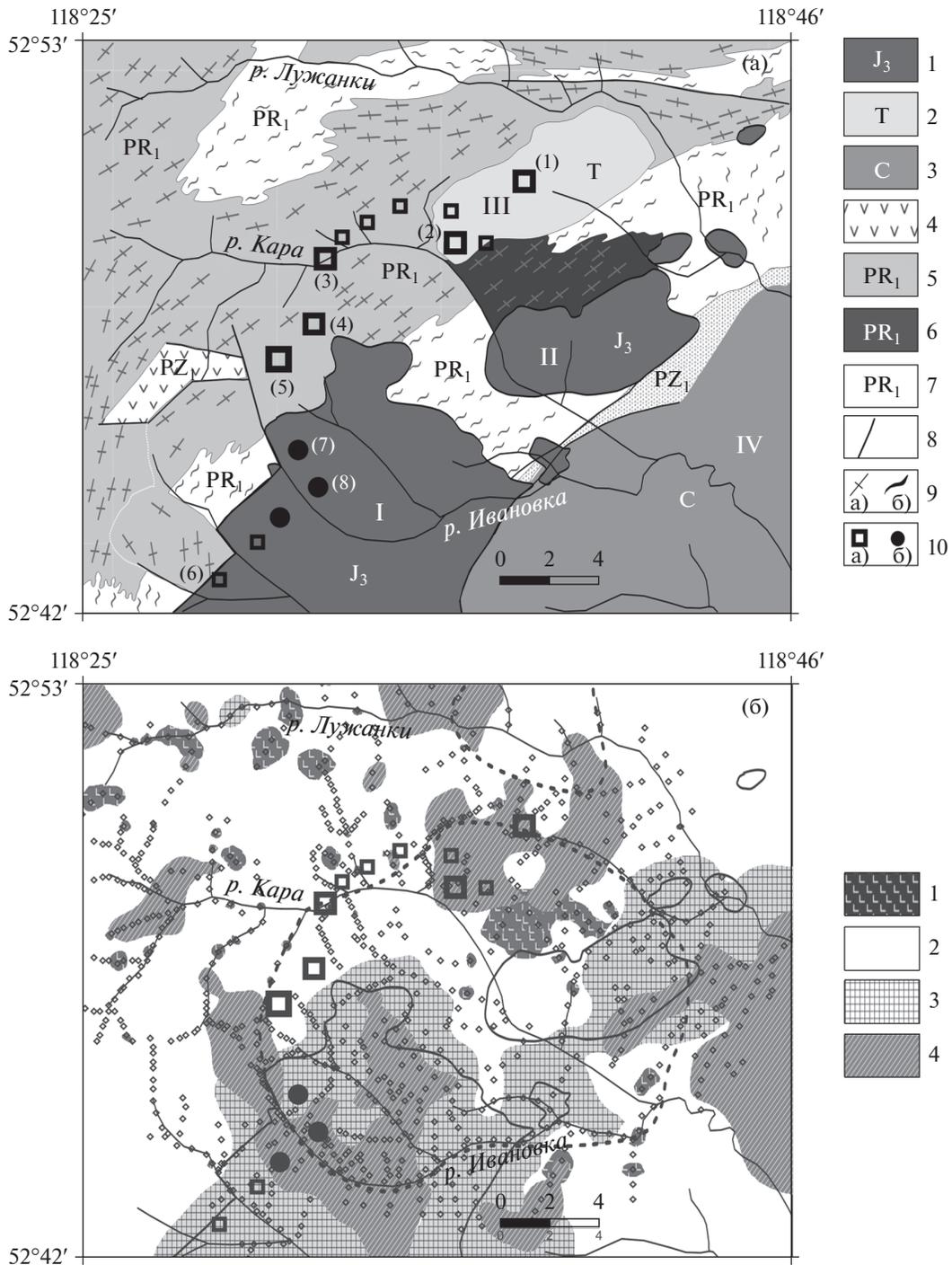
В пределах участка работ обнажены породы раннего протерозоя, представленные габбро, тоналитами, гранодиоритами с гнейсовидной тек-

стурой. Породы “рамы” прорваны среднепалеозойскими и верхнеюрскими (амуджикано-сретенский комплекс) гранитоидами (фиг. 2а)⁴.

Месторождения и рудопроявления золота “облекают” с севера, северо-запада Кара-Чачинский массив, сложенный гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса, рассматриваемый в качестве ядра Карийской РМС. Связь золотой минерализации с гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса объясняется синхронным внедрением даек грорудитов⁵ и отложением рудной минерализации продуктивной стадии (Спиридонов и др., 2006).

⁴ Таксономическое разделение магматических пород дано согласно легенде единственной кондиционной геологической карты М 1 : 200000.

⁵ Кварц-кпш-эгириновые породы (местное название).



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта района работ (а) и комплексная геохимическая карта, отражающая распространение магматических пород на площади работ (б).

