

**СТРУКТУРЫ, МИНЕРАЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ
РУД ПОЛИГЕННОГО МАЛОТАРЫНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ
(СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

В.Ю. Фридовский^{1,3}, Г.Н. Гамянин^{2,1}, Л.И. Полуфунтикова³

¹ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр. Ленина 39, г. Якутск, 677980;
e-mail: 710933@list.ru

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонет-
ный пер. 35, стр. 1, г. Москва, 119017; e-mail: gagmen@mail.ru

³ФГАОУ ВПО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Амосова, ул. Белинского 58, г. Якутск,
677000; e-mail: pli07@list.ru

Поступила в редакцию 29 октября 2014 г.

На основании детального изучения строения рудных зон и деформационных структур вмещающих пород установлено многоэтапное тектоническое развитие Малотарынского рудного поля. Золото-кварцевое оруденение локализуется в межслоевых и продольно секущих надвигах, где жильно-прожилковые тела закономерно ориентированы относительно структур надвигового этапа деформаций. Наложенная на золото-кварцевое оруденение сурьмяная минерализация проявлена в тех же структурах и ассоциирует с жилами, образовавшимися в сдвиговый этап деформаций. Выявлен последовательный временной ряд типов оруденения: золото-висмутовый, малосульфидный золото-кварцевый, бертьерит-антимонитовый и серебро-сурьмяный. Приведены сведения по минеральным ассоциациям и типоморфным особенностям минералов. Изучен изотопный состав минералов, температурный режим и состав рудообразующего флюида. Установлено, что одни и те же минералы разных минеральных типов оруденения существенно различаются по своим типоморфным особенностям, что обусловлено разным составом и генезисом гидротермальных флюидов. Совмещение разных типов оруденения в пределах единых неоднократно активизированных, длительно проницаемых тектонических структур является важным признаком крупных месторождений.

***Ключевые слова:* структура, деформации, полигенное оруденение, минералогия, изотопный состав, температурный режим, флюид, Северо-Восток России.**

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы жильно-прожилковое и прожилково-вкрапленное золотое оруденение становится основным объектом поисковых и геологоразведочных работ на Северо-Востоке России [1, 8–10, 12, 17]. В Яно-Колымском золотоносном поясе к этому типу относятся Наталкинское, Павлик, Дrajное, Базовское, Малотарынское и другие месторождения, связанные с позднеюрскими–раннемеловыми орогенными событиями, тектоническими и плутоно-метаморфическими процессами, наиболее масштабно проявленными в зонах крупных протяженных разломов. В Тарынском рудном узле Верхне-Индигорской тектонической зоны наряду с гидротермально-метаморфогенной

малосульфидной золото-кварцевой минерализацией распространены золото-висмутовая, золото-сурьмяная и серебро-сурьмяная типы минерализации. Золото-висмутовая и малосульфидная золото-кварцевая типы минерализации формировались в связи с коллизивно-аккреционными процессами, а золото-сурьмяная и серебро-сурьмяная – с постаккреционными процессами, что обусловило широкое развитие разновозрастных деформаций и совмещение полихронной минерализации в пределах одних и тех же рудовмещающих структур. Тарынский рудный узел включает Дора-Пильское, Сана-Малтанское и Малотарынское рудные поля. В пределах рудных полей проявлена минерализация разных типов в различных сочетани-

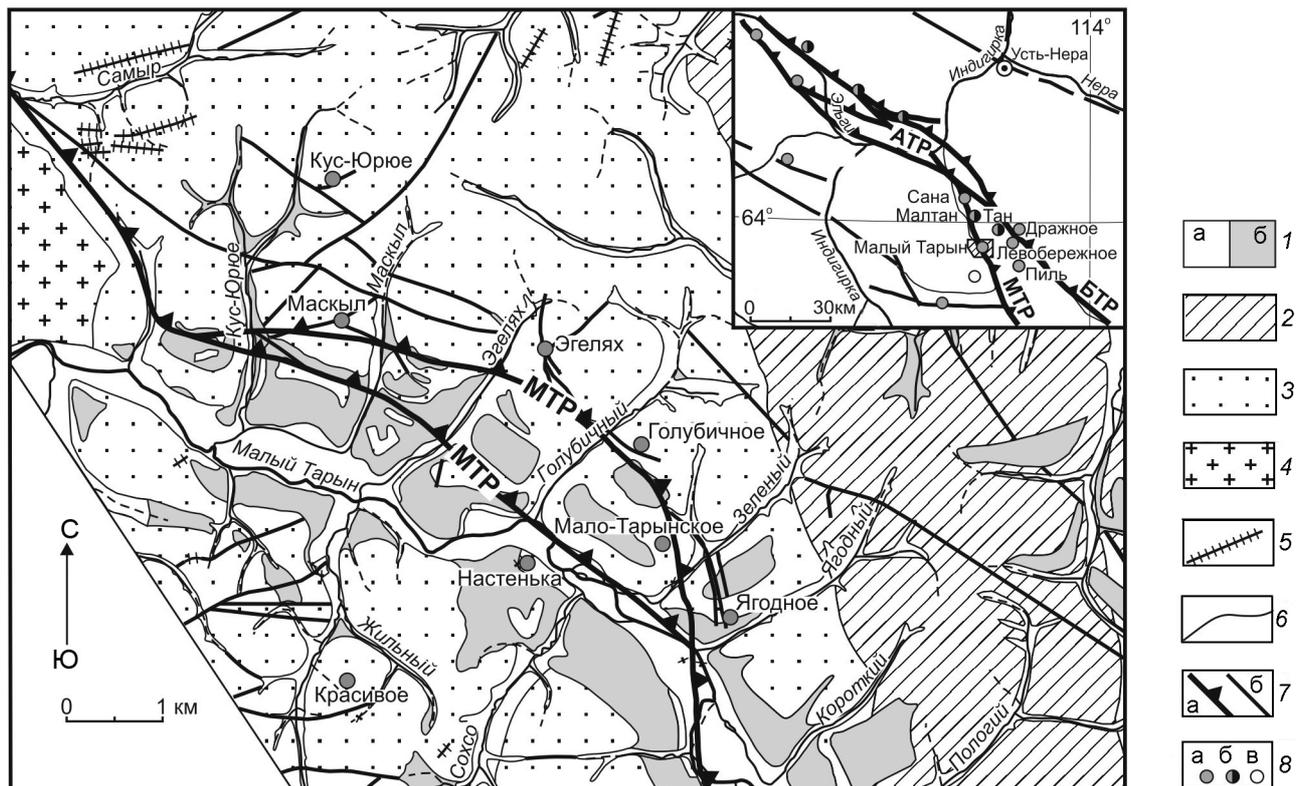


Рис. 1. Схема геологического строения Малотарынского рудного поля и прилегающих территорий (с использованием данных [1]).

1 – аллювиальные четвертичные отложения: а – голоценовые; б – верхнеплейстоценовые; 2 – нижнеюрские отложения J_1 ; 3 – верхнетриасовые отложения T_3 ; 4 – Курдатский гранитоидный массив; 5 – дайки диоритовых, андезитовых и базальтовых порфиритов; 6 – геологические границы; 7 – разломы: а – Малотарынский, б – прочие; 8 – месторождения и рудопроявления: а – золотые, б – золото-сурьмяные, в – серебряные. На врезке местоположение района работ. ATP – Адыча-Тарынский разлом, МТР – Малотарынский разлом, БТР – Большетарынский разлом.

