

УДК 553.411:553.2

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (БОДАЙБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

© 2021 г. С. А. Онищенко^а, Н. В. Сокерина^{а, *}

^аИнститут геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 82, Сыктывкар, 541679 Россия

*e-mail: sokerina@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 08.05.2018 г.

После доработки 30.05.2019 г.

Принята к публикации 09.11.2020 г.

Золоторудные месторождения Бодайбинского рудного района заключены в мощной (несколько км) толще рифей-вендских углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений. Золото концентрируется на нескольких стратиграфических уровнях, к терригенным отложениям хомолхинской свиты рифейского возраста приурочено крупнейшее месторождение России – Сухой Лог, а также его аналог – Голец Высочайший. Характерными компонентами отложений хомолхинской свиты являются линзовидные прослои и послонная вкрапленность пирротина и пирита с отчетливо выраженным литолого-стратиграфическим контролем их распространения. Месторождение Голец Высочайший приурочено к наиболее крупному сгущению сульфидных прослоев в углеродсодержащих хлорит-кварц-серицитовых филлитовидных сланцах нижней части хомолхинской свиты. Содержание сульфидов в рудоносной толще составляет 5 мас. %, самородное золото заключено в сульфидных прослоях. По данным предыдущих исследователей, основанных на закономерностях в распределении изотопов серы, сульфидные рудоносные отложения месторождения формировались гидротермально-осадочным путем. Первичная золотоносность сульфидных осадков предполагается по аналогии с соседними месторождениями Сухой Лог и Вернинское. Распределение Au, As, Ag и углеродистого вещества в сульфидсодержащей толще месторождения Голец Высочайший имеет субпластовый характер, отражающий их накопление в осадочном процессе. Породы претерпели метаморфические преобразования в условиях фации зеленых сланцев, в процессе которых происходила их перекристаллизация, перераспределение сульфидов и золота с сохранением слоистой текстуры пород. В содержании породообразующих компонентов между рудной залежью и окружающими породами нет значимых различий, что свидетельствует об отсутствии метасоматических изменений пород, связанных с рудообразованием. Метаморфические процессы в отложениях хомолхинской свиты сопровождались замещением ильменита рутилом, пирротина пиритом, а также изменением состава хлоритов и карбонатов с увеличением их железистости, эти процессы регулировались фугитивностью кислорода и углекислого газа. Метаморфические преобразования по данным изучения флюидных включений протекали в температурном интервале 230–510°C при участии окисленных углекислотно-водных флюидов (CO₂/CH₄ до 17) с соленостью 7–12 мас. %-экв. NaCl и восстановленных (CO₂/CH₄ < 0.3) метан-азотных флюидов с соленостью 11–13 мас. %-экв. NaCl.

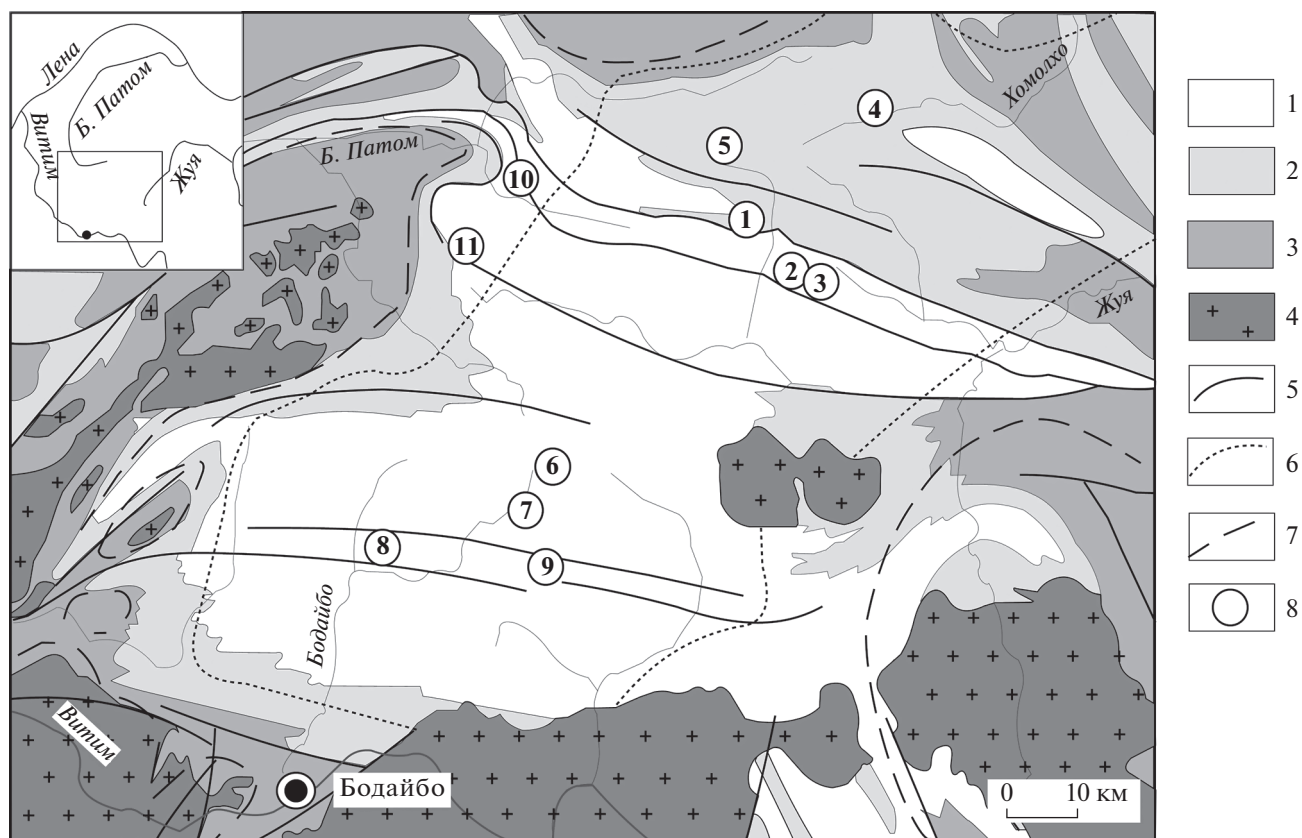
Ключевые слова: золотоносные черные сланцы, метаморфизм сульфидсодержащих углеродисто-терригенных пород, замещение пирротина пиритом, флюидные включения, изотопы серы

DOI: 10.31857/S0016777021020040

ВВЕДЕНИЕ

Бодайбинский рудный район, занимающий центральную часть Ленской золотоносной провинции, – один из основных источников золота на территории России. Золоторудные месторождения заключены в мощной (несколько км) толще рифей-вендских углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений, слагающих Бодайбинский синклиорий (фиг. 1). Золото концентрируется на нескольких стратиграфических уровнях, к

отложениям хомолхинской свиты рифейского возраста приурочено крупнейшее месторождение России – Сухой Лог, а также его аналог – Голец Высочайший. Эти месторождения, а также Вернинское, Невское и Угаханское относятся к золото-сульфидной формации с прожилково-вкрапленным типом руд. В районе развиты также кварцево-жильные золоторудные месторождения (Догалдынская жила, Кавказ, Копыловское), кроме того, обособленными золотоносными кварцево-жильными зонами сопровождаются зо-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Бодайбинского рудного района (по Иванову, 2008, с упрощениями).

1–3 – рифейско-вендские отложения: 1 – венд, 2 – средний-верхний рифей (бузуйхтинская, угаханская, хомолхинская и имнянская свиты), 3 – средний рифей; 4 – палеозойские гранитоиды мамского и конкудеро-мамаканского комплексов нерасчлененные; 5 – главные разрывные нарушения; 6 – изограда биотита регионального метаморфизма; 7 – границы деформационных зон гранито-гнейсовых куполов; 8 – золоторудные месторождения (1 – Сухой Лог, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Голец Высочайший, 5 – Угаханское, 6 – Красное, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Копыловское, 10 – Ожерелье, 11 – Ыканское).

лото-сульфидные месторождения Сухой Лог и Вернинское.

В палеозое породы были смяты в серию запрокинутых на юго-запад складок, осложненных взбросами и надвигами. Складкообразование сопровождалось синскладчатым метаморфизмом зеленосланцевой фации. В районе проявлен также зональный региональный метаморфизм, в центральной его части, где находится основная часть месторождений, в том числе Голец Высочайший и Сухой Лог, породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, на периферии района – в амфиболитовой фации. Изограды биотита, граната, кианита пересекают складчатые структуры, что свидетельствует о более позднем проявлении регионального метаморфизма относительно складкообразования. В зонах высокотемпературных фаций формировались гранито-гнейсовые купола, деформирующие складчатость. В пределах гранито-гнейсовых структур образовались синметаморфические относительно небольшие тела плагиопегматитов мамского комплекса. В регрессивно-

метаморфический этап внедрились гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, вскрытые, в основном, по периферии Бодайбинского рудного района (Иванов, 2008; Иванов, 2014).

На примере золоторудных месторождений Бодайбинского района предложена модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования, согласно которой образование руд связано с переотложением золота при региональном метаморфизме исходно металлоносных углеродистых толщ (Буряк, 1982).

Реалистичность этой модели была показана для месторождения Сухой Лог на основании данных по распределению золота в последовательно формировавшихся генерациях пирита. Золото в обогащенных органическим веществом глинистых сланцах фиксировалось в структуре диагнетического пирита. При его перекристаллизации в процессе метаморфических преобразований золото концентрировалось в свободном виде в метаморфическом пирите и деформи-

ванных послыных пирит-кварцевых прожилках (Large et al., 2007).

Результаты изучения изотопного состава серы в рудах и вмещающих породах значительного числа золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах показали, что формирование месторождений Бодайбинского района (Сухой Лог, Вернинское и Голец Высочайший) соответствуют модели гидротермально-осадочного рудообразования. На месторождении Вернинское и Сухой Лог выявлены сингенетичные накопления золота в слоистых золото-пиритовых рудах и конкреционных пиритовых стяжениях (Кряжев, 2017₁).

В альтернативных магматогенно-гидротермальных моделях образование месторождений Бодайбинского района имеет наложенный характер и связывается с поступлением золотоносных флюидов по зонам складчато-сдвиговых деформаций и расланцевания. Согласно этим моделям, гидротермальная деятельность сопровождалась метасоматическими преобразованиями пород, связанными с привнесом калия (Русинов и др., 2008; Юдовская и др., 2011), или их железо-магнезиальной карбонатизацией (Иванов, 2017).

Золотоносная россыпь в долине р. Хомолхо у подножия гольца Высочайшего была выявлена в середине XIX столетия, но присутствие рудного золота в коренных сульфидсодержащих породах надежно было установлено только в 1933 г. Геологическое строение месторождения Голец Высочайший изучалось в 1960–1970-е гг. В.А. Буряком, Н.А. Сусловым и др., позднее его изучение было продолжено при разведочных и эксплуатационных работах, проводимых ОАО “Высочайший”, и поисковых работах, выполненных ЗАО “Голд Минерал”.

Благоприятными факторами для изучения месторождения являются относительно простое его строение, полное отсутствие интрузивных пород в рудном поле и незначительное проявление сульфидно-кварцево-жильной минерализации.