(а) 1 – позднеюрские гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса; 2 – триасовые гранитоиды (Пильнинский массив); 3 – каменноугольные гранитоиды; 4 – раннепалеозойские вулканиты; 5–6 – раннепротерозойские интрузивные магматические породы; 5 – граниты, тоналиты, гранодиориты, 6 – габбро; 7 – раннепалеозойские метаморфические толщи; 8 – разрывные нарушения; 9 – текстурные особенности пород: а) гнейсовидность; б) прослойки мигматитов; 10 – месторождения и рудопроявления: а) золота: (1) – Дагиня, (2) – Пильненское, (3) – Амурские дайки, (4) – Новинка, (5) – Сульфидный, (6) – Богочинское; б) молибдена: (7) – Барановское, (8) – Ивановское. Гранитоидные массивы: I – Кара-Чачинский; II – Верхнекарийский; III – Пильнинский; IV – Карийский.

(б) 1–2 – раннепротерозойские магматические породы (строка 1, табл. 2): 1 – граниты, гранодиориты, тоналиты; 2 – габбро; 3 – геохимическое поле гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса (строка 2, табл. 2); 4 – геохимическое поле, связанное с распространением калишпатовых гранитов (строка 3, табл. 2). Точками даны места отбора проб. Толстая пунктирная линия проведена по речной сети, совпадает с границами кольцевой структуры выделенной другими авторами (более подробно см. Спиридонов и др., 2006).

Данные о последовательности отложения рудных ассоциаций в пределах Карийской РМС необходимы нам для генетического соотнесения геохимических ореолов, поэтому рассмотрим их более подробно. Описания рудных формаций, последовательных минеральных ассоциаций даны на основании работы (Ефремов и др., 2018₁).

Для рудного узла характерно широкое разнообразие типов руд, объединенных в две рудные формации: вольфрамит-молибденит-кварцевую и золото-редкометалльную.

Вольфрамит-молибденит-кварцевая рудная формация в пределах Карийской РМС распространена незначительно. Минеральные образования, относимые к этой формации, развиты в апикальных частях Кара-Чачинского массива и его ближнего экзоконтакта. В ее пределах выделяется три минеральных ассоциации: кварц-магнетитовая, вольфрамит-молибденит-кварцевая и карбонатная—сидеритовая.

Вольфрамит-молибденит-кварцевая минеральная ассоциация является продуктивной и отнесена к высокотемпературной стадии эволюции гидротермальной системы, связанной с Кара-Чачинским массивом. Типоморфными элементами этой стадии минерализации являются Mo, W.

Учитывая то, что вскрыта апикальная часть магматической камеры, уровень эрозионного среза редкометалльного объекта может быть оценен как подрудный, а сам объект как бесперспективный. Золотоносность этого этапа эволюции Карийской РМС крайне низка.

Золото-редкометалльная рудная формация наиболее широко распространена в Карийской РМС. В пределах формации выделяются кварц-пирит-турмалиновая, кварц-молибденит-шеелитовая с золотом, пирит-халькопирит-сульфоарсенидная, золото-висмутотеллуридная минеральные ассоциации, сопоставленные с разными этапами развития РМС.

Минеральные ассоциации этой формации наложены на предыдущие и предвоятся высокотемпературным метасоматозом. Важной характеристикой этого этапа рудообразования является привнос бора (кристаллизация турмалина) и появление в системе золота, наряду с редкометалльной (вольфрам-молибденовой) минерализацией. В большинстве случаев подобное наложение минеральных ассоциаций и частичная смена геохимической специализации связывается со вскрытием более глубокого магматического очага, в пределах одного и того же плутона, при возобновлении тектонических движений. Эволюция подобных систем более подробно рассмотрена в работах (Флеров, 1976; Таусон, 1977).

В пределах кварц-пирит-турмалиновой выделяется две минеральные ассоциации: кварц-пиритовая и кварц-турмалиновая. Они были сопоставлены с зонами площадной сульфидизации, турмалинизации и отнесены к пневматолитовому этапу эволюции РМС. Для пирита этой стадии характерны повышенные концентрации Co (до 2.46 мас. %)

и Ni (до 0.2 мас. %), третьим элементом, характеризующим эту стадию, может быть В.

Кварц-молибденит-шеелитовая ассоциация названа по основным рудным минералам, однако в ее состав также входят турмалин, висмутин и золото. Она сопоставлена с высокотемпературным гидротермальным этапом эволюции РМС. Основные химические элементы, свойственные этой стадии минерализации: W, Mo, Bi, Au, V.

Главными минералами пирит-халькопирит-сульфоарсенидной минерализации являются халькопирит, ватанабит/арсенипирит. Менее распространены галенит, энаргит и айкинит. Сопоставлена со среднетемпературным гидротермальным этапом эволюции РМС. В качестве основных химических элементов ассоциации могут быть выделены: Cu, As, Pb, Ag.