ях и объемах. Так, наиболее широко на всех рудных полях и за их пределами распространена гидротермально-метаморфогенная кварц-хлорит-карбонатная минерализация. На Дора-Пильском рудном поле преобладают малосульфидная золото-кварцевая и серебро-сурьмяная минерализации [18]. Малосульфидная золото-кварцевая, золото-сурьмяная и серебро-сурьмяная минерализации установлены на Сана-Малтанском рудном поле [19, 21]. В Малотарынском рудном поле (МТРП) проявлены наиболее разнообразные по вещественному составу и возрасту золото-висмутовая, малосульфидная золото-кварцевая, бертьерит-антимонитовая и серебро-сурьмяная минерализации, совмещенные в неоднократно активизированных разломах [20]. Отмеченное позволяет на основании детального анализа строения рудных зон и деформационных структур вмещающих пород, а также изучения вещественного состава руд расшифровывать эволюцию тектонических структур и минерализации полигенного МТРП.

МТРП расположено на границе зоны хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового и Кулар-Нерского сланцевого поясов. Такое геоструктурное положение рудного поля обусловило неоднократное проявление в нем тектоно-магматической активизации, разновозрастного оруденения, часто совмещенного в длительно развивающихся тектонических зонах. МТРП размещено в юго-западном крыле Малотарынской синклинали и сложено терригенными отложениями верхнего триаса и нижней юры, представленными алевролитами, песчанистыми алевролитами, реже аргиллитами и песчаниками (рис. 1). Присутствие в непосредственной близости от МТРП гранодиорит-гранитных массивов (Самырский и Курдатский) отличает его от других рудных объектов Тарынского рудного узла и дает возможность изучения взаимоотношений разновозрастного оруденения, в т.ч. ассоциирующего с магматизмом. Ранее установлено, что формирование продуктивного золотого оруденения МТРП (130 ± 4 млн лет) [1, 2] произошло

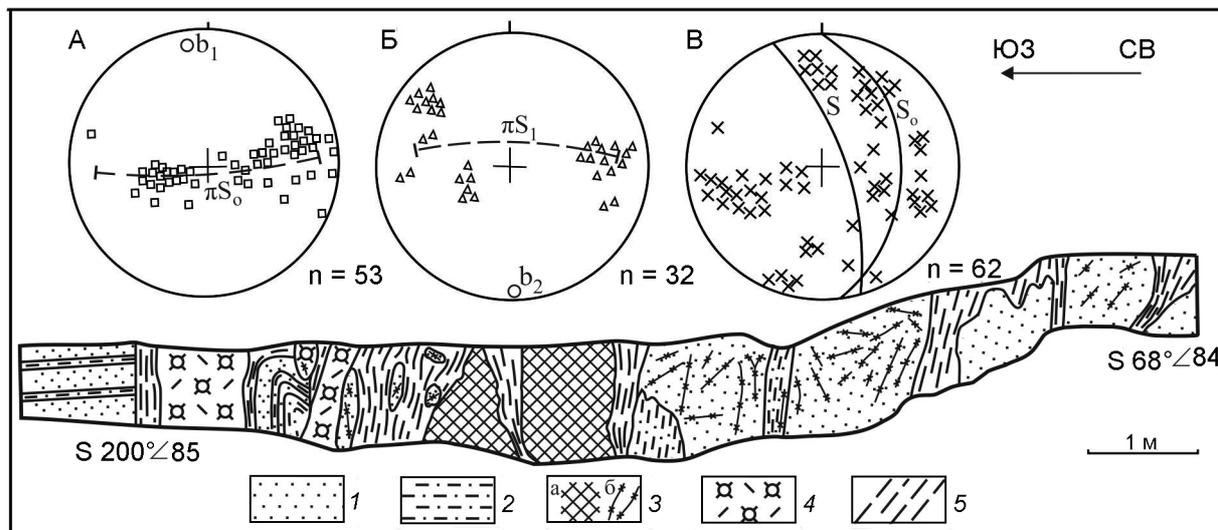


Рис. 2. Строение рудного тела, участок Зеленый.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – кварцевые: а – жилы, б – прожилки; 4 – дайка андезитовых порфиров; 5 – милониты. Диаграммы полюсов: А – слоистости S_0 ; Б – кливажа, В – кварцевых жил, S – положение разлома. Здесь и далее построения выполнены на верхней полусфере.

после становления гранитоидов Курдатского массива (141.2 млн лет) [16], который прорывает позднетриасовые терригенные породы. Нами из кварц-хлорит-карбонатных прожилков МТРП отобран серицит, возраст которого (Ar-Ar, А.В. Травин, ИГМ СО РАН) составляет 142.7 ± 1.4 млн лет. Прожилки не несут никакой рудной минерализации и могут быть отнесены к ранним гидротермально-метаморфогенным образованиям, рассеянным по площади.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ

Ведущей тектонической структурой МТРП является Малотарынская ветвь Адыча-Тарынского разлома. Она представлена совокупностью разломов, зон трещиноватости преобладающего северо-западного, реже субширотного и субмеридионального простирания (рис. 1). К северо-западу от МТРП Адыча-Тарынский разлом контролирует размещение золото-кварцевого и золото-сурьмяного оруденения Сана-Малтанского рудного поля. В крыльях Малотарынского разлома (МТР) простирание пород существенно различается. В северо-восточном крыле оно север-северо-западное и субмеридиональное, а в юго-западном – изменяется от северо-западного до северо-северо-восточного. В целом породы образуют региональный приразломный изгиб, характерный для левосторонних перемещений. По морфологии рудные тела МТРП представляют собой минерализованные зоны дробления (участки Зеленый, Голубичный, Эге-

лях), штокверкоподобные зоны и линзовидные тела (участки Ягодный, Кус-Юрюе).

Наиболее изученным является участок Зеленый. Он расположен в долине и водораздельной части одноименного ручья, в западном крыле Малотарынской синклинали, осложненной складками высоких порядков (рис. 1). Рудовмещающие структуры представлены зонами интенсивного смятия и дробления с жильно-прожилковым золото-кварцевым оруденением (рис. 2).

Зона имеет преимущественно соскладчатое простирание, изменяющееся от близмеридионального в южной части участка до северо-западного (330°). Проявлены структурные формы, связанные с активными межслоевыми движениями, синхронными ранним взбросо-надвиговым деформациям позднеюрского-раннемелового аккреционного этапа развития территории. На поверхностях слоистости S_0 наблюдаются борозды скольжения, ориентированные по падению пород, проявлены внутрислоевые рампы и будины песчаников среди алевролитов. Устанавливаются как симметричные и асимметричные, так и опрокинутые складки F_1 с близгоризонтальными шарнирами северо-северо-западной ориентировки. Полюса слоистости образуют пояс вдоль дуги большого круга, что характерно для цилиндрических складок (рис. 2 А). Со складками ассоциирует трещинный кливаж осевой поверхности, наиболее интенсивный в алевролитах и затухающий в грубозернистых разновидностях пород. В зонах разрывных нарушений кливаж деформиру-

ется в складки F_2 , в целом конформные F_1 (рис. 2 Б). Можно предполагать, что такие же деформации испытывала слоистость.