Целью данного исследования являлось уточнение строения рудоносной толщи, определение роли метасоматических процессов в рудообразовании, определение последовательности и условий метаморфических преобразований золотоносных сульфидсодержащих углеродисто-терригенных отложений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основной структурой месторождения является Каменская антиклиналь субширотного простирания, в ядре которой обнажаются терригенно-карбонатные отложения угаханской свиты, а крылья сложены терригенными отложениями хо-

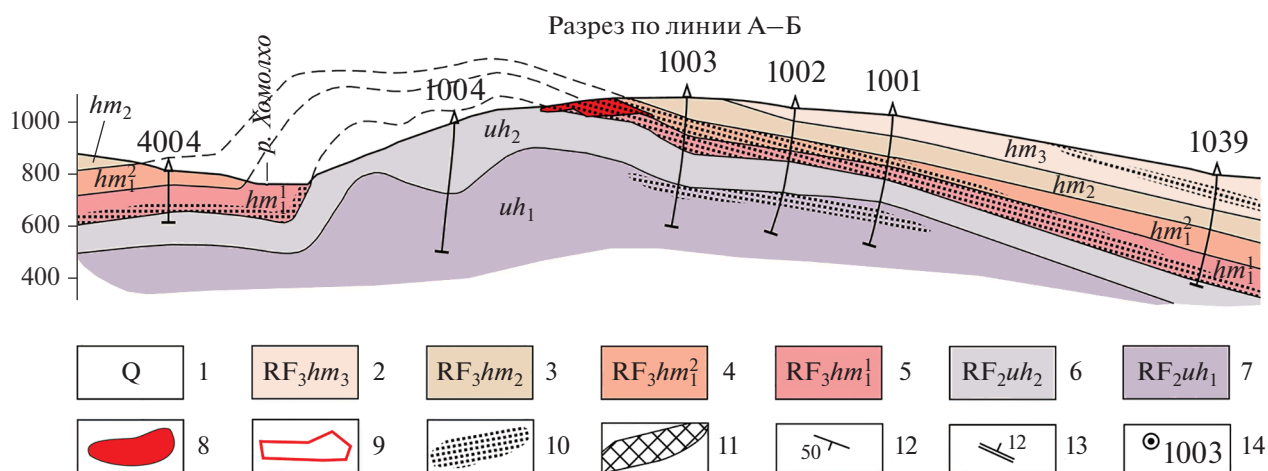
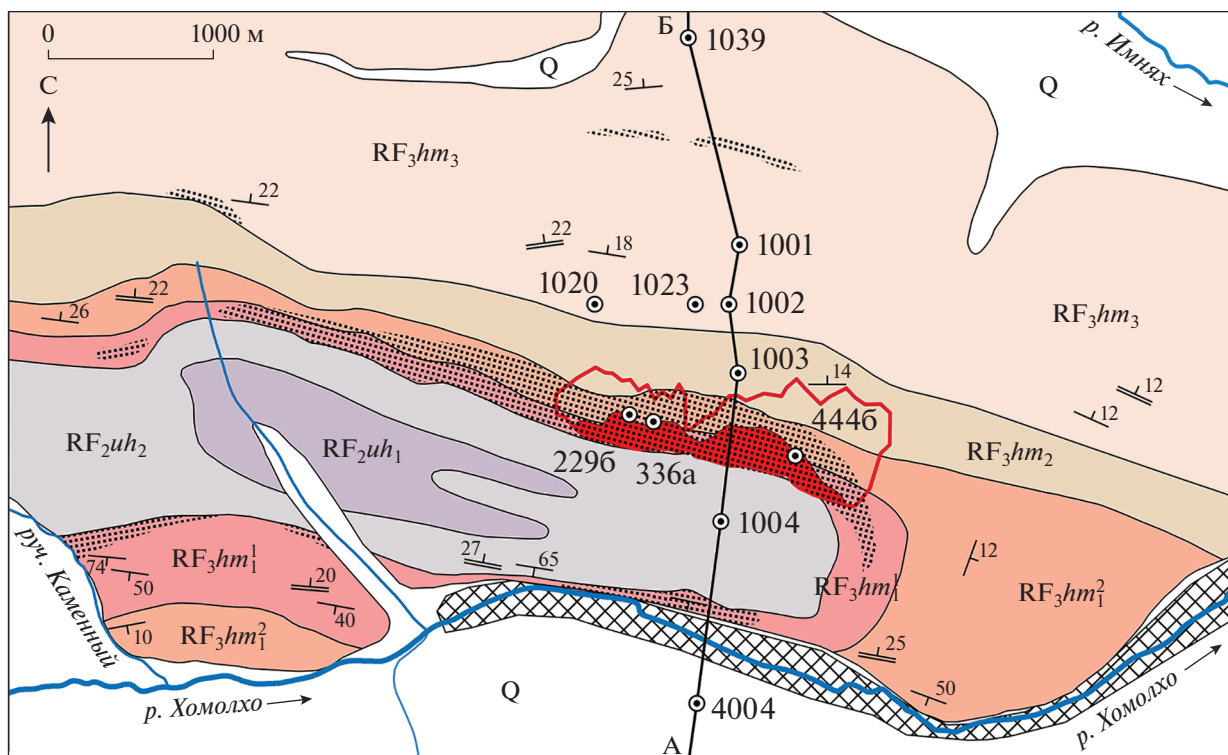
молхинской свиты (фиг. 2). Каменская антиклиналь имеет асимметричное строение, ее северное крыло, к которому приурочено промышленное оруденение, полого (10° – 30°) погружается на север и сливается с нормальным крылом запрокинутой на юг почти изоклиальной Имняхской синклинали, опрокинутое крыло которой на месторождении эродировано. Породы в южном крыле Каменской антиклинали залегают очень круто, местами почти вертикально, отмечены мелкие складки.

Тектонические деформации при образовании складчатости сопровождаются регионально распространенным кливажом пород, имеющим пологое северное падение. Плоскость кливажа параллельна не осевой поверхности Каменской антиклинали, а осевой поверхности более крупной Имняхской синклинали. Вследствие тектонического воздействия мощность отложений хомолхинской свиты в южном крыле Каменской антиклинали значительно больше, чем в северном, в первую очередь за счет их смятия, масштабы которого бывают различными – от мелкой гофрировки слоев до складок с размахом крыльев в несколько метров. Кливаж круто сечет слоистость пород в южном крыле антиклинали и почти совпадает с залеганием пород в северном рудоносном ее крыле.

Хомолхинская свита представляет собой ритмично построенную толщу, сложенную сланцами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, нижняя и верхняя ее подсвиты, сложенные преимущественно пелитами, разделяются песчаными отложениями средней подсвиты.

Нижняя подсвита разделяется на две пачки, отличающиеся тонкостью осадков и содержанием сульфидов, граница между пачками неотчетливая. Отложения первой пачки ($RF_3hm_1^1$) представлены тонким переслаиванием черных и темно-серых углеродсодержащих филлитовидных и алевролитистых сланцев, содержащих вкрапленность, линзовидные выделения и тонкие прослойки пирит-пирротинового состава. Содержание сульфидов в отложениях составляет 0.5–3%, на месторождении около 5%. Отложения второй пачки ($RF_3hm_1^2$) отличаются более алевролитистым составом и наличием тонких прослоев тонкозернистых песчаников. Сульфидов в этой пачке меньше (0.5–2%), преобладают линзочки пирротина, которые, сливаясь, образуют тонкие слойки, в них часто присутствуют метакристаллы пирита.

Терригенные отложения хомолхинской свиты подстилаются известняками угаханской свиты, в верхней части которой выделяется маркирующая переходная пачка (uh_2^*), хорошо диагностируемая по чередованию черных сланцев и светлоокрашенных известняков.



Фиг. 2. Геологическая карта месторождения Голец Высочайший (по материалам ОАО “Высочайший” и ЗАО “Голд Минерал”).

1 – четвертичные отложения; хомолхинская свита: 2 – филлитовидные и алевритистые сланцы, алевриты, 3 – кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алеврититами и сланцами, 4 – темно-серые филлиты и алевритистые сланцы, 5 – черные углеродистые филлиты и алевритистые сланцы; угаханская свита: 6 – известняки с прослоями известковых сланцев и филлитов, 7 – известковые, алевритистые и филлитовидные сланцы с прослоями известняков, 8 – рудная залежь, 9 – проекция рудной залежи на поверхность, 10 – сульфидная минерализация (более 1%), 11 – россыпи золота, 12 – элементы залегания слоистости, 13 – элементы залегания кливажа, 14 – скважины.

Наиболее богаты сульфидами отложения нижнехомолхинской подсвиты, но мощные прослои с содержанием сульфидов 1–3% отмечаются также в алевросланцевых отложениях верхнехомолхинской подсвиты и карбонатно-сланцевых породах угаханской свиты (фиг. 2).

В пелитовых отложениях хомолхинской свиты распространены порфиробласты магнезиально-железистых карбонатов сфероидальной и овальной формы размером до 5 мм, обычно содержащие большое количество мелких включений окружающей матрицы. Количество порфиробла-

стов карбонатов значительно варьирует, отмечаются как послойные их скопления, так и рассеянная или густая вкрапленность. Наиболее высокие содержания порфиروبластов магнезиально-железистых карбонатов (до 15%) отмечаются в отложениях верхней подсвиты хомолхинской свиты.

Золотоносными являются сульфидсодержащие отложения нижней подсвиты хомолхинской свиты, залегающие в северном пологом крыле Каменской антиклинали. Рудная залежь, оконтурированная по бортовому содержанию 0.4 г/т, имеет субпластовую форму, осложнена раздувами, пережимами и наличием сателлитов, длина залежи около 2 км, средняя мощность 50–70 м. По падению рудная залежь прослежена на 500 м, далее еще на протяжении 800 м отмечаются интервалы с рудными содержаниями золота.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое строение месторождения и прилегающей территории изучалось по керну 30 скважин, полотну 12 траншей, скальным обнажениям по руч. Каменному, рр. Хомолхо и Имнях. Особое внимание уделялось изучению характера распределения сульфидной минерализации в слоистой толще и ее поведению при тектонических деформациях. Химический и минеральный состав руд и рудоносных пород месторождения детально изучен по трем опорным скважинам 229б, 336а, 444б и по образцам, отобраным в карьере. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности пород изучались методами оптической микроскопии. Химический состав пород определялся в керновых пробах длиной около 1 м, масса исходной пробы около 5 кг. Породообразующие компоненты определены в Аналитическом центре Бронницкой ГГЭ следующими методами: Fe, Ca, Mg, Mn – атомно-абсорбционным, Si, Al, Ti, P – фотометрическим, Na, K – пламенно-спектрофотометрическим, CO₂ – титриметрическим, S_{общ} – гравиметрическим. Аналитические результаты содержания железа и серы рассчитывались на FeO, FeS₂ и FeS по балансу железа между сульфидной, силикатной и карбонатной его формами после пересчета химического состава пород на минеральный состав. Содержание кристаллизационной воды (H₂O⁺) также определено расчетным путем.

Определение органического углерода (C_{орг}) выполнено на экспресс-анализаторе АН-7529М в лаборатории органической геохимии Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Золото определено пробирным методом в лаборатории ОАО “Высочайший”. Определение Ag, As, Cu, Pb, Zn, Ni и Co выполнено спектральным атомно-эмиссионным анализом в Аналитическом центре Бронницкой ГГЭ. В продольном

разрезе через месторождение учтены также отчетные данные Н.А. Сулова и др., 1978 г.¹ по распределению Ag и As.

Строение и состав минералов исследовались в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на электронных микроскопах Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (операторы С.С. Шевчук, А.А. Кряжев и Е.М. Тропников) и JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link (оператор В.Н. Филиппов). Выполнено 350 определений состава минералов.

Изучение флюидных включений в кварце проведено в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в полированных пластинах методами гомогенизации и криометрии с использованием термостатика THMSG600 фирмы Linkam. Соленость растворов во включениях измерялась по температуре плавления льда. Солевой состав включений определялся по температуре эвтектики водно-солевой системы. Газовый состав индивидуальных включений изучался в полированных пластинах на высокоразрешающем рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) при комнатной температуре (оператор С.И. Исаенко). Для регистрации спектров применялась решетка спектрометра 600 ш/мм, размер конфокального отверстия составлял 300 и 500 мкм, щель – 100 мкм, мощность возбуждающего излучения He–Ne лазера (длина волны 632.8 нм) – 20 мВт, Ar⁺ лазера – 120 мВт (514.5 нм).

Изотопный анализ серы сульфидов проводился в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного отделения РАН (г. Владивосток) на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. В качестве стандарта использован троилит метеорита Капьян Дьябло (CDT).