Золото-висмутотеллуридная минеральная ассоциация завершает развитие РМС. Для нее характерна кристаллизация блеклых руд, теллуридов висмута, золота и серебра, самородного золота. Отнесена к низкотемпературной гидротермальной стадии развития РМС. Типичные химические элементы: Bi, Te, Au.

В пределах рудного узла широко развито наложение одной стадии минерализации на другую, что приводит к “разрастанию” минеральных ассоциаций, однако главные химические элементы, характеризующие тот или иной эпизод рудного процесса, выделяются уверенно.

Геохимическая типизация гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса изучались в пределах Кара-Чачинского массива. Массив имеет трехфазовое строение. Гранитоиды первой фазы представлены амфиболовыми монцодиоритами, гранитоиды второй фазы представлены порфиридовидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами, гранитоиды третьей фазы представлены гигантопорфиридами биотит-амфиболовыми гранитами (Спиридонов, 2006).

Дайковая серия пород, связанная с комплексом, сложена грорудитами и гибридными порфирами. Они считаются наиболее поздними продуктами эволюции магматической системы (Спиридонов и др., 2006).

Гранитоиды первой фазы, гибридные порфиры.

По своей геохимической характеристике они наиболее близки к производным первичных мантийных магм. Породы обладают довольно выдержанным содержанием SiO₂, колеблющимся от 57 до 59 мас. %. Им свойственна высокая магнезиальность (Mg# = 65–69), суммарная щелочность (K₂O + Na₂O) = 7.4–7.6 мас. %, преобладание натрия над калием (Na₂O/K₂O = 1.1–1.2), невысокие концентрации Ti, Al, слабо повышенные – P.

Среди рассеянных элементов отмечаются аномальные концентрации Cr (470–660 г/т), Ni (140–

160 г/т), повышенные концентрации Rb (118–165 г/т), Cs (4.5–14 г/т), В (11–27 г/т), U (3.5–5 г/т), Th (6.5–11 г/т), Pb (11–55 г/т), умеренные концентрации Ba и Sr (393–550 и 341–345 г/т), повышенные концентрации LREE, пониженные HREE и Y.

По минеральному составу они полностью соответствуют примитивным санукитоидам – “мантийным” гранитоидам архейских кратонов, аналогам низкокремнистых адакитов (LSA), контаминированных веществом континентальной коры (Martin et al., 2005). Источником санукитоидов считаются перидотиты верхней мантии, метасоматически преобразованные адакитовыми расплавами (Rapp et al., 2010).

Гранитоиды второй и третьей фаз комплекса наследуют все геохимические особенности более основных пород, рассмотренных в предыдущем разделе. Им также свойственна повышенная магнезиальность ($Mg\# = 0.65–0.55$), аномальные концентрации Cr и Ni, преобладание Na над K, при более высокой суммарной щелочности, повышенные концентрации Rb, Li, Cs, Ba, Sr, LREE, низкие концентрации HREE и Y. Отличаются они более высокими концентрациями кремния и калийных компонентов. Колебания содержания SiO_2 в гранитоидах второй фазы 67.81–70.49 мас. %, третьей фазы 71.36–73.14 мас. %.

Гранитоиды комплекса являются геохимически специализированными на Au, что вполне обычно для санукитоидов. Наибольшее обогащение свойственно гранитоидам первой фазы, гибридным порфирам (примитивным санукитоидам). Средняя концентрация металла в этих породах достигает 14 ppb, что в три с половиной раза превышает кларк для основных пород (Войткевич, 1990). Менее высокие концентрации свойственны гранитоидам второй (12 ppb) и третьей (10 ppb) фаз.

Главной особенностью гранитоидов всего комплекса в целом является их аномальная магнезиальность и аномальные концентрации Cr, Ni, наряду с повышенными концентрациями B, Rb, Li, Cs, Ba, Sr, U, Th, LREE. Эта особенность позволяет выделить геохимические поля, связанные с гранитоидами комплекса, пространственно зафиксировав положение интрузивных тел и связанных с ним дайковых поясов.

Анализ строения геохимического поля Карийской рудно-магматической системы

Для построения геохимических карт были использованы 853 литохимические пробы, отобранные из временных и постоянных водотоков площади работ. Схема опробования приведена на фиг. 26. Пробы проанализированы на 25 химических элементов⁶. Использованный нами набор элементов недостаточен для полного разделения геохимических полей, вполне очевидно не хватает данных по K, Na, Al, Ca, Rb, Cs, Ba, Sr, накапливающихся в минералах “энергоёмких” стадий

эволюции РМС. Набор элементов и статистические параметры выборки приведены в табл. 1.

Анализ данных таблицы показывает хорошую сходимость с представлениями о типе рудной минерализации. Отмечаются аномальные концентрации Mo, W (в молибдените, вольфрамите и шеелите), В (в составе турмалина), Pb, Zn, Cu, As, Bi (в сульфидах и сульфосолях) и Au, присутствующего в самородном виде. По сути, РМС имеет редкометалльную специфику, однако основным полезным компонентом является Au.