Статистический анализ залегания кварцевых жил и прожилков участка Зеленый показал, что их формирование тесно связано с надвиговыми движениями по межпластовым и продольно секущим разрывным нарушениям (рис. 2 В). По этой причине жилы и прожилки образуют системы, закономерно расположенные относительно отмеченных структурных элементов. Одна группа систем жил и прожилков независимо от их простирания перпендикулярна слоистости S_0 и рудоконтролирующему разлому S . Другая группа – в целом простирается в соответствии с S_0 и S , но жилы и прожилки падают под различными углами к востоку и западу.

Рудная зона сопровождается оперяющими разломами, один из которых трассируется в плотике руч. Зеленый. Разлом северо-восточного простирания, вероятно, сформировался в аккреционно-коллизийный этап развития структуры как поперечный рамп, в дальнейшем трансформировавшийся в сместитель с преимущественно вертикальным смещением. Кливаж в восточном крыле поперечного разлома испытывает подвороты, образующие складки с крутыми шарнирами, в которых наблюдаются птигматитовые кварц-карбонатные жилы.

На участке Голубичный (бассейн одноименного ручья) интенсивно развит кливаж близмеридионального простирания, с крутым наклоном поверхностей к югу-западу и востоку. Обычно он сквозной секущий, но в местах грубого переслаивания пород отмечается кливаж, согласный слоистости. Нередко кливаж образует линзующиеся формы с толщиной микролитонов до 1–2 см. Многоэтапные дислокации прослеживаются по деформациям кливажа, бороздам скольжения, брекчированию пород и другим структурным признакам. В плотике ручья вскрывается минерализованная зона дробления, пространственное положение которой изменяется от согласной до секущей слоистости под небольшим углом. Она протягивается в близмеридиональном направлении. По-видимому, зона является составляющей тылового надвига, проходящего в нижнем течении руч. Голубичный. Гидротермальные образования представлены кварц-карбонатными жилами, прожилками и штокверкоподобными зонами, главным образом, приуроченными к пластам песчаников. Полюса кварцевых жил и прожилков на стереографической проекции располагаются преимущественно вдоль слоистости.

В плотике руч. Кус-Юрюе (одноименного участка) контакты песчаников и алевролитов активизированы межслоевыми надвигами западной и юго-запад-

ной вергентности. Разломы значительной мощности в естественном залегании не вскрываются, однако их наличие можно предполагать по широкому развитию тектонитов. Простирание пород меняется от северо-западного до близмеридионального (Аз. пад. $50\text{--}90^\circ$, угол $46\text{--}61^\circ$) в соответствии со структурами регионального изгиба пород. В верховьях руч. Кюс-Юрюе развиты несколько систем разновозрастных жил. Ранние жилы межпластовые с характерной полосатой текстурой представляют гидротермально-метаморфогенную кварц-хлорит-карбонатную минерализацию. В переслаивающихся пачках песчаников и алевролитов под углом к залеганию пород распространены две системы разновозрастных кварц-карбонатных жил продуктивного этапа рудообразования. Первая система падает к западу и северо-западу, вторая к югу под умеренно крутыми углами. Обе системы перпендикулярны слоистости.

Таким образом, структурный анализ пространственного положения золото-кварцевых жил и прожилков показал их тесную связь с межслоевыми и кососекущими надвигами, залеганием пород. Золото-кварцевые жилы образуют системы, закономерно расположенные относительно структур надвигового этапа деформаций. По этой причине пространственное положение жил одной и той же системы на различных участках рудного поля может отличаться, но их взаимоотношения с рудоконтролирующими деформационными структурами сохраняются.

Наложены на золото-кварцевое оруденение деформации изучены в среднем течении руч. Эгелях (одноименного участка). Устанавливается близмеридиональное простирание пород и крутые восточные азимуты падения ($85\text{--}70^\circ$). На значительном расстоянии ручей течет вдоль простирания пород, и на участках, совпадающих с положением разрывного нарушения, образуется узкий каньон с близвертикальными бортами (рис. 3).

На всем протяжении участка Эгелях наблюдаются интенсивные неоднократные тектонические деформации, разнонаправленные борозды скольжения. В правом борту ручья картируется зона разлома мощностью до 0.5 м, сложенная окварцованными милонитами. Она залегает субсогласно породам лежащего крыла. Породы висячего крыла смяты в открытую складку F_4 с шарниром, круто погружающимся на северо-восток (Аз. погр. $25^\circ \angle 60$) (рис. 3 Б). Как правило, сдвиговые деформации развиваются в узких зонах в крыльях продольных разрывных нарушений. Необходимо обратить внимание также на то, что простирание пород в 1.0–1.5 м к востоку от зоны разлома сменяется на северо-западное – согласное Адыча-Таринскому разлому. Учитывая отмеченное, можно за-