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Рудоносная толща включает отложения первой пачки нижней подсвиты хомолхинской свиты и, частично, отложения ее второй пачки, мощность толщи около 100 м. Сложена она темно-серыми и черными углеродсодержащими хлорит-кварц-серицитовыми филлитовидными сланцами с прослоями алевритистых сланцев серицит-кварцевого и анкерит-серицит-кварцевого состава, отличающихся более светлой окраской. Характерными элементами толщи являются линзы и тонкие прослои пирит-пирротинового

¹ Неопубликованные данные: Сулов Н.А., Амелин В.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Хомолхинского рудного поля и Привачской рудной зоны. Иркутск, 1978.

Таблица 1. Состав пород рудоносной толщи, мас. %

Компонент	2296-21	2296-54	336а-7	336а-11	336а-41	4446-24	4446-36	4446-50
SiO ₂	57.32	56.12	59.02	58.56	57.19	57.85	62.05	51.89
TiO ₂	0.97	0.85	0.92	0.84	0.90	0.95	0.89	0.82
Al ₂ O ₃	17.25	15.53	16.32	17.35	17.35	16.54	14.55	17.76
FeO	3.75	3.97	3.54	3.71	2.94	5.86	3.87	3.51
MnO	0.08	0.04	0.07	0.08	0.05	0.07	0.05	0.07
CaO	2.71	3.86	0.94	2.06	1.08	1.46	1.73	5.37
MgO	3.45	2.52	3.04	2.70	2.37	3.00	2.17	2.38
K ₂ O	3.73	3.58	4.52	4.07	4.43	3.44	3.35	3.93
Na ₂ O	0.52	0.49	0.86	0.63	0.37	0.83	1.20	0.78
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.13	0.13	0.16	0.10	0.08	0.09
CO ₂	4.44	4.72	1.32	1.20	1.10	1.56	2.22	3.96
C _{орг}	0.59	3.29	0.61	0.76	1.64	1.14	1.17	1.27
FeS ₂	1.99	2.62	2.79	2.97	3.92	0.00	2.30	2.99
FeS	2.43	1.13	3.48	1.98	2.62	5.01	2.80	2.99
H ₂ O _{расч} ⁺	2.61	2.19	2.80	2.01	2.91	3.08	2.36	2.35
Сумма	101.95	101.00	100.36	99.05	99.03	100.89	100.78	100.16
Au, г/т	5.8	0.0	6.6	1.3	0.0	8.8	0.2	3.0
Рассчитанный минеральный состав								
Кварц	32.0	33.5	28.8	33.0	32.4	32.7	36.5	26.2
Альбит	2.4	2.1	4.7	3.1	0.8	5.1	8.3	5.6
Серицит	41.0	39.6	46	43.3	47.4	36.4	35.0	42.5
Хлорит	9.4	5.4	10	9.3	7.4	14.6	7.8	6.5
Анкерит	9.2	11.5	2.9	4.7	3	4.1	0.0	6.8
Кальцит	0	0	0	0	0	0	5.2	4.3
Пирит	2	2.6	2.7	3	3.9	0.3	2.3	3
Пирротин	2.4	1.1	3.4	2	2.6	4.7	2.8	3
Графит	0.6	3.3	0.6	0.8	1.6	1.1	1.2	1.3
Рутил	1	0.9	0.9	0.8	0.9	1	0.9	0.8

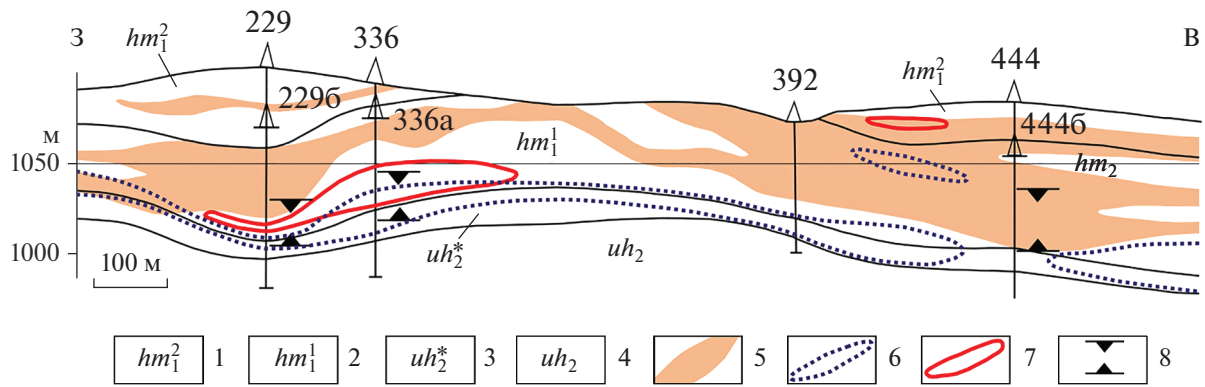
Примечание. Номер пробы отражает номер скважины и глубину отбора пробы в метрах.

состава, послонная и рассеянная вкрапленность пирротина и пирита. Протяженность сульфидных линз и прослоев обычно изменяется от 0.3 до 2 м, толщина 0.3–3 см, количество их составляет 3–8 на 1 м мощности. Селективным опробованием установлено, что подавляющая часть самородного золота заключена в сульфидных линзах и прослоях. В рудоносной толще распространены Mg–Fe-карбонаты, в некоторых случаях заметную роль играет кальцит. Количество альбита незначительно. Текстура породы слоистая, наложенная сланцеватая, тонкодисперсное углеродистое вещество подчеркивает слоистое строение породы. Присутствуют немногочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы мощностью

до 15 см, иногда содержащие сульфидные минералы и самородное золото.

Среди акцессорных минералов в породах доминирует тонкая вкрапленность рутила, за пределами рудоносной толщи в отложениях хомолхинской свиты распространен ильменит в виде мелких (0.3–1.5 мм) идиобластов, часто псевдоморфно замещенных агрегатами рутила.

Изучению химического состава пород рудоносной толщи было уделено значительное внимание. По 3 скважинам выполнено 24 полных анализа керновых проб (представительная выборка представлена в табл. 1), еще в 37 пробах определено содержание S, K₂O, Na₂O и в 24 про-



Фиг. 3. Продольный разрез через месторождение Голц Высочайший. 1–2 – хомолхинская свита, нижняя подсвита: 1 – вторая пачка (алевритистые сланцы, сульфидов 1–2%), 2 – первая пачка (филлитовидные сланцы, сульфидов 4–6%); 3–4 – угаханская свита, верхняя подсвита: 3 – переходная пачка (переслаивание филлитов и известняков), 4 – известняки; 5 – золоторудная залежь; 6 – ореол серебра ($Ag > 1$ г/т); 7 – ореол мышьяка ($As > 100$ г/т); 8 – область повышенных содержаний $C_{орг}$ (> 1 мас. %). Обратите внимание, вертикальный и горизонтальный масштабы различаются в 2 раза.

бах – Fe и $C_{орг}$. Содержания Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn, Ni и Co определены в 226 пробах.

Толща рудоносных пород имеет относительно однородное строение, характеризуется некоторыми колебаниями в содержании основных компонентов, отражающими ее слоистый характер. В целом состав пород (табл. 1) соответствует наиболее распространенным глинистым сланцам, в особенности черным сланцам, в которых наряду с углеродистым веществом часто фиксируются значительные содержания сульфидной серы (Петтиджон, 1975; Юдович, Кетрис, 1988).

Содержание SiO_2 обычно заключено в интервале 55–62 мас. % и только в скв. 444б, где отмечены прослои известковых сланцев, уменьшается до 50 мас. % за счет увеличения содержаний CaO и CO_2 . Обычное содержание Al_2O_3 в породах – 16–18 мас. %, MgO – 2.2–4.4 мас. %, TiO_2 – 0.8–1.0 мас. %. Содержание K_2O (2.16–4.95 мас. %), отражающее количество серицита, значительно преобладает над Na_2O (0.26–1.4 мас. %). Содержание Fe варьирует в пределах 3.7–7.8 мас. %, около 50% всего Fe входит в состав пирротина и пирита, 40% – в состав хлорита и серицита и 10% – в анкерит.

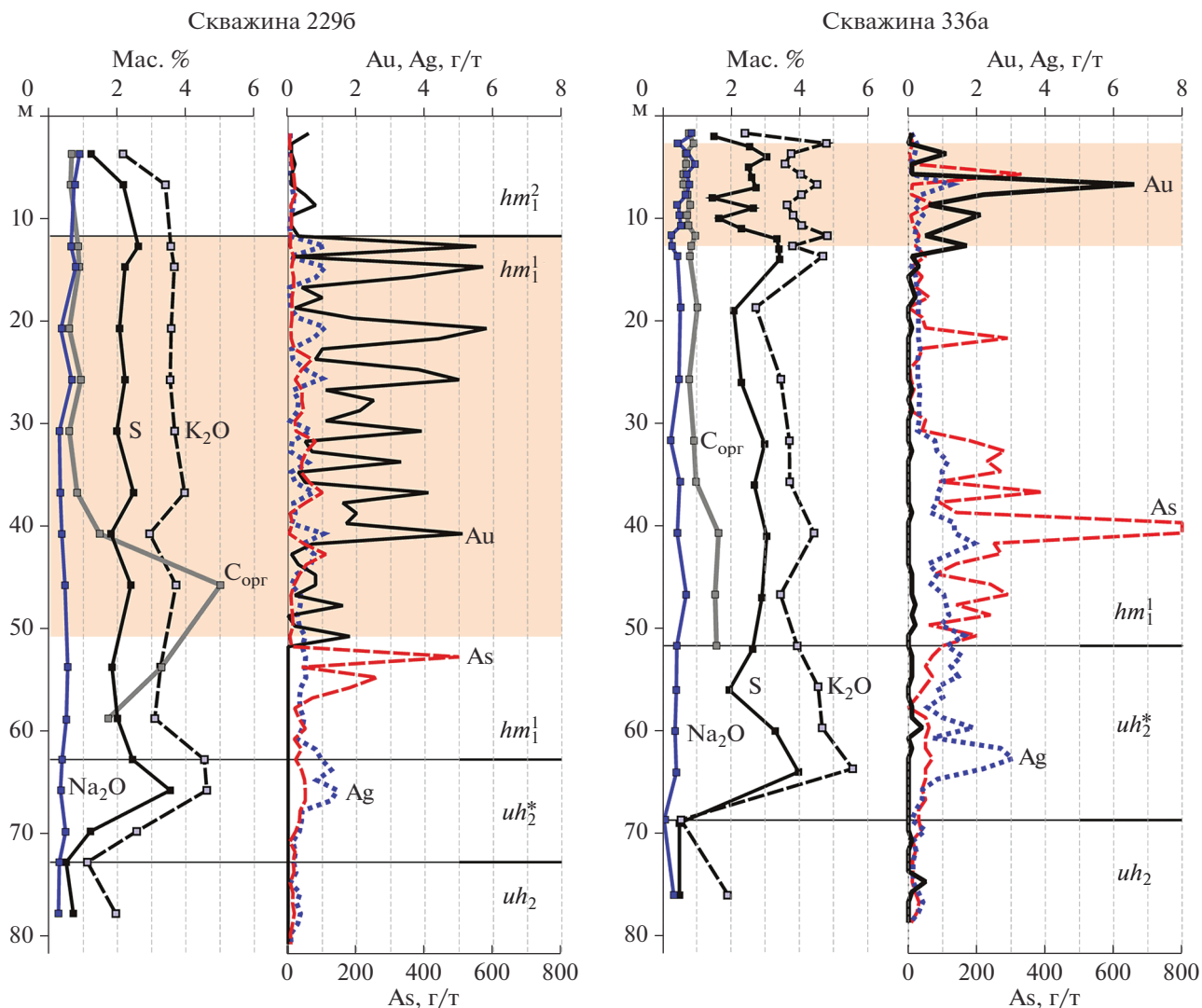
Насыщенность пород сульфидами составляет 4–6 мас. %, содержание серы заключено в интервале 1.23–3.43 мас. %, количественные соотношения между пирротинном и пиритом изменчивы (табл. 1), но в целом они распространены в рудоносной толще примерно в равной степени. По всем скважинам зафиксировано увеличение содержания серы в нижней половине рудоносной толщи, заметное при осреднении аналитических данных: в скв. 229б с 2.1 до 2.2 мас. %, в скв. 336а с 2.5 до 2.8 мас. % и в скв. 444б с 1.8 до 2.2 мас. %. Наиболее высокие содержания серы (до 3.98 мас. %)

отмечены в подстилающих отложениях переходной пачки, в которой пирит преобладает над пирротинном, при этом проявляется корреляция между серой и калием, отражающая приуроченность сульфидов к пелитовым прослоям (фиг. 4).