Для построения комплексной геохимической карты были выбраны 10 ассоциаций, последовательно описывающих эволюцию РМС (табл. 2). Первые три ассоциации соответствуют геохимическим полям магматического этапа, относящимся к различным гранитоидным комплексам. Учитывая то, что изверженными породами покрыто более 90% площади работ, эти три ассоциации позволяют определить пространственное положение геологических тел, соответствующих различным гранитоидным комплексам, и сравнить полученный результат с геологической картой. Хорошее совпадение геохимической и геологической карт будет свидетельствовать о корректности использованных методов расчета и теоретических выкладок.

Первая ассоциация элементов описывает вариации составов пород в пределах массивов раннепротерозойских магматических горных пород. Составы меняются от габбро до плагиогранитов, однако основной объем массивов сложен тоналаитами и гранодиоритами.

Согласно геохимическим характеристикам (Ефремов и др., 2018₂), при нашем наборе элементов, габбро от гранитоидов комплекса наиболее четко может быть отделено по содержаниям Ti (разница 1.5–2 раза) и величине отношений LREE/HREE (разница 1 порядок), что, в принципе, и выражено в элементной ассоциации, где на первом месте стоит Ti, а Y имеет близкий весовой коэффициент с La.

Учитывая, что породы этого комплекса составляют большую часть площади работ, используем эту ассоциацию в качестве “базового” слоя на геохимической карте (фиг. 26).

В данном случае проверить соответствие геохимических полей реальным геологическим телам довольно сложно, так как габбро слагает пла-

⁶ В задачи реализуемого проекта не входили количественная оценка составов горных пород и количественная оценка геохимических аномалий, поэтому для характеристики проб был использован приближенно-количественный спектральный анализ. Учитывая, что для расчета элементных ассоциаций на базе корреляционной матрицы нам нужны относительные концентрации химических элементов, этот вид анализа, обладая хорошей воспроизводимостью, позволяет получить корректные результаты, и его использование вполне оправдано. Это довольно отчетливо следует из сравнения элементных ассоциаций, характеризующих стадии рудообразования (см. ниже в данной статье), и элементных ассоциаций, рассчитанных по приближенно-количественным данным (табл. 2).

Таблица 1. Статистические параметры выборки

| Элемент | Количество проб | Предел обнаружения, ppm | Минимум | Максимум | Среднее | Стандартное отклонение |
|-----------|-----------------|-------------------------|---------|----------|---------|------------------------|
| Au | 853 | 0.002 | 0.002 | 6 | 0.005 | 0.27 |
| Pb | 853 | 1 | 1 | 200 | 20 | 17 |
| Sn | 853 | 1 | 1 | 8 | 2.4 | 1.5 |
| Zn | 853 | 10 | 15 | 800 | 68 | 45.5 |
| Ag | 853 | 0.1 | 0.1 | 4 | 0.4 | 0.18 |
| As | 853 | 10 | 10 | 800 | 13 | 29 |
| B | 853 | 3 | 4 | 1000 | 26 | 121 |
| Cu | 853 | 1 | 8 | 600 | 28 | 44 |
| Mo | 853 | 1 | 1 | 60 | 5 | 9 |
| W | 853 | 10 | 1 | 80 | 2.5 | 5 |
| Be | 853 | 1 | 1.5 | 6 | 3 | 0.8 |
| Li | 853 | 10 | 10 | 80 | 27 | 13 |
| Bi | 853 | 1 | 1 | 40 | 1 | 5 |
| Ni | 853 | 1 | 2 | 80 | 21 | 11 |
| Co | 853 | 1 | 1 | 50 | 10 | 7 |
| V | 853 | 1 | 20 | 200 | 64 | 12 |
| Mn | 853 | 300 | 300 | 4000 | 674 | 373 |
| Cr | 853 | 1 | 2 | 100 | 26 | 17 |
| Ti | 853 | 50 | 50 | 9000 | 3900 | 1447 |
| Ga | 853 | 1 | 1 | 40 | 15 | 8 |
| Ge | 853 | 1 | 1 | 5 | 1 | 1.6 |
| Sc | 853 | 10 | 10 | 40 | 10 | 10 |
| Y | 853 | 10 | 10 | 60 | 10 | 12 |
| La | 853 | 30 | 50 | 400 | 65 | 59 |
| P | 853 | 40 | 40 | 1000 | 125 | 98 |

Примечание. Концентрации элементов даны в граммах на тонну. Анализы выполнены в Центре коллективного пользования “Изотопно-геохимических исследований”, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, аккредитация (Аттестат № RA.RU.21ГП12 от 15.11.2015г.). Au — атомно-адсорбционный, остальные элементы — приближенно-количественный эмиссионно-спектральный метод.