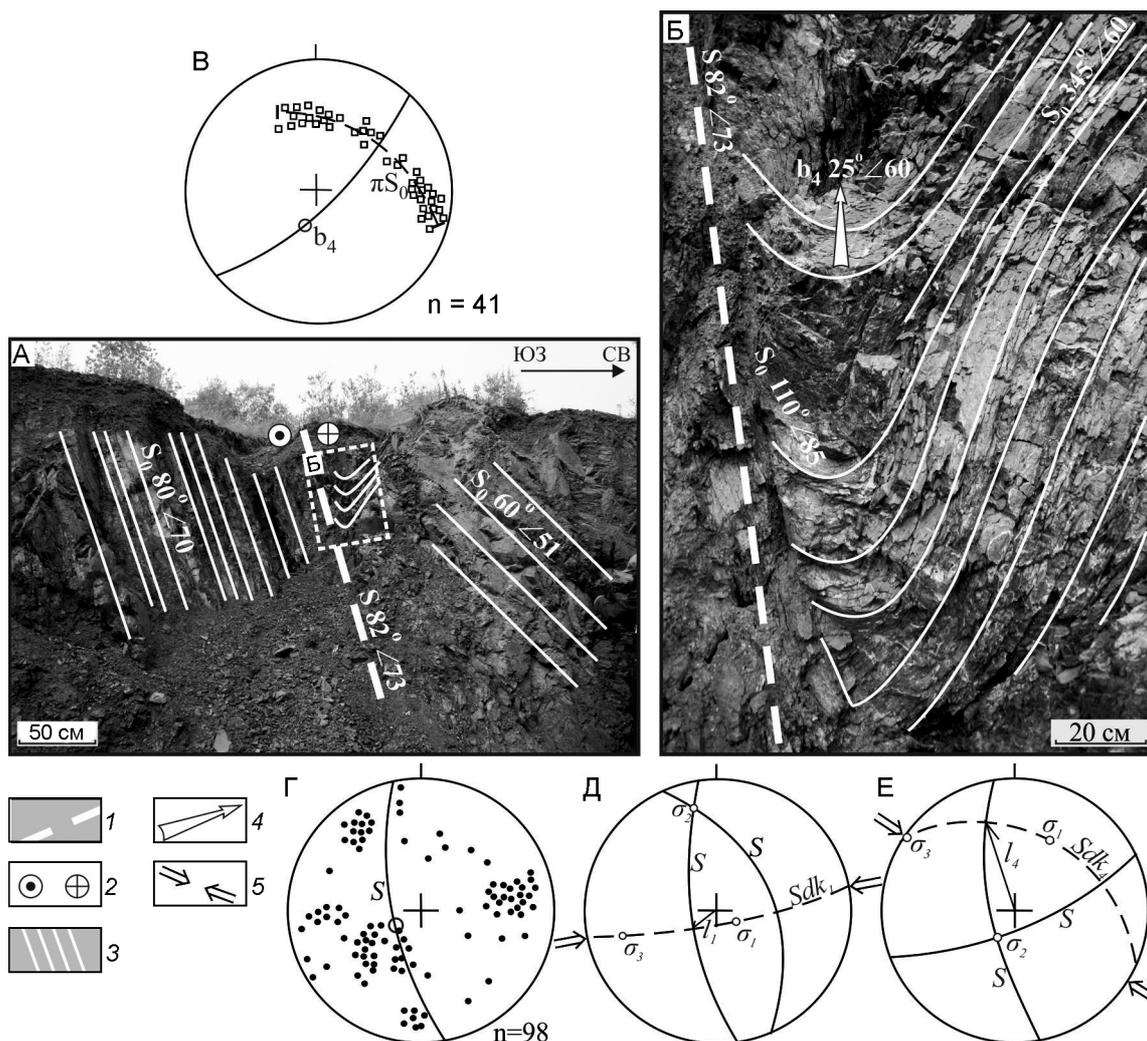


Рис. 3. Деформации пород в зоне близмеридионального разлома, среднее течение руч. Эгелях.

l – разлом S ; 2 – левосторонний сдвиг; 3 – слоистость S_0 ; 4 – шарнир складки b_4 ; 5 – направление сжатия. А – залегание пород в крыльях близмеридионального разлома; Б – приразломная складка F_4 ; В – полюса слоистости πS_0 складки F_4 (пунктирная линия) и положение осевой поверхности (сплошная линия), b_4 – шарнир складки F_4 ; Г – полюса трещин в крыльях близмеридионального разлома, незалитый круг – ось бугорчатости; Д–Е – реконструкция полей напряжений (σ_3 – ось сжатия, σ_1 – ось растяжения, σ_2 – промежуточная ось), Sdk_1 – динамокинематическая плоскость, первый этап деформаций D_1 , Sdk_4 – динамокинематическая плоскость, четвертый этап деформаций D_4 , l_1 , l_4 – расчетное направление смещения пород соответственно первого и четвертого этапов деформаций, S – положение сопряженных сколов.

ключить, что региональный изгиб пород, известный в МТРП, – шевронного типа и также связан с поздними региональными сдвиговыми движениями, которые проявляются широко распространенными горизонтальными бороздами скольжения на плоскостях слоистости пород, особенно разной компетентности.

Анализ трещинных структур участка Эгелях показал, что здесь развиты шесть систем трещин. Первая система трещин параллельна слоистости, близмеридиональному разлому и падает в том же направлении (рис. 3 Г). Вторая система трещин имеет пологое падение к востоку. Третья система трещин перпенди-

кулярна слоистости и круто падает на юг. Системы трещин северо-западного простирания, секущие по отношению к разлому, иногда смещают слоистость. Данные системы относятся к одному парагенезису, их образование связано с ранними складчато-надвиговыми дислокациями. Рассчитанное положение палеотектонических осей напряжений: σ_3 – $76^\circ \angle 20^\circ$; σ_1 – $305^\circ \angle 71^\circ$; σ_2 – $170^\circ \angle 14^\circ$ (рис. 3 Д). С поздними левосдвиговыми деформациями связано развитие системы трещин S северо-восточного простирания: σ_3 – $122^\circ \angle 3^\circ$; σ_1 – $205^\circ \angle 31^\circ$; σ_2 – $28^\circ \angle 68^\circ$ (рис. 3 Е). Важно обратить внимание на совпадение ориентиро-

вок замеренных и рассчитанных борозд скольжения (рис. 3 Г, Е).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Минералогические данные свидетельствуют о наличии на площади МТПП нескольких типов минерализации; 1 – золото-висмутовой; 2 – основной промышленной малосульфидной золото-кварцевой; 3 – бертьерит-антимонитовой; 4 – эпитермальной серебро-сурьмяной.

Золото-висмутовая минерализация представлена маломощными (2–4 см) ветвящимися субвертикальными прожилками в песчаниках. В прожилках выявлены кварц-мусковит-пирротин-Со-Ni-сульфоарсенидная (табл. 1, ан. 1–6) и висмут-сульфотеллуридная (табл. 1, ан. 12–16) минеральные ассоциации. Состав сульфоарсенидов никеля, кобальта и железа приведен в табл. 1 (ан. 1–3, 5–6). Установлено, что в арсенопирите практически отсутствуют примеси Со и Ni, в то время как их содержания в леллингите, данаите и герсдорфите до 10 % свойственны минералам подобных месторождений с малым эрозионным срезом [6]. Минералы данной ассоциации нередко содержат,

по результатам атомно-абсорбционного анализа, 50–150 г/т золота. Минералы висмута (табл. 1, ан. 12–16) представлены висмутином и минералами гомологических рядов тетрадимита, жозеита А и В, теллуrowисмутита [4].

Особенностью состава минералов висмута является присутствие в них Se и довольно значительные (до 2.5 %) примеси Pb (табл. 1, ан. 12–15), которые свойственны минералам золоторудных месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны. С минералами висмута ассоциируется свободное мелкое (0.01–0.1 мм) золото с широким диапазоном вариаций пробности 750–960 ‰.

Описанная золото-висмутовая минерализация имеет много общего с минерализацией известного золото-висмутового месторождения Эргелях, возраст которого, определенный по околожилльному серициту, составляет 114–125 млн лет [7].

Золото-кварцевая малосульфидная минерализация представлена кварцевыми жилами (m – 10–40 см, l – 50–100 м) и прожилками (m – 1–0 см, l – до 1 м) сложной морфологии, с резкими раздувами и пережимами по мощности.

Таблица 1. Состав рудных минералов Малотарынского рудного поля.