Углеродистое вещество, являющееся постоянным компонентом рудоносной толщи, также стратифицировано. В нижней части толщи содержание $C_{орг}$ составляет 1.5–5.0 (скв. 229б), 1.5–1.6 (скв. 336а) и 1.1–2.1 мас. % (скв. 444б), уменьшаясь до 0.6–0.9 мас. % в верхней части толщи. По данным С.Г. Кряжева и др. (2009), аналогичное уменьшение содержаний $C_{орг}$ от 1.3–1.7 до 0.9–1.2 мас. % вверх по разрезу установлено в том же стратиграфическом диапазоне по скв. 392. В скв. 1023 на северном фланге месторождения прослеживаются те же закономерности (Кряжев, 2017): уменьшение содержаний $C_{орг}$ от 0.9 мас. % в отложениях нижней пачки нижнехомолхинской подсвиты до 0.6 мас. % во второй пачке.

Более сложным образом в сульфидсодержащей толще распределяются Au, Ag и As. Золоторудная залежь имеет субпластовую форму (фиг. 3), характеризуется наличием расщеплений и пережимов, в западной части месторождения залежь охватывает часть рудоносной толщи, в восточной части распространяется на всю ее мощность. Золото в рудной залежи распределено весьма неравномерно.

Серебро концентрируется в рудной залежи, где его содержания обычно составляют 0.5–0.6 г/т, более высокие значения характерны для основания хомолхинской свиты и переходной пачки, где наблюдается протяженный, но прерывистый ореол мощностью до 30 м со средним содержанием Ag 1.2 г/т при максимальном 3 г/т.



Фиг. 4. Распределение K_2O , Na_2O , S, $C_{орг}$ (мас. %) и Au, Ag, As (г/т) по скв. 2296 и 336а.

Распределение As представляет особый интерес в связи с тесной связью этого элемента с золотом, что отмечается на многих месторождениях (Lage et al., 2011, Юдовская и др., 2011). В рудах месторождения Голец Высочайший золото нередко находится в сростании с арсенопиритом, но ореолы Au и As перекрываются только частично. В западной части месторождения рудная залежь содержит в среднем 20–50 г/т As, аномальные (более 100 г/т As) содержания фиксируются в рудной залежи в скв. 336а, но более обширный ореол приурочен к подрудной части разреза. В восточной части месторождения аномальные содержания As отмечены в рудной залежи, но во всем разрезе по скв. 444б, включая рудную залежь, содержание As не превышает 10 г/т.

Содержания Cu, Zn, Ni, Co и Pb не выходят за пределы кларков для черных сланцев и слабо дифференцированы в разрезе, при этом не отме-

чено их явной концентрации в золоторудной залежи. Содержания Cu составляют 30–150 г/т, Zn – 30–150 г/т, Ni – 30–80 г/т, Co – 10–60 г/т, Pb – 10–20 г/т в рудной залежи и 30–50 г/т в основании хомолхинской свиты.

В содержании породообразующих компонентов между рудной залежью и окружающими породами рудоносной толщи нет значимых различий, которые могли бы свидетельствовать о наличии метасоматических изменений пород, связанных с рудообразованием (табл. 1, фиг. 4). Показательны данные по средним содержаниям серы, щелочей и железа в рудной залежи (первое число) и за ее пределами (второе число): S – 2.26 и 2.35 мас. %, K_2O – 3.72 и 3.55 мас. %, Na_2O – 0.70 и 0.54 мас. %, Fe – 5.63 и 5.47 мас. %, которые практически идентичны. Среднее же содержание Au в рудной залежи и окружающих породах по этим же пробам состав-

ляет 3.0 и 0.1 г/т соответственно. Выявленные закономерности изменения содержаний серы и органического углерода по вертикали отвечают нормальной последовательности их накопления в осадочном процессе.

Таким образом, околорудные метасоматиты, наличие которых предполагалось ранее (Русинов и др., 2008), на месторождении отсутствуют.

СТРОЕНИЕ СУЛЬФИДНЫХ ПРОСЛОЕВ

Наиболее заметными составляющими рудоносной толщи являются сульфидные линзовидные прослои вкрапленного или монолитного строения с характерной средне- и крупнозернистой структурой, являющейся следствием метаморфической перекристаллизации (фиг. 5). В подстилающих отложениях переходной пачки распространены также линзовидные выделения пирита мелкозернистого строения. Сульфидные прослои содержат включения вмещающей породы, карбонат-кварцевые гнезда и прожилки, иногда сопровождаются тонкими полосами хлорита. Состав прослоев варьирует от пирротинового до пиритового, прослои с различным соотношением этих минералов чередуются в разрезе без видимой закономерности.

Линзы пирротина в филлитах имеют монолитное сложение, заключены в кварцевую оболочку толщиной 0.1–0.5 мм, окруженную каймой зерен рутила. Строение пирротиновых обособлений указывает на их формирование в результате перемещения вещества при метаморфизме пород, рутиловая кайма образуется путем перекристаллизации обильной тонкой вкрапленности рутила в филлите.

В алевросланцевых прослоях серицит-кварцевого и анкерит-серицит-кварцевого состава пирротин образует вкрапленность, переходящую в линзы относительно массивного сложения, содержащие большое количество включений нерудных минералов. Пирротиновые линзы сопровождаются кварцевыми оторочками, но цепочки зерен рутила развиваются только вдоль контакта с тонкозернистым филлитом.

Пирит распространен в виде двух основных морфологических разновидностей – идиоморфных метакристаллов кубического габитуса и прослоев крупнозернистого строения, представляющих, по сути, сросшиеся между собой кристаллы (фиг. 5). Кристаллы пирита распространены в виде рассеянной или послышной вкрапленности, но особенно часто приурочены к пирротиновым выделениям, образуя пирит-пирротиновые прослои.

Установлено, что индивидуальные метакристаллы пирита развиваются путем замещения рассланцованной породы, содержащей линзы и прослои пирротина (Онищенко, 2012). Внутрен-

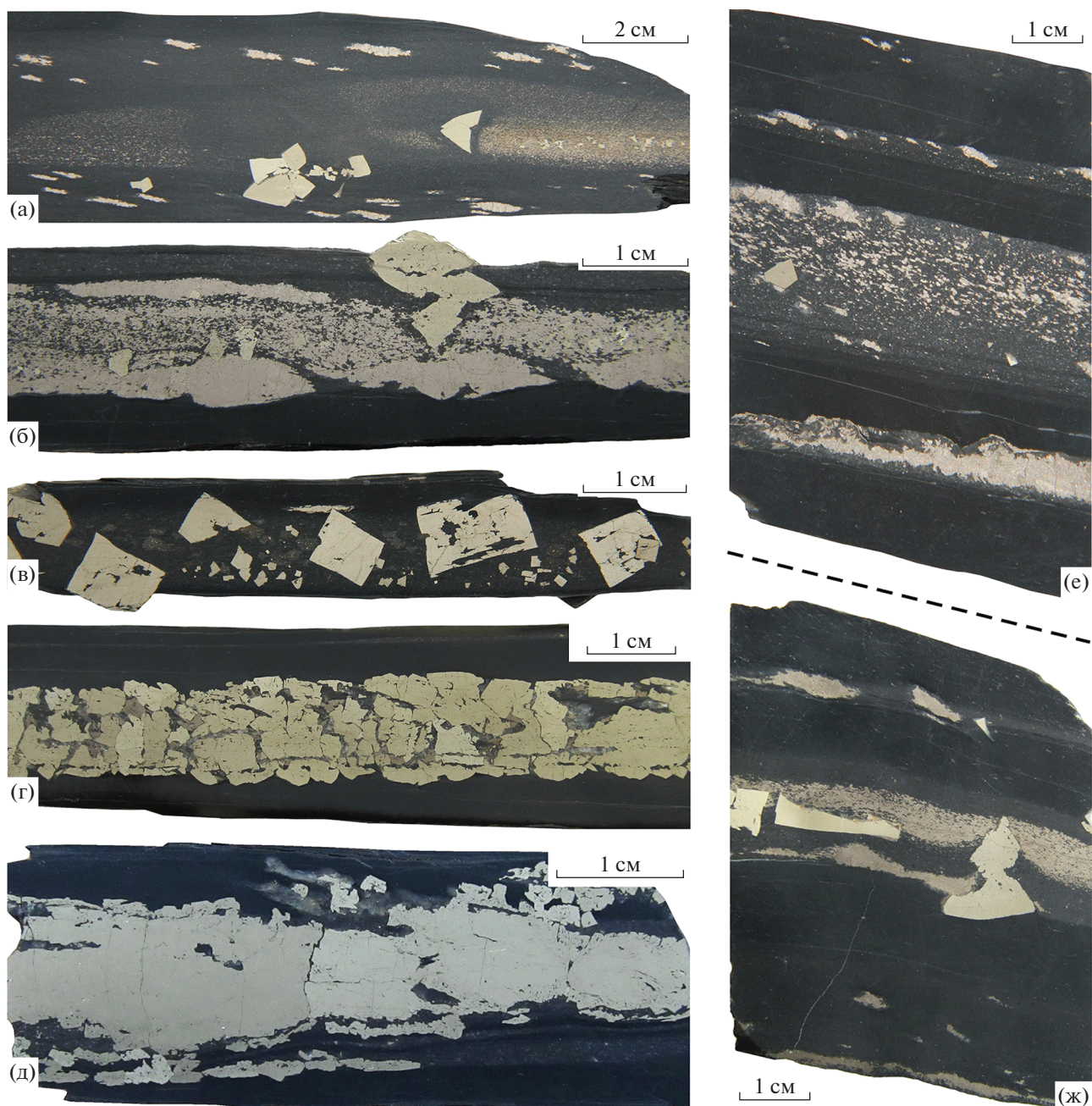
нее строение кристаллов пирита отражает характер замещаемого ими субстрата. В пирите сохраняются контуры рутил-кварц-пирротиновых линз в виде цепочек зерен рутила и кварца на фоне пирита, насыщенного реликтовыми частицами вмещающей породы.

Пиритовые прослои, как и пирротиновые, окружены оболочками рутил-кварцевого состава, но гораздо чаще реликты этих оболочек в виде цепочек зерен рутила и включений кварца заключены внутри пиритового прослоя, а периферическая зона пиритовых прослоев насыщена остатками вмещающего филлита. Эти наблюдения свидетельствуют о разрастании пиритового прослоя после перерыва, причем нередко путем замещения первично пирротиновых прослоев.

Прослеживаются все стадии замещения пирротина пиритом (фиг. 6). Вначале пиритовые прослои почти полностью повторяют строение пирротиновых: окружены кварцевой каймой с вкрапленностью рутила, и только отдельные зерна пирита выступают за ее пределы. Затем пиритовый прослой разрастается, поглощает кварц-рутиловую кайму и далее замещает окружающую породу. Процесс замещения сопровождается увеличением толщины прослоя, а также образованием поперечных карбонат-кварцевых прожилков, не выходящих за его пределы. Не все пиритовые прослои имеют признаки происхождения путем замещения пирротиновых, формирование некоторой части их происходило в результате собирательной перекристаллизации прослоев изначально пиритового состава. Помимо замещения пирротина пиритом, иногда отмечается избирательное замещение пиритом тонких прослоев карбонатсодержащего алевролита (фиг. 5д).

В некоторых случаях метакристаллы пирита приурочены к прослоям, обогащенным пирротинном, но непосредственно вблизи пирита вкрапленность пирротина отсутствует, что может указывать на формирование кристаллов пирита за счет вещества пирротина (фиг. 5а). Подобный механизм формирования метакристаллов пирита среди тонкой вкрапленности пирротина в результате собирательной перекристаллизации для месторождения Голец Высочайший уже предлагался ранее (Русинов и др., 2008).