стовые тела в тоналитах, обнажаясь в небольших эрозионных окнах, а крупные выходы их довольно редки. Тем не менее, отмечается хорошее совпадение контуров геохимического поля и массива габбро в центральной части площади, на левом берегу р. Кара.

Вторая ассоциация элементов может быть сопоставлена с гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса. Об этом свидетельствуют Sr, Ni, В, возглавляющие ассоциацию элементов, повышенные концентрации которых свойственны гранитоидам.

Геохимическое поле этой ассоциации было “подрезано” по нулевому значению и наложено на базовый слой⁷. Вполне очевидно, что это геохимическое поле пространственно приурочено к гранитоидам Кара-Чачинского массива и Верхнекарийского штока гранитоидов этого комплекса (фиг. 2б). Учитывая, что геохимическое поле, фиксирующее обе интрузии, является единым, можно говорить о двух куполах крупной, единой интрузии, находящихся на разном уровне эрозионного среза.

⁷ Все последующие слои карты “подрезаны” по нулевому значению.

Третья ассоциация элементов довольно своеобразна и состоит из Pb, Ga. В отсутствие данных по Ba, Sr, K, Na, Al можно предположить, что ореолы этой ассоциации отражают положение в пространстве калишпатовых гранитоидов (Pb замещает K, а Ga — Al в кристаллической решетке минерала). Они развиты в пределах Пильненского, Карийского и Кара-Чачинского (зоны, насыщенные включениями гигантских кристаллов калиевого полевого шпата) массивов.

Полученная нами карта ассоциаций магматического этапа в пределах Карийского узла (фиг. 2б) вполне сопоставима с геологической картой (фиг. 2а), что свидетельствует о приемлемом качестве аналитических данных, использованных теоретических выкладок и методов обработки численной информации.

Все последующие ассоциации элементов могут быть сопоставлены с рудными процессами, связанными с эволюцией Карийской РМС.

Следующая ассоциация химических элементов является редкометальной, главную роль в которой играют Mo и W, она может быть сопоставлена с вольфрамит-молибденитовой минерализацией вольфрамит-молибденит-кварцевой рудной формации. Геохимические поля этой ас-

Таблица 2. Элементные ассоциации комплексного геохимического ореола

| Магматический этап | | | | | | | | | | | |
|--|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1 | Гранитоиды PR ₁ | Ti | Sc | Y | V | La | Li | Ni | Ga | | |
| | | 0.93 | 0.19 | 0.16 | 0.15 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.10 | | |
| 2 | Амуджикано-Сретенский комплекс | Cr | B | Ni | Sn | Pb | V | Ge | W | Bi | Cu |
| | | 0.91 | 0.26 | 0.22 | 0.22 | 0.19 | 0.18 | 0.15 | 0.15 | 0.12 | 0.12 |
| 3 | Калишпатовые граниты (разные комплексы) | Pb | Ga | | | | | | | | |
| | | 0.11 | 0.11 | | | | | | | | |
| Вольфрамит-молибденит-кварцевая формация | | | | | | | | | | | |
| 4 | Вольфрамит-молибденит-кварцевая (гидротермальный высокотемпературный этап) | Mo | W | Cu | Bi | Ag | Sn | Pb | Ni | | |
| | | 0.87 | 0.34 | 0.29 | 0.23 | 0.15 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | | |
| Золото-редкометалльная формация | | | | | | | | | | | |
| 5 | Кварц-пиритовая ассоциация (пневматолитовый этап) | Co | Ni | Li | Mn | V | Mo | | | | |
| | | 0.95 | 0.17 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | | | | |
| 6 | Кварц-молибденит-шеелитовая (гидротермальный высокотемпературный этап) | W | Bi | Mo | Cu | Au | Ge | Sn | B | Cr | Pb |
| | | 0.81 | 0.27 | 0.25 | 0.17 | 0.15 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.11 |
| 7 | Пирит-халькопирит-сульфоарсенидная (гидротермальный, среднетемпературный) | Ag | Cu | Pb | Mo | Bi | Zn | Sn | Ge | W | Ni |
| | | 0.91 | 0.29 | 0.19 | 0.17 | 0.16 | 0.14 | 0.13 | 0.11 | 0.10 | 0.10 |
| 8 | Пирит-халькопирит-сульфоарсенидная (гидротермальный среднетемпературный этап) | As | B | Ge | Bi | Pb | | | | | |
| | | 0.97 | 0.15 | 0.14 | 0.11 | 0.11 | | | | | |
| 9 | Золото-висмутотеллуридная (гидротермальный низкотемпературный этап) | Bi | W | Cu | B | Au | Mo | Ge | | | |
| | | 0.78 | 0.24 | 0.20 | 0.18 | 0.16 | 0.15 | 0.13 | | | |
| 10 | Золотая комплексная | Au | Bi | W | Cu | B | Mo | Ag | As | Pb | |
| | | 0.94 | 0.31 | 0.24 | 0.19 | 0.18 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | |

Примечание. Цифры характеризуют величины факторных нагрузок.