п/п	Минерал	Fe	As	Co	Ni	Sb	Bi	Ag	Pb	Zn	Cu	Te	Se	S	Total
1	Герсдорфит ¹	15.98	62.62	8.05	6.41	-	-	-	-	-	-	-	-	6.67	99.72
2	Ni-данаит ¹	19.27	58.42	6.84	5.31	-	-	-	-	-	-	-	-	9.85	99.69
3	Со-Ni-леллингит ¹	20.28	71.06	4.31	3.67	-	-	-	-	-	-	-	-	0.59	99.91
4	Пирротин ³	59.50	0.00	0.06	0.15	-	-	-	-	-	-	-	-	40.18	99.89
5	Арсенопирит ¹	33.70	46.32	0.10	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	19.07	99.18
6	Арсенопирит ¹	34.26	44.56	0.02	0.01	0.13	-	-	-	-	-	-	-	20.26	99.24
7	Арсенопирит ²	34.11	45.67	0.03	0.05	0.11	-	-	-	-	-	-	-	19.54	99.51
8	Арсенопирит ³	33.87	44.76	0.04	0.05	0	-	-	-	-	-	-	-	21.12	99.84
9	Арсенопирит ⁵	33.96	43.14	-	-	2.34	-	-	-	-	-	-	-	19.77	99.21
10	Пирит ²	46.55	0.56	0.05	0.05	0.07	-	-	-	-	-	-	-	53.87	101.15
11	Пирит ³	47.19	0.15	0.04	0.03	0.18	-	-	-	-	-	-	-	51.36	98.95
12	Висмутин ¹	-	-	-	-	0.27	79.88	0	0.63	-	-	0.34	0.29	18.32	99.73
13	Тетрадимит ¹	-	-	-	-	0.2	63.24	0	2.43	-	-	27.51	0.59	5.64	99.50
14	Жозеит А ¹	-	-	-	-	0.24	77.17	0	1.54	-	-	12.84	0.44	8.00	99.68
15	Жозеит В ¹	-	-	-	-	0.24	71.94	0	0.89	-	-	22.51	0.43	4.22	99.47
16	Теллуrowисмутит ¹	-	-	-	-	0.25	74.24	0	2.34	-	-	22.49	-	-	99.43
17	Сфалерит ³	8.50	-	-	-	-	-	-	-	58.34	0.19	-	-	33.66	100.68
18	Галенит ³	0	-	-	-	-	-	0.23	86.63	-	-	-	-	12.59	99.45
19	Тетраэдрит ³	3.39	-	-	-	29.54	-	-	-	4.55	36.12	-	-	25.07	98.67
20	Фрейбергит ⁵	5.62	-	-	-	27.07	-	15.87	-	2.21	25.04	-	-	22.98	98.79
21	Менегинит ³	-	-	-	-	21.36	-	-	60.67	-	-	-	-	17.59	99.62
22	Буланжерит ³	-	-	-	-	25.07	-	-	55.24	-	-	-	-	17.59	99.62
23	Бертьерит ⁴	12.94	-	-	-	56.94	-	-	0.13	-	-	-	-	29.08	99.09
24	Антимонит ⁴	0	-	-	-	72.01	-	-	-	-	-	-	-	27.93	98.94

Примечание. 1 – из золото-висмутовых жил; 2–3 – из золоторудных метасоматитов (2) и жил (3); 4 – из бертьерит-антимонитовых жил; 5 – из жил криптозернистого кварца. Прочерк – элемент отсутствует. Анализ выполнен в Институте геологии алмаза и благородных металлов на приборе JEOL JSM-6480LV. Аналитик Лескова Н.В. Содержания – в мас. %.

Минеральный состав рудных тел довольно однообразен: кварц – 85–95 %, карбонат (анкерит) – 5–15 %, рудные минералы – около 1–2 %. Выделяется ряд минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга без признаков пересечения, коррозии и замещения.

Пирит-арсенопирит-кварцевая метасоматическая ассоциация около простых жил слагает призальбандовые зоны околосильных метасоматитов шириной до 50 см. В пределах 1–5 см от зальбандов содержание SiO_2 достигает 90 %, а на расстоянии 40 см снижается до 75 %. Зоны метасоматитов содержат неравномерную вкрапленность кубических метакристаллов пирита и тонкопризматических – арсенопирита.

В метасоматитах пирит повсеместно преобладает над арсенопиритом. Насыщенность первого может локально достигать 10–20 %, тогда как на долю арсенопирита приходится не более 3 %. Арсенопирит, как правило, тяготеет непосредственно к призальбандовым участкам (2–5 см) метасоматитов. В составе метапирита МТРП As либо отсутствует, либо его количество незначительно (0.2–0.7 %). Метасоматический арсенопирит МТРП относится к низкосернистым (табл. 1, ан. 7), что характерно для подавляющего большинства малосульфидных золото-кварцевых месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны [4]. Содержание золота в метапирите составляет 7–12 г/т (табл. 2), Ag (1–16 г/т), Co (80–270 г/т) и Cu (30–720 г/т). Золотоносность арсенопирита – 6–8 г/т (табл. 2). Содержание Ag находится в тех же пределах, что и Au. В небольших количествах (до 100 г/т) в метасоматических сульфидах присутствуют Pb и Zn. Несколько выше (до 1000 г/т) содержание Sb, количество которого в арсенопирите среди антимонит-бертьеритовых руд поднимается до 1 %.

Пирит-арсенопирит-кварцевая жильная ассоциация слагает основу рудных тел. Типоморфные признаки кварца следующие: двухпиковая термолюминесценция; средняя степень кристаллического совершенства (50–60 %); низкое содержание Li_2O (5–12 г/т); объем элементарной ячейки – 112.990–112.998 Å³. Пирит и арсенопирит являются сокварцевыми по

времени кристаллизации и наблюдаются в нем как в виде гнездовых обособлений (до 2–3 см), так и в виде рассеянных мелких идиоморфных (до 5 мм) или бесформенных зерен. Взаимоотношения пирита и арсенопирита характеризуются в целом как одновременные. Арсенопирит чаще, чем пирит, пространственно ассоциирует с самородным золотом, которое нередко по микротрещинам рассекает арсенопирит. Состав пирита нестехиометричен, с явным преобладанием Fe, что свидетельствует о дефиците S в рудообразующем флюиде (табл. 1, ан. 11). Из примесей в нем установлен As, содержания которого часто превышают 0.5 мас. %; в количестве сотых долей масс. % присутствуют Co, Ni и Bi. По данным рентгеноспектрального микроанализа, состав арсенопирита характеризуется некоторым преобладанием S над As, а из элементов-примесей установлены низкие концентрации (не более 0.2 мас. %) Co, Ni и Sb и изредка Sn, Ge и V. Такие особенности состава арсенопирита свойственны для месторождений полиметаллического подтипа малосульфидной золото-кварцевой формации [6]. В арсенопирите выявлены Co, Ni и Sb, концентрации которых не превышают 0.2 мас. %. Золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация отмечается спорадически. Ее основу составляют галенит (60–70 %) и сфалерит (25–30 %). Сульфиды этой ассоциации чаще всего встречаются в виде мелких рассеянных единичных зерен, приуроченных чаще всего к микропустотам в кварце, реже пространственно тяготеют к скоплениям пирита и арсенопирита. В участках, обогащенных золотом, практически всегда присутствуют единичные зерна сульфидов данной ассоциации. Наибольшим распространением пользуется сфалерит. Его состав приведен в табл. 1 (ан. 17). Темно-коричневый до черного цвет сфалерита обусловлен устойчивым содержанием Fe в пределах 8–10 %. В нем присутствует эмульсионная вкрапленность единичных зерен халькопирита. Сфалерит содержит примесь Cd до 0.3 %. Спектральным анализом постоянно выявляется Sn – 0.3–0.9 % и In – 0.02–0.4 %, что в целом для золоторудных месторождений Адыча-Тарынской зоны не свойственно. Галенит по составу практически стехио-

Таблица 2. Результаты атомно-абсорбционного анализа сульфидов из рудных тел Малотарынского рудного поля.