В южном крыле Каменской антиклинали кливаж круто пересекает слоистость пород, расчленяя пирротиновые прослои на тонкие линзочки, ориентированные по сланцеватости. Пирит развивается в рассланцованной породе в виде идиоморфных метакристаллов, а также псевдоморфно замещает линзочки пирротина. Разлинзованные сульфидные прослои сопровождаются овальными и зигзагообразными рутил-кварцевыми оторочками, фрагменты которых сохраняются в крупных метакристаллах пирита. На фиг. 7а и б

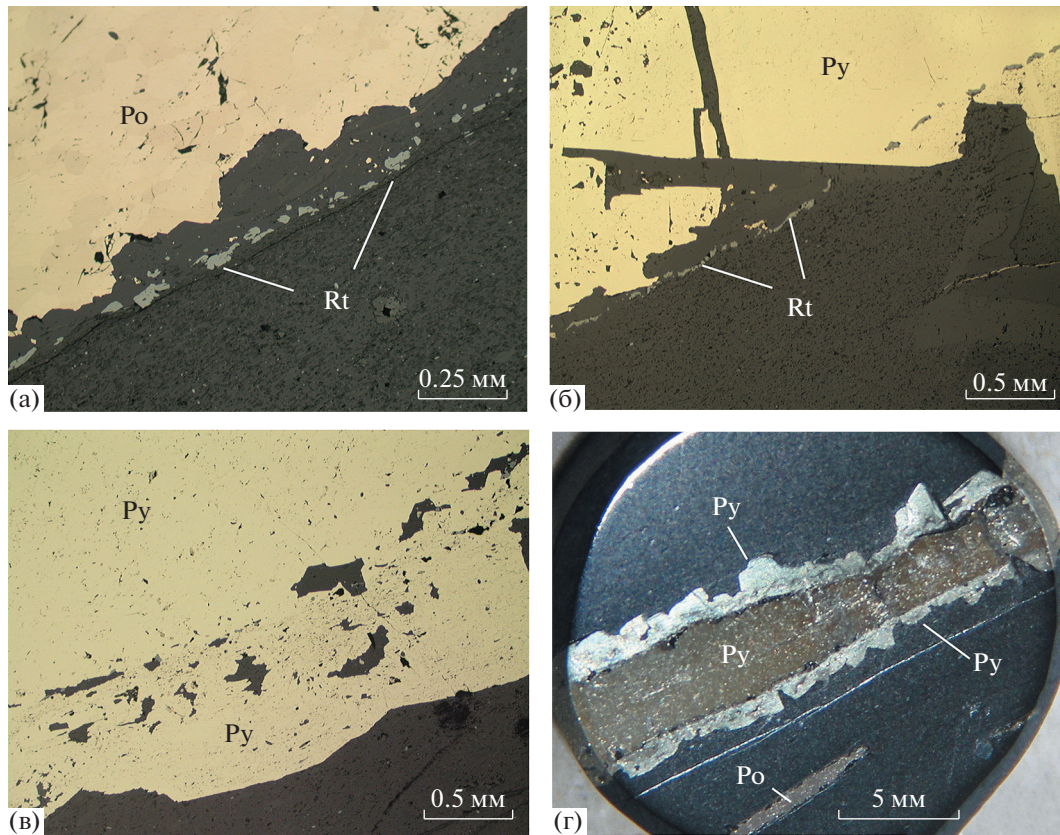


Фиг. 5. Сульфидные прослои в рудоносной толще.

а – вкрапленность пирротина и метакристаллы пирита в алевритистом сланце, обр. ГВ-6; б – пирротинный прослой с метакристаллами пирита в сланце, обр. 2126-2; в – кристаллы пирита в прослое алевролита, обр. ГВ-2; г – прослой крупнозернистого пирита в филлите, обр. ГВ-12; д – прослой крупнозернистого пирита в филлите, первичные границы прослоя фиксируются цепочками кварцевых выделений, внизу видно замещение пиритом тонкого прослоя карбонатсодержащего алевролита, обр. 2179; е – послойная вкрапленность и линзы пирротина в алевритистом сланце, обр. 336а-43.5; ж – пирротинный прослой с метакристаллами пирита в сланце, обр. 2296-32.8. е–ж – фото ядра вертикальных скважин. Пунктирная линия – направление кливажа.

приведены фотографии ядра вертикальной скважины 5024, пробуренной в верховьях ручья Каменного, где слои сульфидсодержащих пород очень круто наклонены на юг, а кливаж ориентирован на север под углом 30° – 40° , в районе место-

рождения плоскость кливажа имеет более пологое падение (фиг. 7в, г). На этих фотографиях хорошо видно, что метакристаллы пирита развиваются в ранее деформированной породе. Наблюдения над преобразованиями сульфидных прослоев при на-



Фиг. 6. Последовательное замещение пиритом пирротинового прослоя (а, б) и вмещающей породы (в, г). Отраженный свет.

а – пирротинный прослой имеет кварцевую оболочку с рутиловой каймой по ее периферии, аншл. 2296-15.6; б – рутиловая кайма в пиритовом прослое отражает внешний контур первоначального кварц-пирротинового обособления, аншл. 4446-49.9; в – при разрастании пиритового прослоя первоначальная граница пирротинового прослоя фиксируется включениями кварца, аншл. 2296-42; г – строение пиритового прослоя наглядно проявляется при боковом освещении: пирит в центральной части прослоя, заместивший пирротин, и мелкая линзочка пирротина внизу выглядят темнее, чем пирит, развивающийся по филлиту, аншл. 2296-42. Po – пирротин, Py – пирит, Rt – рутил.

ложении кливажа на слоистую породу показывают, что сульфидные прослои испытывают раздувы и пережимы (Онищенко, 2018), но никогда не дают ответвлений по кливажным трещинам.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

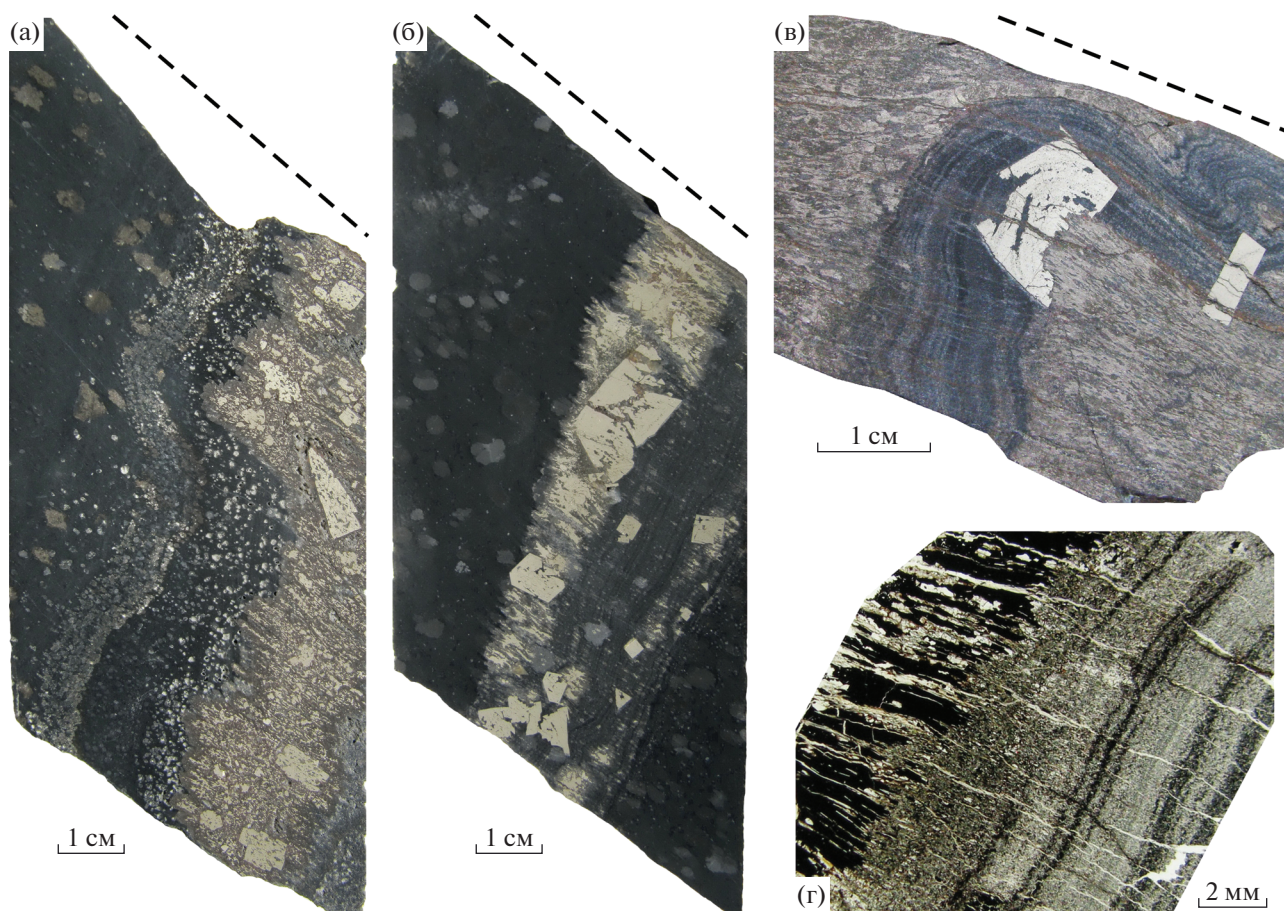
Основными породообразующими минералами филлитовидных и алевритистых сланцев холмхинской свиты являются серицит и кварц. Состав серицита (мусковит-фенгита) довольно устойчив (мас. %): SiO_2 47.3–50.3, TiO_2 0.3–0.6, Al_2O_3 31.4–33.6, FeO 0.5–2.6, MgO 1.5–2.8, K_2O 8.9–9.7, Na_2O 0.5–0.8, сумма 94.3–96.3.

Хлорит количественно уступает серициту, образуя с ним совместные лепидобластовые агрегаты, в которых распространены мелкие линзочки хлоритового, хлорит-серицитового или кварц-хлоритового состава. Обычное содержание хлорита в породах 5–10%, в сульфидных прослоях 2–

10%, а в тонких (1–2 мм) полосках, прилегающих к сульфидным прослоям монолитного сложения, его содержание нередко достигает 30–80%. Хлорит образует агрегат бесцветных или светло-зеленых чешуек и листочков размером до 0.05 мм с синими или коричневато-синими цветами интерференции.

Постоянными компонентами пород являются карбонаты, представленные несколькими минеральными видами, их содержание обычно составляет 2–10 мас. %.

Как указывалось выше, одним из результатов метаморфических преобразований является замещение пирротина пиритом, но за пределами рудоносной толщи не менее распространено замещение ильменита рутилом (Онищенко, 2013). Кроме того, изменчив состав хлоритов и карбонатных минералов, который зависит как от валового состава пород, так и характера химических процессов при метаморфических преобразовани-



Фиг. 7. Деформированные сульфидные прослои в южном крыле Каменской антиклинали. а – разлинзованный и смятый пирит-пирротиновый прослой в слоистом алевросланце, обр. 5024-32.5; б – разлинзованный пиритовый прослой в алевросланце, обр. 5024-23.7. а–б – фото керн вертикальной скважины, светлые пятна в темном алевросланце – порфиробласты магнезиосидерита; в–г – смятый в складку алевритовый прослой заключен между прослоями пирротина, разбитыми кливажными трещинами на мелкие линзы, обр. 1444 (в – фото образца, г – прозрачный шлиф, проходящий свет). Пунктирная линия – направление кливажа.

ях, что требует рассмотрения соотношений между серо- и железосодержащими минералами.