социации относятся к высокотемпературному этапу эволюции гидротермальной системы, приурочены к апикальной части Кара-Чачинского массива и фиксируют не вскрытые купольные выступы в его экзоконтакте (фиг. 3а). На этой карте по речной сети был проведен контур, включающий аномалию, рассматриваемый нами в качестве границ не вскрытого магматического тела и подводящих каналов от нижнего магматического очага (см. далее по тексту статьи). Этот контур совпадает с границей кольцевой структуры, выделенной другими исследователями (Спиридонов и др., 2006 и ссылки в этой работе).

Следующие геохимические поля связаны с отложением минеральных ассоциаций золото-редкометалльной рудной формации. Характерными элементами, возглавляющими первую ассоциацию рудной формации, являются Co, Ni. Высокие концентрации этих элементов свойственны пириту кварц-пирит-турмалиновой стадии минерализации (Ефремов и др., 2018₁) и отражают пространственное положение зон сульфидиза-

ции (геохимические поля этой стадии на карте не приведены).

Следующая элементная ассоциация является редкометалльной. Главными элементами ассоциации являются W, Mo, Bi, Au, что позволяет ее сопоставить с распространением минералов кварц-молибденит-шеелитовой ассоциации, фиксирующей высокотемпературный этап гидротермальной системы (табл. 2, ассоциация б).

Геохимические поля этой стадии имеют линейную форму, "трассируя" проницаемые зоны в пределах Кара-Чачинского массива и предполагаемых границ магматического тела (фиг. 3б). Подобное положение геохимических полей этой стадии эволюции РМС, наряду с наложением на геохимические поля других стадий минерализации, свидетельствует о поступлении более горячих гидротермальных растворов по проницаемым зонам. В этом случае "срыв" контактов массива свидетельствует о возобновлении тектонических движений и вскрытии более глубокого магматического очага.

Характерной особенностью этих полей является появление В и Au в составе элементных ассоциаций. Это свидетельствует о том, что Au подвижно на данном этапе развития гидротермальной системы, а В “фиксирует” подток вещества с более глубоких уровней магматической системы либо из-за ее пределов.

Учитывая то, что Au не входит в элементные ассоциации, связанные с эволюцией ранней гидротермальной системы, возникает вопрос об источнике этого металла. Золото может быть выщелочено горячими флюидами и растворами из раскристаллизованных гранитоидов Кара-Чачинского массива, которым свойственны повышенные концентрации этого элемента. Однако его тесная ассоциация с В делает гипотезу о “подтоке” более реалистичной.

Этот этап эволюции РМС является продуктивным в отношении Au, а его геохимические поля могут быть использованы для поисков новых золоторудных объектов в пределах Карийского рудного узла.

Следующие две ассоциации элементов могут быть сопоставлены с пирит-халькопирит-сульфоарсенидной минеральной ассоциацией (табл. 2, ассоциация 7). Главными химическими элементами первой ассоциации являются Cu, Pb, Ag, она, скорее всего, связана с пространственным распространением халькопирита, для которого включения галенита и айкинита являются обычными (Ефремов и др., 2018₁). Геохимическое поле ассоциации пространственно тяготеет к проницаемым зонам на границе предполагаемого магматического очага, на некотором удалении от геохимических полей более высокотемпературных стадий (фиг. 3в).

Главным элементом второй ассоциации является As (табл. 2, ассоциация 8). В пределах Карийского рудного узла он входит в состав арсенопирита, ватанабеита и энаргита, следовательно поля этой ассоциации будут фиксировать распространение этих минералов (фиг. 3г).

Геохимическое поле ассоциации имеет близкую к эллипсовидной форму, фиксируя проницаемые зоны на предполагаемой границе магматического очага. Отмечается неплохое совпадение с геохимическими полями предыдущей элементной ассоциации.

Интересной особенностью является то, что при изучении минерального состава руд и стадийности рудного процесса сульфиды и сульфоарсениды Cu кристаллизовались последовательно один за другим, без заметного перерыва и тектонической перестройки в системе (Ефремов и др., 2018₁). Они были объединены в единую минеральную ассоциацию. Однако учитывая их выделение в качестве самостоятельных элементных ассоциаций и неполое наложение геохимических полей, необходимо провести дополнительное изучение взаимоотношений минералов в ее пределах.

Следующая ассоциация по набору химических элементов может быть сопоставлена с золото-висмутотеллуридной минеральной ассоциацией, свойственной низкотемпературному этапу эволюции гидротермальной системы (табл. 2, ассоциация 9). Она отражает появление сульфоселей и теллуридов Bi, теллуридов Au и самородного Au.

Ассоциация образует “узкие” геохимические поля, контролируемые проницаемыми зонами по контуру предполагаемого магматического очага, “охватывающие” Кара-Чачинский гранитоидный массив. Они подчеркивают существование долгоживущих проницаемых зон, в пределах которых откладывалась рудная минерализация (фиг. 3д).