п/п	минерал	Ag	Au	Cu	Co
1	Пирит *	5,4; 7,2; 8,1	6,3; 8,9; 10,1	283; 337; 387	124; 138; 151
2	пирит **	7,5; 8,3; 12,6	117; 137; 154	41; 48; 62	82; 99; 117
3	пирит ***	49; 76	480; 605	274; 353	62; 77
4	арсенопирит *	5; 9	5,7; 10,2	43; 57	78; 90
5	арсенопирит **	16,3; 21; 32	195; 251; 364	44; 60; 75	114; 129; 154

Примечание. * – из метасоматитов; ** – из золотоносных жил; *** – из криптозернистого кварца. Анализ выполнен в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. Аналитик Санникова А.Н. Содержания – в г/т.

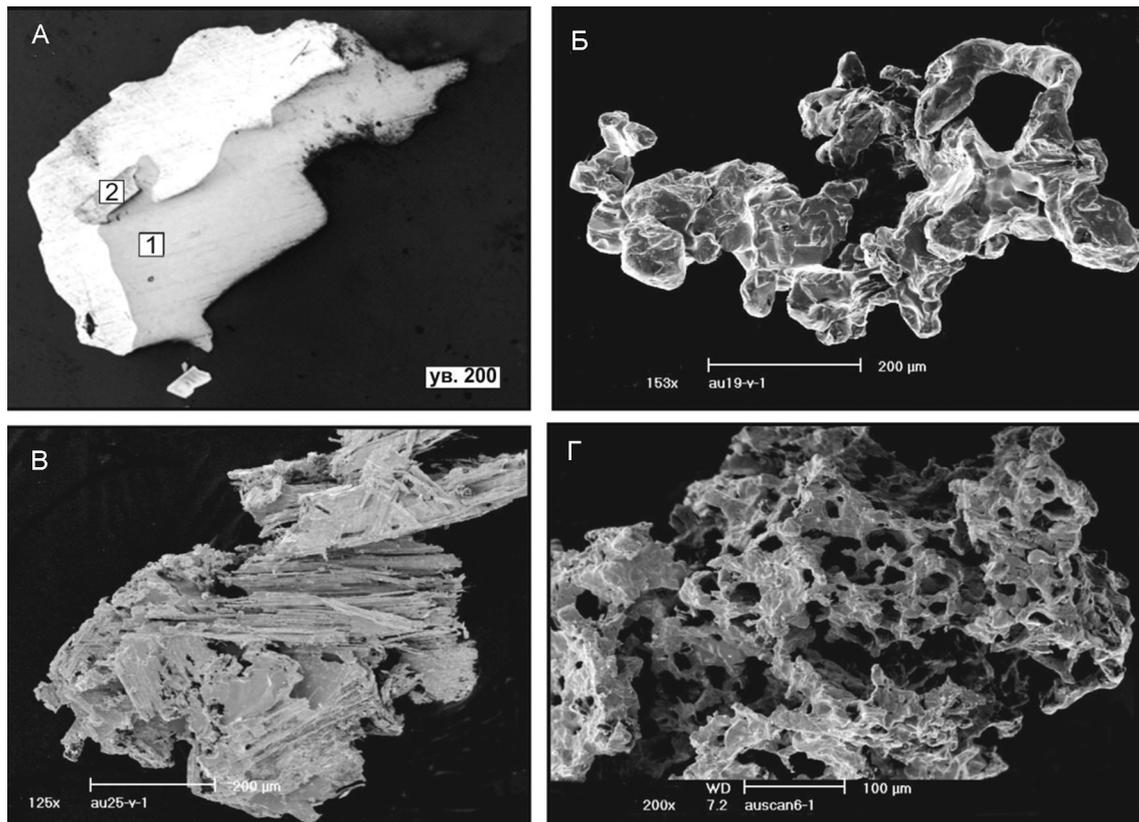


Рис. 4. Микроструктуры золота.

А – срastание золота с галенитом (1), в золоте включение кристалла арсенопирита (2); Б–Г – морфология зерен золота из ассоциаций с различными минералами: Б – в срastаниях с галенитом, В – в срastаниях с сульфосолями, Г – в кварце. Сопутствующие минералы растворены в азотной или плавиковой кислотах. Сканирование, JEOL JSM-6480LV. Аналитик Н.В. Лескова.

метричен (табл. 1, ан.18). Он наиболее часто встречается в срastании с золотом (рис. 4 А).

Золото в кварцевой матрице встречается в срastаниях с арсенопиритом, галенитом и буланжеритом. Оно оконтуривает зерна пирита и арсенопирита или проникает в них по микротрещинам. Со сфалеритом, а чаще с галенитом образует срastания совместно сокристаллизующихся минералов с ровными границами, а иногда и срastания их кристаллов. В игольчатых агрегатах сульфoантимонитов оно локализуется вдоль их удлиненных зерен.

Морфологические формы золота разнообразны. Каркасные, ажурно-ветвистые, комковато-ветвистые формы характерны для золотин в срastании с пиритом и арсенопиритом. Оно проникает в их катаклазированные агрегаты и цементирует их. Золотинам в ассоциации с поздними сульфидами свойственно преобладание массивных форм, в т.ч. и кристаллов, а в ассоциации с сульфoантимонитами – удлиненно-пластинчатые или ветвистые. Наиболее морфологически разнообразно золото в кварце (рис. 4). Выявляется определенная зависимость пробыности золота

от ассоциации с различными минералами. Наиболее низкопробное золото (894–910 ‰) ассоциирует с галенитом, в ассоциации с арсенопиритом его пробыность составляет 901–925 ‰, с сульфoантимонитами – 930–960 ‰, а с антимонитом – самая высокая – 980–995 ‰.

В сульфосолюльно-карбонатной ассоциации ведущим минералом является карбонат, в том или ином количестве встречаемый повсеместно. По своему составу он отвечает группе анкерит-доломита с изменчивым соотношением FeO/MgO (0.6–2.3). Содержание оксидов варьирует в следующих пределах: MgO – 9.5–18.4; FeO – 13.5–22.5; MnO – 0.02–1.3; SrO – 0–0.35. Сульфосоли же отмечаются sporadически и несколько предваряют отложение карбоната, который включает их обособления. Сульфосоли представлены тетраэдритом, менегенитом и буланжеритом (табл. 1, ан. 19–22). Тетраэдрит встречается исключительно в виде мелких зерен в ассоциации с игольчатыми сульфoантимонитами или обособленно в кварцевых пустотках. По составу это типичный тетраэдрит с очень низким содержанием Ag < 0.3 ‰ (табл. 1, ан. 19)). Менегенит

и буланжерит встречаются совместно, иногда в ассоциации с тетраэдритом и золотом. Их состав близок к теоретическому (табл. 1, 21, 22). Карбонат данной ассоциации является наиболее поздним минералом и локализуется в пустотах среди кварца. В участках дробления кварца он выступает в качестве цементирующего или секущего материала.