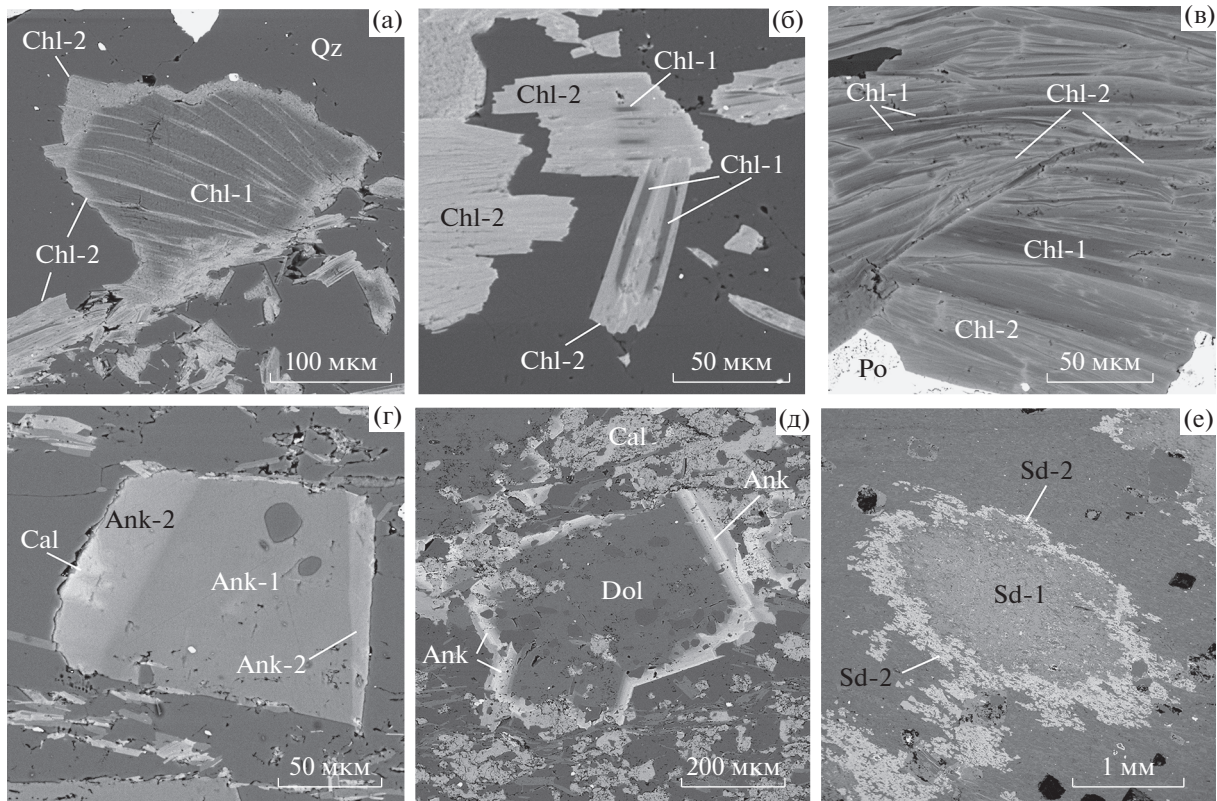
На северном фланге месторождения в отложениях, залегающих выше рудоносной толщи, сульфиды представлены практически только пирротинном, ильменит полностью замещен рутилом, хлорит имеет однородный состав, железистость анкерита незначительно возрастает в узкой периферической кайме. Более отчетливо проявлено увеличение железистости по периферии порфиробластов магнезиосидерита, распространенных в основании третьей подсветы хомолхинской свиты (табл. 3, верхние 3 строки). Эти процессы хорошо описываются реакцией:



В рудоносной толще месторождения, содержащей многочисленные сульфидные прослои, хлорит имеет неоднородное пластинчато-зональное строение. Железистый хлорит развивается по

магнезиальному хлориту в виде пластинок и клиньев по спайности, а также периферических каемок (фиг. 8). Составы магнезиального хлорита Chl-1 и замещающего его железистого Chl-2 отличаются соотношением FeO и MgO, содержание SiO₂ и Al₂O₃ стабильно (табл. 2). Железистость хлорита Chl-1, определяемая величиной Fe/(Fe + Mg), заключена в интервале 0.15–0.60, Chl-2 – 0.40–0.75, но различается от образца к образцу. Так, в обр. 336-39.5 железистость Chl-1 составляет 0.28–0.30, Chl-2 – 0.65–0.71, в обр. ГВ-76 железистость Chl-1 составляет 0.31–0.35, а Chl-2 – 0.43–0.49. В ряде образцов различия между Chl-1 и Chl-2 менее значительны; в табл. 3 отражен полный диапазон изменений состава хлоритов от наиболее магнезиальных до наиболее железистых.

Хлоритовыми полосами с признаками замещения Chl-1 на Chl-2 сопровождаются как пирротиновые, так и замещающие их пиритовые прослои. Показательны результаты изучения



Фиг. 8. Неоднородное зональное (а, б) и пластинчатое (в) строение выделений хлорита. Магнезиальный хлорит (Chl-1) замещается железистым хлоритом (Chl-2) в виде периферических каемок и пластинок по спайности. Повышение железистости во внешних зонах карбонатных минералов (г, д, е). Изображения в обратно-рассеянных электронах. Образцы: а – ГВ-5, б – ГВ-76, в – 336а-39.5, г – 336а-7.6, д – 1020-215, е – 5024-23.4. Po – пирротин, Qz – кварц, Ank – анкерит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Sd – сидерит.

обр. 336а-52.2 (а и б) и ГВ-7 (а и б), в которых пирротиновые (а) и пиритовые (б) прослои протягиваются параллельно друг другу на расстояние 2–3 см, при этом изменения состава хлорита вокруг пирротиновых и пиритовых прослоев примерно одинаковы (табл. 3).

При образовании кристаллов пирита среди пирротиновой вкрапленности, для которых предполагается заимствование вещества пирротина (обр. ГВ-6, фиг. 5а), также проявлено замещение первичного Chl-1 железистым Chl-2. Среди густой пирротиновой вкрапленности, содержащей мелкие зерна пирита, хлорита довольно много, величина $Fe/(Fe + Mg)$ изменяется в трех участках следующим образом: Chl-1 – 0.35–0.37, Chl-2 – 0.62–0.73; Chl-1 – 0.21, Chl-2 – 0.49; Chl-1 – 0.38–0.42, Chl-2 – 0.58–0.67. В прослое, содержащем линзочки пирротина, хлорита меньше, величина $Fe/(Fe + Mg)$ составляет 0.21 в Chl-1 и 0.46–0.52 в Chl-2. В бесульфидной кайме, окружающей крупный метакристалл пирита, величина $Fe/(Fe + Mg)$ составляет 0.38 в Chl-1 и 0.67 в Chl-2.

Из карбонатов в рудоносной толще месторождения наиболее распространен анкерит, образу-

ющий мелкие (0.5–1.5 мм) идиобласты в кварц-серицитовой матрице филлитов, в значительном количестве (10–20%) присутствует в алевритистых прослоях анкерит-серицит-кварцевого состава и сульфидных анкерит-кварц-пирит-пирротиновых прослоях. Состав анкерита варьирует, часто наблюдается увеличение железистости во внешних зонах кристаллов, например в обр. 336а-7.6 (фиг. 8г) от $Ca_{0.99}Mg_{0.78}Fe_{0.19}Mn_{0.04}(CO_3)_2$ в центре до $Ca_{1.03}Mg_{0.64}Fe_{0.28}Mn_{0.05}(CO_3)_2$ во внешней зоне. Сидерит встречается в сульфидных анкерит-кварц-пирит-пирротиновых прослоях в виде мелких неправильно-овальных зерен или пластинок по торцам идиоморфных зерен анкерита. Отмечается возле кристаллов пирита среди густой пирротиновой вкрапленности (обр. 2296-31.6 и ГВ-6), а также в пиритовых прослоях в составе кварц-сидерит-кальцитовых прожилков (обр. ГВ-5). Сидерит обычно содержит примесь CaO (несколько мас. %), но практически стерилен по MgO. Кальцит наблюдается в тонких карбонат-кварцевых прожилках и гнездах в сульфидных прослоях, иногда находится в сростании с золотом.

Таблица 2. Состав хлоритов в породах рудоносной толщи, мас. %

Компоненты	336-39.5		4446-25.3		4446-50.5		ГВ-76	
	Chl-1	Chl-2	Chl-1	Chl-2	Chl-1	Chl-2	Chl-1	Chl-2
SiO ₂	28.54	25.72	26.57	25.55	25.21	23.83	28.53	26.66
Al ₂ O ₃	24.15	22.32	23.56	22.98	22.71	21.35	23.86	22.63
MgO	21.68	7.83	16.91	11.70	11.92	6.87	23.78	14.95
FeO	15.34	33.49	22.26	31.25	28.43	35.82	13.08	25.39
Сумма	89.71	89.36	89.30	91.48	88.27	87.87	89.25	89.63
Кристаллохимические формулы (заряд анионного каркаса = 28)								
Si	2.757	2.757	2.683	2.645	2.671	2.655	2.868	2.728
Al (IV)	1.243	1.243	1.317	1.355	1.329	1.345	1.132	1.272
Al (VI)	1.507	1.579	1.489	1.448	1.507	1.458	1.569	1.356
Fe	1.239	3.003	1.880	2.705	2.520	3.340	1.052	2.173
Mg	3.122	1.251	2.547	1.804	1.882	1.142	3.407	2.281
Fe/(Fe + Mg)	0.28	0.71	0.42	0.60	0.57	0.75	0.24	0.49

Примечания. Обр. 336-39.5 – прослой пирротина в филлите, обр. 4446-25.3 – прослой пирита в филлите, обр. 4446-50.5 – пирит-пирротинный прослой в филлите, ГВ-76 – пирротин-пиритовый прослой в филлите.

В рудоносной толще на северном фланге месторождения (обр. 1020-171 и 1020-215) вариации состава хлорита незначительны, но очень ярко проявлено изменение состава карбоната от доломита $Ca_{1.02}Mg_{0.90}Fe_{0.06}Mn_{0.02}(CO_3)_2$ до высокожелезистого анкерита $Ca_{1.01}Fe_{0.69}Mg_{0.28}Mn_{0.02}(CO_3)_2$ (фиг. 8д).

Таким образом, в целом для северного крыла Каменской антиклинали в стратиграфическом диапазоне рудоносной толщи характерно замещение хлоритов и реже карбонатов более железистыми разновидностями. Учитывая, что реликты ильменита в этих отложениях не обнаружены, для этого необходим иной источник железа.

В южном крутом крыле антиклинали (верхняя руч. Каменного), где изученные отложения отвечают верхней части рудоносной толщи, широко проявлено замещение пирротина пиритом, а также пластинок хлорита и порфириобластов магнезисидерита более железистыми разновидностями. Например, состав магнезисидерита в обр. 5024-23.4 (фиг. 8е) изменяется от $Mg_{0.56}Fe_{0.43}Ca_{1.01}CO_3$ (Sd-1) до $Fe_{0.76}Mg_{0.23}Ca_{1.01}CO_3$ (Sd-2). В этих породах присутствуют псевдоморфозы рутила по ильмениту, поэтому могла реализоваться реакция (1).

Сравнение состава хлоритов по всему изученному разрезу показывает (табл. 3), что железистость первичного хлорита (Chl-1) в рудоносной толще месторождения обычно существенно меньше железистости хлоритов в ильменитосодержащих окружающих породах, и, напротив, железистость Chl-2 часто заметно больше, чем в окружающих породах. Сходные, но менее отчетливые

закономерности наблюдаются и в составе карбонатов.

Пирит-пирротинные прослои в небольшом количестве содержат халькопирит, арсенопирит, сфалерит (содержащий 5.1–6.4 ат. % Fe), галенит и самородное золото, изредка отмечаются пентландит и аргентопентландит. Для арсенопирита характерны идиоморфные кристаллы размером до 0.8 мм, остальные минералы образуют мелкие ксеноморфные выделения в пирротине и пирите. До 20% объема сульфидных прослоев составляют кварц, серицит, карбонаты и хлорит, изредка в пиритовых прослоях отмечаются мелкие зерна калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы: рутил, турмалин, апатит, циркон, монацит, алланит, TR карбонат, ксенотим, торит.