Эта ассоциация минералов является продуктивной в отношении Au и, следовательно, ее геохимические поля могут быть использованы для поисков золоторудных объектов.

В десятой ассоциации главным элементом является Au (табл. 2). Она не может быть поставлена в соответствие с каким-либо этапом эволюции РМС, так как является комплексной. Входящие в ее состав элементы концентрируются в минералах, кристаллизующихся при различных термодинамических условиях (различных этапах эволюции РМС).

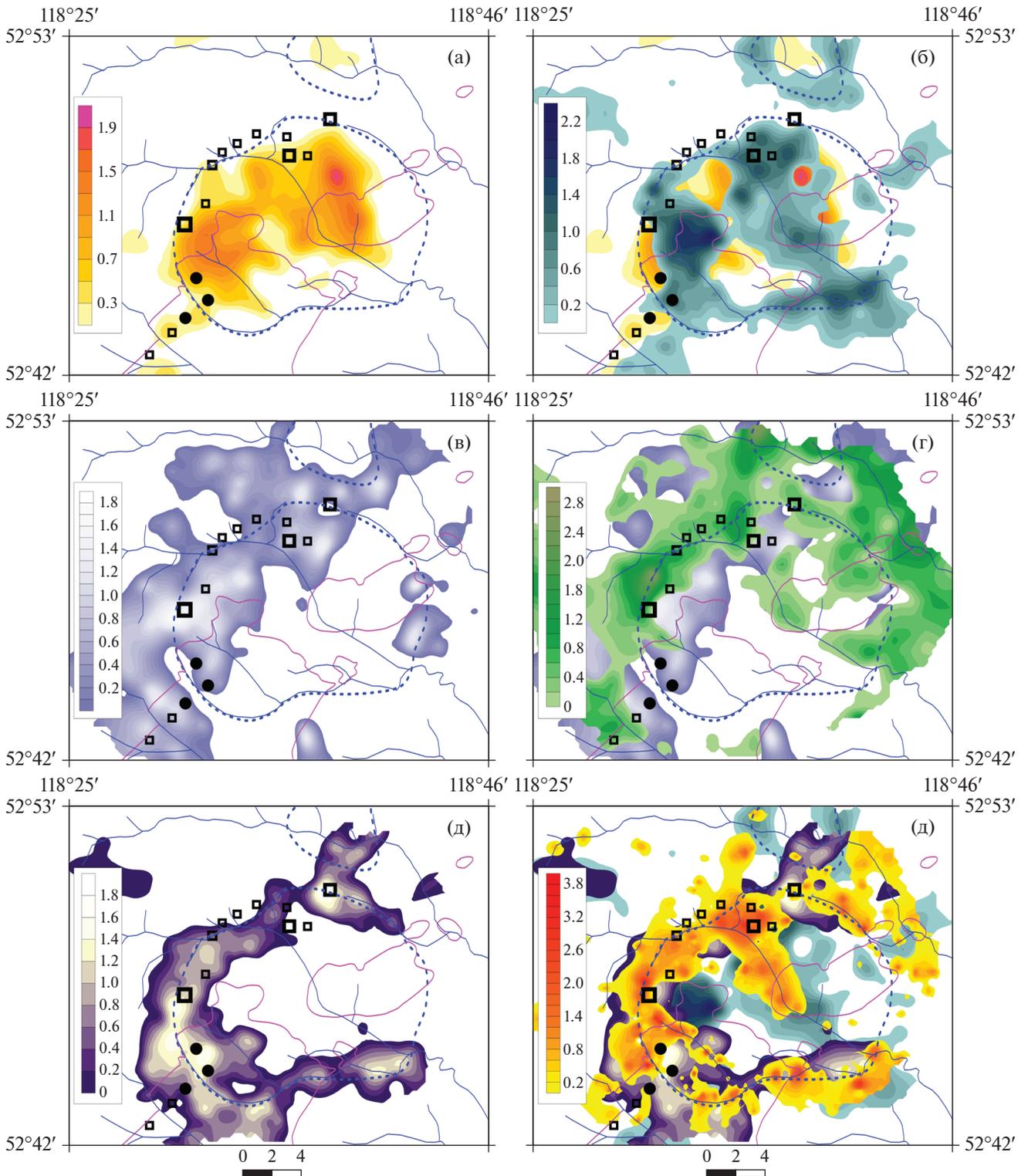
Это становится вполне очевидным при анализе наложения геохимических полей этой ассоциации на более ранние. В большинстве случаев они коррелируют с геохимическими полями низкотемпературного гидротермального этапа, однако в ряде случаев накладываются на поля высокотемпературного гидротермального и пневматолитового этапов (фиг. 3е).

Обращает на себя внимание форма геохимических ореолов этой элементной ассоциации. Она образует эллипс, ориентированный по главной оси в северо-восточном направлении, разделенный посередине “перемычкой”. Геохимические поля этой ассоциации фиксируют положение границ магматического очага/гранитоидной интрузии, являвшейся источником рудного вещества в РМС.