Бертьерит-антимонитовая минерализация встречается спорадически. Составы бертьерита и антимонита стехиометричны (табл. 1, ан. 23, 24). Наблюдаются кварцевые жилы и прожилки с антимонитом и бертьеритом, нередко содержащие пирит, которые группируются в северо-западные системы типа штокверковых зон. Мощность прожилков колеблется в пределах 0.1 до 2–3 см, мощность жил достигает 70–80 см. В мелких прожилках преобладает бертьерит, в крупных прожилках и жилах – антимонит. В связи с наложением данной минерализации на продукты золоторудного этапа нередко отмечается интенсивная коррозия раннего молочно-белого кварца и сульфидов жил и метасоматитов. По серициту (состав, в мас. %, ср. из 4: SiO_2 – 43.49; TiO_2 – 0.22; Al_2O_3 – 35.36; FeO – 0.58; MgO – 0.94; Na_2O – 0.13; K_2O – 7.63. Сумма – 95.51) березитов развивается рипидолит (состав, в мас. %, ср. из 3: SiO_2 – 25.36; Al_2O_3 – 28.76; FeO – 12.19; MgO – 12.04. Сумма – 88.66). Точно такой же состав имеет хлорит, располагающийся среди прожилков шестоватого кварца с гнездами бертьерита. Отмечаются также инъекции бертьерита в виде тончайших просечек в эти метасоматиты. В участках, обогащенных антимонитом, встречены реликты ранних золото-кварцевых руд. Отмечается небольшое по масштабам переотложение кварца с образованием прозрачных кристаллов регенерированного кварца. В регенерированном кварце установлено повышенное содержание Li_2O (0.021 %). Он имеет больший объем элементарной ячейки (113.084 \AA^3) и низкую степень кристаллического совершенства (43 %). Отмечаются новообразования арсенопирита и пирита с повышенным (до 0.3 %) содержанием Sb. Раннее золото в этих случаях имеет кавернозную поверхность и коричневатые оттенки, сопоставимые с горчичным губчатым золотом золото-сурьмяных месторождений [5]. Новообразованное, переотложенное золото образует обычно очень мелкие кристаллы, находящиеся в сростании с антимонитом. Оно характеризуется высокой пробностью 975–987 ‰. Состав бертьерита и антимонита (табл. 1) близок к стехиометрическому соотношению компонентов.

Серебро-сурьмяное оруденение имеет широкое площадное распространение не только в Малотарыньском рудном поле, но и вдоль всей Адыча-Тарыньской зоны разломов, хотя концентрированное оруденение дает лишь в субмеридиональных зонах Тарыньского

субвулкана. Эта поздняя эпитегрмальная минерализация представлена прожилками и жилами сферолитового, криптозернистого или колломорфно-почковидного кварца с убогой сульфидной вкрапленностью. Она выявлена на всех рудных полях Тарыньского рудного поля [18, 19, 21]. Однако масштаб ее проявления различный. На месторождении Малотарыньское зафиксированы жилы темно-серого до черного криптозернистого кварца, секущего и цементирующего продукты малосульфидного золото-кварцевого оруденения. Этот кварц по своим типоморфным свойствам (содержанию Li_2O – 300–500 г/т; объему элементарной ячейки $V_{\text{э.я.}}$ – 113.121 \AA^3 ; степени кристаллического совершенства СКС, 34–41 %) сходен с кварцем месторождений серебро-сурьмяного типа, развитого среди Тарыньского субвулкана. В криптозернистом кварце из сульфидов преобладает вкрапленность, иногда интенсивная, тонкозернистого до пылевидного пирита с редкими зернами ромбовидного арсенопирита. В составе пирита постоянно присутствует As в количестве до 0.7 %, редко Co и Ni (табл. 1, ан. 10, 11). Атомно-абсорбционным анализом в данном пирите выявлены повышенные (табл. 2) концентрации Au (599 г/т) и Ag (66 г/т). Арсенопирит из жил криптозернистого кварца содержит повышенные концентрации Sb (1.6–2.3 %, табл. 1, ан. 9), что является типоморфным для серебро-сурьмяного оруденения Верхояно-Колымских мезозойд [4]. Блеклая руда относится к фрейбергиту (табл. 1, ан. 20).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ, ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА

С целью определения источников компонентов рудообразующего флюида были выполнены изотопные исследования минералов различных типов оруденения Малотарыньского рудного поля. В таблице 3 приведены результаты определения $\delta^{34}\text{S}$ пирита, арсенопирита, бертьерита и антимонита. Для сравнения в таблице приводятся сведения об изотопном составе минералов гидротермально-метаморфогенного типа оруденения, минералогия которого была авторами изучена ранее [18, 19, 21]. Установлено, что пирит из гидротермально-метаморфогенных жил характеризуется наиболее утяжеленной серой (табл. 3), что может указывать на значительное заимствование серы из вмещающих пород. Для пирита золото-кварцевого типа оруденения $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от -1.1 до -2.82 ‰. Пиритам серебро-сурьмяного оруденения (табл. 3) свойственен околонулевой, несколько утяжеленный изотопный состав серы.

Арсенопирит золото-висмутового оруденения характеризуется облегченной серой (-2.8; -3.7 ‰), а

Таблица 3. Изотопный состав серы сульфидов, углерода и кислорода карбонатов различных типов оруденения Малотарынского рудного поля.

	$\delta^{34}\text{S}$ CDT	^{13}C pDv	^{18}O smw
Гидротермально-метаморфогенный			
пирит карбонат	9.1; 9.5	-1.1	20.3
Золото-висмутовый			
арсенопирит карбонат	-2.8; -3.7	-6.9; -5.86	5.7; 2.1
Золото-кварцевый			
арсенопирит пирит карбонат	-1.44; -0.96-1.14; -0.86; -2.13; -1.56 -1.83; -2.82; -1.23; -1.15; -1.1	-8.1; -7.5; -7.7	16.1; 16.4; 18.7
Бертьерит-антимонитовый			
бертьерит антимонит карбонат	-0.6; -1.3 -0.75; -0.55	-10.5; -10.4; -11.2; -12.1	15.0; 15.3; 15.8; 15.8
Серебро-сурьмяный			
пирит карбонат	0.23; 0.34	-11.57; -11.3	2.3; 4.7

Примечание. Анализ выполнен в изотопно-геохимической лаборатории ИГЕМ РАН. Аналитик Е.О. Дубинина.