Самородное золото присутствует в пирротинных, пирит-пирротинных и пиритовых прослоях (фиг. 9). В пирротинных прослоях золото находится среди полигональных его зерен, встречается в сростании с пиритом и халькопиритом; в золоте отмечены включения пирротина. В пиритовых прослоях золото образует единичные выделения, рассеянные и кучные скопления, встречается в сростании с пирротинном, арсенопиритом и сфалеритом, присутствует также в тонких прожилках и мелких гнездах кварц-сидерит-кальцитового состава.

В составе самородного золота присутствуют только Au и Ag, другие элементы надежно не установлены. Наиболее распространены относительно высокопробные (714–828‰) золотины, заключенные в пирротине и пирите. Размер золотинок от мельчайших до 0.5 мм, изредка до 3 мм, строение их однородное с незначительными ко-

Таблица 3. Минеральные преобразования в породах хомолхинской свиты

Образец	Сульфиды	Хлориты	Карбонаты	Оксиды Ti
Северный фланг месторождения				
1022-6 (hm_3)	Po	Chl ₅₀₋₅₃	Sd ₅₃ → Sd ₆₀	Ilm → Rt
1020-135 (hm_2^1)	Po	Chl ₄₆₋₄₉	Ank ₃₁ → Ank ₃₈	Ilm → Rt
1020-171 (hm_1^1)	Po	Chl ₄₈₋₄₉	Ank ₃₁₋₃₃	Ilm → Rt
1020-180 (hm_1^1)	Po; Py	Chl ₄₄	Cal	Rt
1020-215 (hm_1^1)	Po; Py	—	Dol ₆ → Ank ₇₁ ; Cal	Rt
Месторождение Голец Высочайший (hm_1^1)				
2296-31.6	Po → Py-Po	Chl ₄₃ ; Chl ₅₂ → Chl ₅₉	Cal; Sd	Rt
2296-42	Po → Py	Chl ₂₇ → Chl ₅₂	—	Rt
336a-7.6	Po	Chl ₃₀ → Chl ₄₂	Ank ₁₉ → Ank ₃₀ ; Cal	Rt
336a-39.5	Po	Chl ₂₈ → Chl ₇₁	Cal; Sd	Rt
336a-52.2a	Po	Chl ₂₇ → Chl ₅₇	—	Rt
336a-52.26	Po → Py	Chl ₁₅ → Chl ₄₇	Ank ₁₄ → Ank ₂₈ ; Dol ₉ ; Cal	Rt
4446-25.3	Po → Po-Py	Chl ₄₀ → Chl ₆₄	Ank ₂₇ ; Sd	Rt
4446-50.5	Po → Py-Po	Chl ₄₇ → Chl ₇₅	Ank ₁₉₋₂₃ ; Cal	Rt
ГВ-5	Py-Po → Py	Chl ₂₁ → Chl ₅₄	Cal; Sd	Rt
ГВ-6	Po → Py-Po	Chl ₂₁ → Chl ₆₂	Ank ₁₃ → Ank ₃₁ ; Sd	Rt
ГВ-7a	Po	Chl ₃₁ → Chl ₄₉	—	Rt
ГВ-76	Po → Po-Py	Chl ₂₄ → Chl ₅₅	—	Rt
ГВ-20	Po	Chl ₂₆ → Chl ₅₈	Sd	Rt
Верховья руч. Каменного (hm_1^1)				
2033-7	Py	Chl ₄₃ → Chl ₅₄	—	Rt
5023-62	Po → Py	Chl ₅₀ → Chl ₆₃	Sd ₅₄₋₅₅ ; Ank ₄₀₋₄₃	Ilm → Rt
5024-23.4	Po → Py	—	Sd ₄₄ → Sd ₇₆ ; Ank ₃₂	Ilm → Rt
5024-23.7	Po → Py	—	Sd ₄₇ → Sd ₇₁	Ilm → Rt

Примечания. hm_3 , hm_1 — отложения верхней и нижней подсвит хомолхинской свиты; Po — пирротин, Py — пирит, Chl — хлорит, Sd — сидерит, Ank — анкерит, Dol — доломит, Cal — кальцит, Ilm — ильменит, Rt — рутил. Состав хлоритов и карбонатов выражен в форме 100 Fe/(Fe + Mg) ат.

лебаниями состава. Мелкие золотишки размером 10–30 мкм демонстрируют значительный разброс пробности (622–856‰) в пределах одного образца.

Особую разновидность представляет малораспространенное низкопробное золото 404–488‰ (электрум), образующее в кристаллах арсенопирита микропрожилки толщиной 3–5 мкм совместно с халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

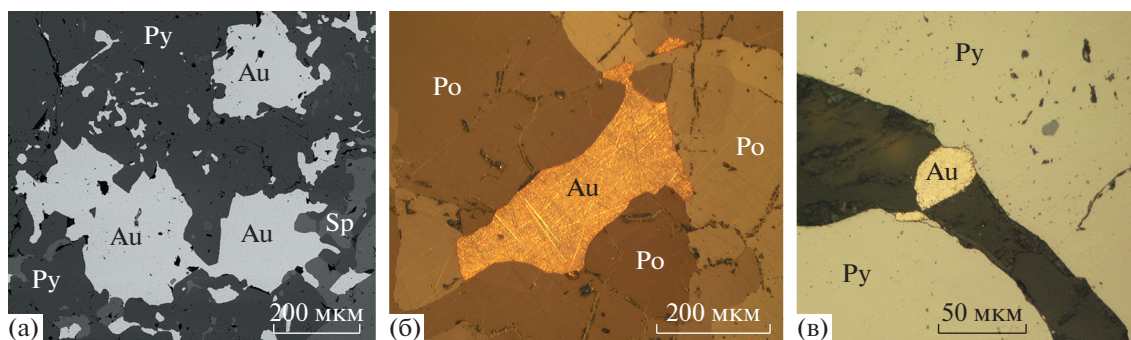
ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Флюидные включения изучены в мелкокристаллическом кварце сульфидных прослоев и в пирротин-кварцевом прожилке (Сокерина и др.,

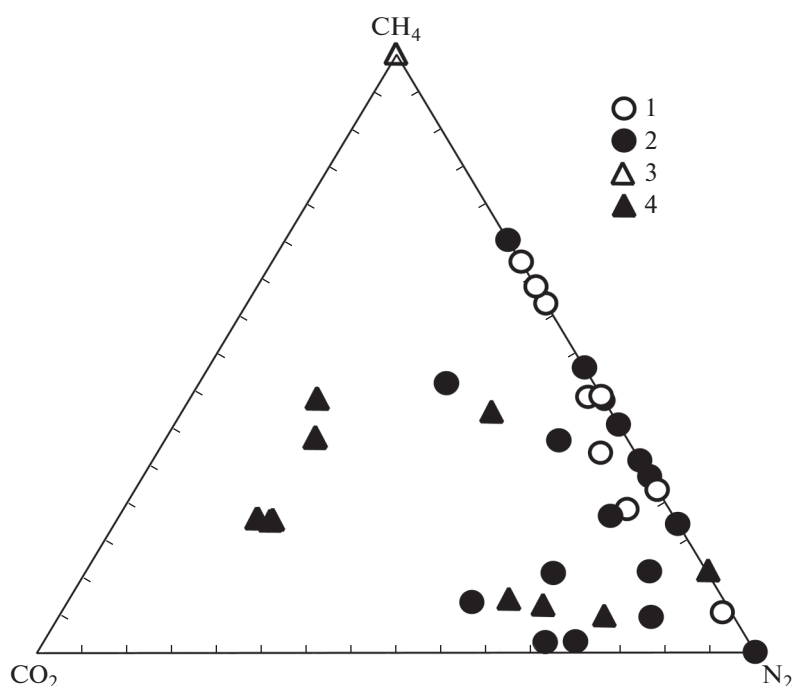
2016). В настоящей работе приведены опубликованные данные с дополнениями.

Основное внимание уделено изучению флюидных включений в кварце сульфидных линзовидных прослоев, в которых, как указывалось, сосредоточена основная масса золота. Содержание кварца в сульфидных обособлениях составляет 5–20%, иногда кварц сопровождается небольшим количеством карбонатов. Кварц образует тонкие (0.3–1.5 мм) каймы вокруг сульфидных прослоев, прожилки и неправильной формы выделения в сульфидном агрегате.

В кварце сульфидных прослоев распространены двухфазовые (водно-солевой раствор + газ) и однофазовые газовые включения. Гомогенизация



Фиг. 9. Золото в рудах месторождения Голец Высочайший. а – золото в пирите, аншл. ГВ-12; б – золото в пирротине (николи полускрещены), аншл. ГВ-20; в – золото в кварц-карбонатном прожилке в пирите, аншл. ГВ-5. а – изображение в обратно-рассеянных электронах, б и в – в отраженном свете. Au – самородное золото, Py – пирит, Po – пирротин, Sp – сфалерит.



Фиг. 10. Состав газовой составляющей флюидов (мольные отношения) во включениях: 1–2 – в кварце послойных сульфидных обособлений: 1 – однофазовых газовых, 2 – двухфазовых; 3–4 – в пирротин-кварцевом прожилке: 3 – однофазовых газовых, 4 – двухфазовых.

двухфазовых включений происходит в жидкую фазу при температуре 232–415°C (36 определений), реже – в газовую фазу при температуре 399–473°C (5 определений). Температура эвтектики растворов во включениях заключена в интервале от –22 до –38°C, что, вероятно, свидетельствует о присутствии в составе водной фазы хлорида натрия и хлорида магния. Соленость растворов 7–12 мас. %-экв. NaCl. В составе газов (фиг. 10) преобладают азот и метан, в подчиненном количестве присутствует углекислый газ, причем однофазовые газовые включения отлича-

ются незначительным содержанием CO₂ или его отсутствием. В некоторых включениях отмечают примеси этана и пропана. Среди газовых встречаются высокоплотные включения с гомогенизацией при температурах от –92 до –130°C (16 определений).

Флюидные включения в крупнокристаллическом кварце пирротин-кварцевго прожилка отличаются более высоким содержанием углекислоты. Гомогенизация двухфазовых включений происходит в газовую фазу при температуре 400–507°C (7 определений), реже в жидкую в фазу при

Таблица 4. Изотопный состав серы сульфидов

Образец	Характеристика образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
ГВ-20	Пирротиновый золотосодержащий прослой с метакристаллами пирита	Пирротин	6.0
		Пирит	6.7
2126-2	Пирротиновый прослой с метакристаллами пирита (фиг. 5б)	Пирротин	4.6
		Пирит	6.1
ГВ-1	Пиритовый золотосодержащий прослой	Пирит	6.8
ГВ-5	Пиритовый золотосодержащий прослой	Пирит	6.3
ГВ-12	Пиритовый золотосодержащий прослой (фиг. 5г)	Пирит	6.6
2124-2	Пиритовый прослой	Пирит	6.7
ГВ-2	Кристаллы пирита в прослое алевролита (фиг. 5в)	Пирит	6.9
ГВ-10	Пирротин в кварцевом прожилке	Пирротин	7.0

температуре 385–400°C. Температура эвтектики растворов во включениях -26.5 ± 0.5 , что, вероятно, свидетельствует о присутствии в составе водной фазы хлоридов натрия и магния. Соленость растворов 11–13 мас. %-экв. NaCl. В составе газов присутствуют азот, метан и углекислый газ, в отдельных включениях отмечаются примеси этана, водорода и сероводорода. В ряде двухфазных включений при охлаждении до $-37...-47^\circ\text{C}$ появляется жидкая углекислота, переходящая в твердое состояние при температуре около -75°C . При нагревании таких включений гомогенизация не достигается, при температуре около 270°C происходит их разрушение.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ

Анализировались пирит и пирротин в пирит-пирротиновых и пиритовых прослоях толщиной 1–2 см (в том числе содержащие самородное золото), а также кристаллы пирита в прослое алевролита и пирротин в кварцевом прожилке. Изотопный состав серы сульфидов в рудоносной толще месторождения заключен в диапазоне значений $\delta^{34}\text{S}$ от +4.6 до +7.0‰ (табл. 4).