По сути, эта конфигурация геохимических ореолов однозначно свидетельствует о генетическом контроле золотой минерализации гранитоидным массивом амуджикано-сретенского комплекса и позволяет высказать предположение о морфологии кровли этой интрузии.

Интрузия имеет два купола, находящихся на разном уровне эрозионного среза. Восточный купол менее эродирован, об этом свидетельствует слабое развитие полей высокотемпературного гидротермального этапа. Западный купол более эродирован, в его пределах преимущественно развиты поля высокотемпературного гидротермального этапа эволюции РМС, свидетельствующие о близости магматического очага.

Уровень эрозионного среза западного и восточного блоков может быть использован при выделении перспективных участков при поиске новых рудных объектов в пределах РМС. С этих позиций



Фиг. 3. Зоны комплексного геохимического ореола.

а – ореолы вольфрамит-молибденит-кварцевой ассоциации (ассоциация 4, табл. 2); б – ореолы кварц-молибденит-шеелитовой с золотом ассоциации (ассоциация 6, табл. 2); в – ореолы халькопирит-сульфоарсенидной минеральной ассоциации (ассоциация 7, табл. 2); г – ореолы халькопирит-сульфоарсенидной минеральной ассоциации (ассоциация 8, табл. 2); д – ореолы золото-висмутотеллуридной минеральной ассоциации (ассоциация 9, табл. 2); е – комплексный ореол золота (ассоциация 10, табл. 2). В левой части каждого рисунка дана шкала, характеризующая величину значения фактора (теоретически отражает интенсивность накопления элементов ассоциации).

наиболее интересной является проницаемая зона на восточной границе структуры, вдоль правого борта р. Лужанки.

Полученные материалы показывают, что выделенные геохимические поля хорошо сопоставляются со стадиями минерализации в пределах Карийского рудного узла и довольно корректно описывают эволюцию РМС. Последовательность выделения и пространственное положение полей позволяют получить важную дополнительную информацию о проницаемых зонах, местах наложенных полей продуктивных стадий минерализации, уровне эрозионного среза и многое другое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ особенностей состава и последовательности выделения геохимических полей позволил более детально взглянуть на эволюцию Карийской РМС.

В целом мы имеем дело с сильно эродированной редкометалльной РМС, сформированной в два этапа рудообразования. Первый этап связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой гидротермальной системы был Мо. Оруденение практически полностью уничтожено эрозией.

Второй этап рудообразования связан с эволюцией нижней магматической камеры, вскрытие которой произошло при возобновлении тектонических движений. Связанный с нижней магматической камерой рудный объект также является редкометалльным, его профилирующие элементы W и Mo, однако главным полезным компонентом является Au. Этот объект менее эродирован, чем предыдущий.

Золото мобильно на двух стадиях эволюции гидротермальной системы, связанной со вторым магматическим очагом и, скорее всего, накапливается при наложении одной минеральной ассоциации на другую.

Конфигурация полей Au-комплексной ассоциации однозначно свидетельствует о связи Au-минерализации с гранитоидами Кара-Чачинского массива, однако отсутствие Au в элементных ассоциациях геохимических полей, связанных с верхним магматическим очагом, ставит вопрос об источнике этого элемента.

Учитывая повышенные концентрации Au в гранитоидах Кара-Чачинского массива, можно предположить, что оно было выщелочено из них отделившимися от второго магматического очага флюидами и гидротермальными растворами. Другой вероятной гипотезой может быть поступление трансмагматических флюидов, обогащенных золотом и бором.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029) при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области, проект № 17-45-388083 p_a, РФФИ проект № 17-05-00399 а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дэвис Дж.С.* Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 1990. Т. 2. 427с.
- Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 479 с.
- Ефремов С.В.* Выделение ореолов рудных стадий по результатам геохимических съемок // Известия сибирского отделения секции наук о земле российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2015. № 2 (51). С. 19–25.
- Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А., Будяк А.Е.* Использование мелкомасштабной геохимической съемки для расшифровки эволюции рудно-магматических систем // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2018₁. Вып. 16. С. 103–104.
- Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А.* Слэбовый расплав как потенциальный источник профилирующих элементов месторождений золота и тяжелых металлов // ДАН. 2018₂. Т. 479. № 5. С. 551–555.
- Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 326 с.
- Смирнов С.С.* К вопросу о зональности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 6. С. 1071–1083.
- Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1985. 294 с.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.* Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Издательство “Гео”, 2006. 291 с.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Кольмской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 247 с.
- Эммонс В.Х.* Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород. Ленинград: Геолразведиздат, 1933. 48 с.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.
- Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F.* Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids) // J. of Petrology. 2010. V. 51. P. 1237–1266.
- Spurr J.E.* A theory of ore deposition // Econ. Geol. 1907. V. 2. P. 781–795.
- Zorin Yu. A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.