Полученные данные находятся в полном согласии с результатами исследований С.Г. Кряжева и др. (2009), согласно которым величина $\delta^{34}\text{S}$ пирита на месторождении Голец Высочайший составляет от +4.5 до +7.9‰, пирротин имеет аналогичные характеристики (Русинов и др., 2008).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерными компонентами терригенных пород хомолхинской свиты являются выделения сульфидов, литолого-стратиграфическая приуроченность которых к отложениям нижней и верхней подсвит (фиг. 2), а также послойный характер

их распределения свидетельствуют о первично-осадочном происхождении основной части сульфидной минерализации. К нижней части свиты с наиболее высоким содержанием пирит-пирротиновых линзовидных прослоев приурочено золоторудное месторождение Голец Высочайший. В рудоносной толще отмечено уменьшение содержания серы и органического углерода вверх по разрезу, отражающее характер их отложения.

Предполагается гидротермально-осадочный механизм формирования сульфидных отложений месторождения, который С.Г. Кряжев объясняет наличием изотопно-геохимической зональности: гомогенным составом серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S}$ от +4.5 до +7.9‰) в рудоносной толще с увеличением значения $\delta^{34}\text{S}$ до +10...+13‰ в перекрывающих отложениях (Кряжев, 2017₂). Наши данные подтверждают изотопный состав серы рудоносных отложений ($\delta^{34}\text{S}$ от +4.6 до +7.0‰).

Осадочно-диагенетические сульфиды нами не выявлены; все породы, в том числе сульфидсодержащие и сульфидные прослои, перекристаллизованы, первичная золотоносность сульфидсодержащих осадков предполагается по аналогии с месторождениями Сухой Лог и Вернинское (Large et al., 2007; Кряжев 2017₁).

Распределение Au, Ag и As в сульфидсодержащей толще месторождения Голец Высочайший имеет субпластовый характер с элементами ярусного строения, наиболее отчетливо проявленными в западной части месторождения, отражающими, видимо, их накопление в осадочном процессе. Эти элементы составляют единый геохимический комплекс, присущий только месторождению, на расстоянии 5–8 км от него сульфидсодержащие отложения хомолхинской свиты, по данным ЗАО “Голд Минералс”, содержат только кларковые содержания Au, Ag и As.

При региональных динамотермальных преобразованиях происходило формирование современной структуры месторождения. Породы смяты в складки совместно с заключенными в них сульфидсодержащими прослоями. При метаморфизме происходила перекристаллизация пород и перемещение сульфидного вещества при сохранении его послойного распределения.

Выделяются две последовательные стадии гидротермально-метаморфических преобразований пород. На первой стадии, соответствующей линейной складчатости, формируется кливаж пород, вызванный перекристаллизацией слоистых минералов и их ориентацией параллельно осевой поверхности складок. Перекристаллизация сульфидов сопровождалась консолидацией пирротиновых и пиритовых линзовидных прослоев с образованием вокруг них кварц-рутиловых оболочек. Эта стадия характеризуется устойчивостью ильменита и пирротина в преобладающей части отложений хомолхинской свиты и парагенезисом рутил-пирротин-пирит в отложениях рудоносной толщи. В ильменитсодержащих отложениях величина $Fe/(Fe + Mg)$ в хлорите составляет 0.46–0.53, а в рудоносной толще в Chl-1, если учитывать минимальные значения, отражающие раннюю стадию процесса, составляет 0.15–0.47 (табл. 3), что соответствует равновесным соотношениям между ильменитом и пирротинном, а также между пиритом и пирротинном (Bryndzia, Scott, 1987).

При последующих метаморфических преобразованиях, не сопровождавшихся значительными деформациями, происходили следующие процессы: идиобластический рост пирита в виде метакристаллов и их агрегатных послойных скоплений, в которых хорошо просматриваются реликты ранее рассланцованных пород, замещение пирротина пиритом, ильменита рутилом и изменение состава хлоритов и карбонатов. Замещение ильменита рутилом сопровождалось увеличением железистости карбонатов, что описывается реакцией (1).

Для рудоносной толщи наиболее характерными являются замещение пирротина пиритом и увеличение железистости хлорита. Возрастные соотношения между этими минеральными преобразованиями надежно не установлены. Возможны два варианта последовательности событий.

В первом из них вначале происходило изменение состава хлорита, видимо, при завершении первой стадии метаморфических преобразований, для чего необходим дополнительный источник железа, после чего следовало замещение пирротина пиритом, связанное с привносом серы. Источниками железа могли быть Fe-карбонат, замещаемый менее железистым минералом, или ильменит. Наличие Fe-карбоната имеющиеся данные не противоречат, а вот ильменита точно

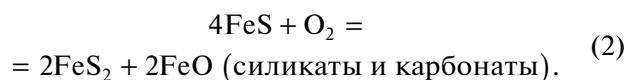
не было, от него остаются хорошо заметные псевдоморфозы рутила, которые в рудоносной толще не выявлены.

Во втором варианте изменение состава хлорита взаимосвязано с замещением пирротина пиритом, для чего дополнительного привноса серы не требуется, а источником железа является сам пирротин.

Замещение пирротина пиритом обусловлено возрастанием фугитивности кислорода или увеличением валовой концентрации серы в растворе (Колонин, Птицын, 1974; Иванов и др., 2004). Для анализа изменений состава хлорита в равновесии с пиритом прямое использование диаграммы (Bryndzia, Scott, 1987), выраженной в координатах фугитивности серы и кислорода, крайне затруднительно. Такие диаграммы в целом плохо описывают процессы в гидротермальных системах (Колонин, Птицын, 1974), в частности, не отражают зависимости равновесия пирит–пирротин от фугитивности кислорода. Сопоставление диаграмм, приведенных в работах (Bryndzia, Scott, 1987) и (Иванов и др., 2004), показывает, что увеличение железистости хлорита по линии равновесия пирит–пирротин возможно при снижении валовой концентрации серы в растворе и увеличении фугитивности кислорода.

В первом варианте последовательности минеральных преобразований изменение состава хлорита происходило при снижении валовой концентрации серы в растворе и увеличении фугитивности кислорода, которое затем сменилось условиями замещения пирротина пиритом, приведенными выше, причем увеличение валовой концентрации серы в растворе должно приводить к снижению железистости хлорита, чего не наблюдается.

Реализация второго варианта, при котором изменение состава хлорита взаимосвязано с замещением пирротина пиритом, определяется только условиями увеличения железистости хлорита – возрастанием фугитивности кислорода при снижении валовой концентрации серы в растворе. Этот процесс описывается схематической реакцией (2), в которой дополнительно учитывается наблюдаемое повышение железистости карбонатов:



Очевидно, что перераспределение серы и железа между минеральными фазами в рудоносной толще по реакции (2) более точно отражает характер наблюдаемых минеральных преобразований (табл. 3).

Замещение пирротина пиритом проявлено неравномерно, часто пиритовые и пирротиновые прослои чередуются между собой, что вызвано неполным достижением равновесия во всем объ-

еме терригенных пород, значительными локальными вариациями фугитивности кислорода и различной проницаемостью пород. Рост метакристаллов пирита, как и увеличение толщины пиритовых прослоев, в целом связаны с метаморфической собирательной перекристаллизацией пирротиновой и пиритовой вкрапленности из окружающей породы в условиях повышения фугитивности кислорода, что приводило к преобразованию некоторой части пирротина в пирит.

Золото участвовало в процессе метаморфических преобразований совместно со всей сульфидсодержащей толщей осадочных пород. Распределение золота в сульфидных прослоях крайне неравномерное, во многих из них золото не обнаружено, в других наблюдаются скопления самородного золота в пирите и пирротине, а также выделения в кварц-карбонатных обособлениях в сульфидных прослоях, размер золотинок достигает 3 мм. Эти наблюдения указывают на миграцию и укрупнение золота при метаморфизме пород, но масштабы и направление его перемещения остаются неизвестными. Вполне возможно, что контуры рудной залежи в общих чертах отражают первичное распределение золота в осадочных породах.

Температура гидротермально-метаморфических преобразований по данным гомогенизации флюидных включений в кварце послонных сульфидных обособлений и в пирротин-кварцевом прожилке составляет 230–510°C, что несколько превышает значения 230–370°C, приводимые В.Л. Русиновым и др. (2008) и С.Г. Кряжевым и др. (2009) для флюидных включений в кварцевых жилах.

В состав флюидов входят водный раствор солей, азот, метан и углекислота. В послонных сульфидных обособлениях присутствуют безводные включения метан-азотного состава (CO_2/CH_4 не превышает 0.3), а также водосодержащие включения, состав газов в которых изменяется от метан-азотного до метан-углекислотно-азотного со значительной долей (до 20–35 мол. %) углекислого газа. Отношение CO_2/CH_4 в таких флюидах достигает 17. В водосодержащих включениях в пирротин-кварцевом прожилке значительна доля (16–57 мол. %) углекислоты в составе газовой фазы, отношение CO_2/CH_4 во флюиде заключено в интервале 0.4–3.4. Таким образом, установлены две разновидности флюида, участвующие в процессе гидротермально-метаморфических преобразований — метан-азотный (метан-азотно-водный) и углекислотно-водный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История образования и преобразования месторождения Голец Высочайший представляется следующим образом. Ведущим процессом в его

формировании являлось сингенетичное накопление сульфидов и золота в углеродсодержащих осадках рифейского возраста в результате деятельности субмаринных гидротермальных источников. В результате метаморфических преобразований породы хомолхинской свиты были деформированы и перекристаллизованы совместно с заключенными в них сульфидными и сульфидсодержащими прослоями. При метаморфических преобразованиях происходила собирательная перекристаллизация сульфидов и миграция золота, не сопровождавшаяся, как установлено, образованием околорудных метасоматитов. Минеральные преобразования в отложениях хомолхинской свиты (замещение ильменита рутилом, пирротина пиритом, увеличение железистости хлоритов и карбонатов), часть которых выявлена при проведенных исследованиях, в целом регулировались фугитивностью кислорода и углекислого газа, а также валовой концентрацией серы в растворе. В рудоносной толще важную роль, по нашему мнению, играло перераспределение серы и железа между минеральными фазами, при котором поступление серы извне не требуется. Метаморфические процессы протекали в температурном интервале 230–510°C при участии окисленных углекислотно-водных флюидов (CO_2/CH_4 до 17) с соленостью 7–12 мас. %-экв. NaCl и восстановленных ($\text{CO}_2/\text{CH}_4 < 0.3$) метан-азотных флюидов с соленостью 11–13 мас. %-экв. NaCl.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны руководителям и сотрудникам ОАО “Высочайший” и ЗАО “Голд Минералс” за содействие в проведении исследований и полезный обмен геологической и аналитической информацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.
- Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
- Иванов А.И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 3–23.
- Иванов И.П., Шаповалов Ю.Б., Каширцева Г.А. Термодинамический анализ парагенезисов минералов на основе системы $\text{Fe-S-O}_2\text{-H}_2\text{O}$ // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 283–297.

- Колонин Г.Р., Птицын А.Б.* Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 105 с.
- Кряжев С.Г.* Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 28–38.
- Кряжев С.Г.* Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Дисс. ... д-ра геол.-мин наук. М.: ЦНИГРИ, 2017₂.
- Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А.* Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1108–1117.
- Онищенко С.А.* Метакристаллы пирита в рудах месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: Матер. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 302–304.
- Онищенко С. А.* Ильменит и рутил в отложениях хомолхинской свиты (Хомолхинский рудный узел, Ленский золотоносный район) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2013): Матер. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 105–109.
- Онищенко С. А.* Метаморфогенные стяжения пирита в отложениях хомолхинской свиты (Бодайбинский золотоносный район, Иркутская область) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018): Матер. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 195–196.
- Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1975. 751 с.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Шегольков Ю.В., Альшеева Э.И., Борисовский С.Е.* Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.
- Сокерина Н.В., Онищенко С.А., Исаенко С.И.* Флюидный режим формирования золоторудного месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. № 7. С. 3–9.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов В.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А.* Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U–Th–Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Bryndzia T.L., Scott S.D.* The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity: an experimental study // Amer. Jour. Sci. 1987. V. 287. № 1. P. 50–76.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F. et al.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V.* A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // Econ. Geol. 2011. V. 106. P. 331–358.