сера арсенопирита золото-кварцевых месторождений имеет более утяжеленный изотопный состав: от -0.86 до -2.13 ‰. Близкие значения изотопного состава серы для пирита и для арсенопирита свидетельствуют об отсутствии фракционирования изотопов серы в период их кристаллизации. Значения $\delta^{34}\text{S}$ для бертьерита и антимонита близки к нулевым значениям. В условиях кристаллизации минералов из единого рудообразующего флюида происходит естественное фракционирование изотопного состава серы в сторону ее облегчения, что для бертьерита и антимонита, как наиболее поздних минералов, этого не отмечается. Это может свидетельствовать об иной природе флюида, отлагавшего данные минералы. В целом очевидна тенденция к утяжелению изотопного состава серы в ряду: золото-висмутовое → золото-кварцевое → бертьерит-антимонитовое → серебро-сурьмяное оруденение. Таким образом, значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов для каждого гидротермального типа оруденения имеют свои особенности, указывающие на источник и индивидуальность флюидов, из которых они отлагаются, а все они в целом соответствуют магматическому источнику формирующего их флюида.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатов разных типов оруденения Малотарынского месторождения приведены в табл. 3. Карбонаты метаморфогенно-гидротермального и серебро-сурьмяного типов оруденения представлены кальцитом, остальных типов – карбонатами ряда анкерит-доломит. Приведенные данные свидетельствуют о существенном отличии изотопного

состава углерода и кислорода карбонатов гидротермально-метаморфогенного типа от остальных наиболее легким изотопом $\delta^{13}\text{C}$ и значительно тяжелым $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 3). У карбонатов серебро-сурьмяного оруденения картина противоположная (табл. 3) – весьма облегченный углерод и минимально тяжелый кислород. Карбонат золото-висмутового оруденения (табл. 3) характеризуется умеренно облегченными и, соответственно, утяжеленными значениями изотопного состава углерода и кислорода. В то же время карбонаты золото-кварцевого и бертьерит-антимонитового типов оруденения по своим изотопным составам достаточно близки: средние значения $\delta^{13}\text{C}$ (-7.7 и -11.1 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (17.2 и 15.5 ‰), соответственно, причем для золото-кварцевого оруденения характерен более утяжеленный состав углерода и кислорода. В целом устанавливается линейная направленность облегчения изотопного состава кислорода и углерода от золото-кварцевого и бертьерит-антимонитового типов к золото-висмутовому и далее к серебро-сурьмяному. Приведенные данные свидетельствуют о существенной роли метаморфических вод при формировании гидротермально-метаморфогенных карбонатов и частичном участии подобных вод при формировании золото-кварцевого и бертьерит-антимонитового оруденения.

Микротермометрические исследования водного флюида проводились (аналитик В.Ю. Прокофьев, ИГЕМ РАН) на микротермокамере THMSG-600 фирмы «Linkam», в температурном интервале -196 +600°C. Солевой состав растворов, концентрация со-

лей, давление определялись с использованием известных методик [3, 11, 15, 23]. Анализ водной вытяжки из включений различными методами был выполнен из навески 0.5 г фракции 0.5–0.25 мм в ЦНИГРИ (аналитик Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе [13].

Термобарометрические исследования проводились лишь для кварца малосульфидного золото-кварцевого оруденения (аналитик В.Ю. Прокофьев, ИГЕМ РАН), так как из-за ультрамелких размеров флюидных включений в кварце серебро-сурьмяных жил получить данные оказалось невозможным, а в бертьерит-антимонитовых рудах весьма трудно было отобрать чистые образцы с типичным кварцем данного типа оруденения. В кварце из рудных жил МТРП были обнаружены ассоциации двух типов первичных и первично-вторичных флюидных включений: существенно углекислотных (тип 1) и углекислотно-водных (тип 2), сингенетичных друг другу и свидетельствующих о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида. Кроме того, в кварце МТРП обнаружено большое количество вторичных двухфазовых (тип 3) флюидных включений (рис. 5). Большинство флюидных включений имеют размер 1–20 мкм и форму отрицательных кристаллов или неправильную.

По данным термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений рудообразующие флюиды МТРП были захвачены во включения в интервале температур 318–253°C, давления 760 бар и содержали растворенные хлориды натрия и магния (концентрация 5.9–2.6 мас. %-экв. NaCl), углекислоты (6.6–3.4 моль/кг раствора) и метана (1.0–0.6 моль/кг раствора). Первичные включения имеют форму отрицательных кристаллов и представлены как двухфазовыми, так и сингенетическими однофазовыми газовыми вакуолями, которые содержат жидкую CO₂ с примесью 6–11 мол. % метана. Вторичные флюидные включения содержали водный раствор с concentra-

цией солей 6.5–2.2 мас. %-экв. NaCl и гомогенизировались в жидкость при 230–169 °C. Следует отметить высокую плотность флюида (0.80–1.02 г/см³) и гомогенизацию газовых включений в жидкость.

Данные по составу основных и примесных компонентов газовой-жидких включений представлены в таблице 4, из которой видно, что максимальные концентрации компонентов флюида отмечаются для серебро-сурьмяного и бертьерит-антимонитового типов оруденения, а минимальные – для малосульфидного золото-кварцевого типа с полиметаллической ассоциацией минералов. Установлено, что рудообразующий флюид каждого типа оруденения имеет свой определенный состав:

золото-висмутное (Au-Bi) – натрово-бикарбонатно кремнеземистый с 60 % CO₂ и 40 % CH₄ в составе газов;

малосульфидное золото-кварцевое (Au-Q) – кальциево-натрово-бикарбонатный с 80 % долей CO₂ в газовой составляющей;

сурьмяное (Sb) – кальциево-магниевобикарбонатный с преобладающей ролью CO₂ среди газов;

серебро-сурьмяное (Ag-Sb) – калиево-магниевосульфатно-бикарбонатный.

Что касается содержаний микрокомпонентов во флюидах различных типов оруденения, то они существенно различаются как по содержанию, так и по наличию их во флюиде. В целом для каждого типа оруденения можно составить направленный ряд снижения концентраций элементов в растворе водной вытяжки (концентрации мг/кг H₂O: **>1000 – жирный шрифт; 100–1000 – жирный курсив; 10–100 – курсив; < 10 – простой шрифт**):

Au-Bi – **B, As, Se, Li, Sr, Fe, Zn, Cu, Cr, Ni, Mn, Ba, Sb, Pb, Rb**;

Au-Q – **As, B, Zn, Li, Sr, Pb, Sb, Ni, Cu, Ba, Cr, W, Au, V**;

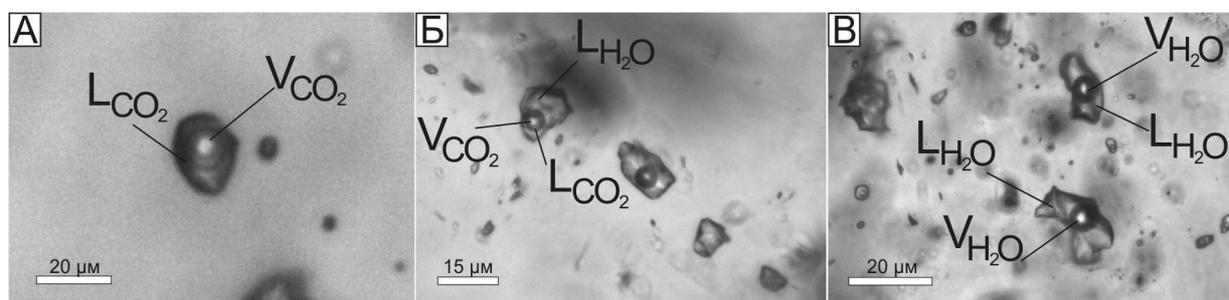


Рис. 5. Типы флюидных включений в кварце рудных жил.

а – первичное существенно углекислотное включение (тип 1); б – первичное углекислотно-водное включение с жидкой углекислотой (тип 2); в – вторичное низкотемпературное двухфазовое флюидное включение (тип 3). L_{H₂O} – водный раствор, V_{H₂O} – газ, L_{CO₂} – жидкая углекислота, V_{CO₂} – газообразная углекислота.

Таблица 4. Основной и микрокомпонентный состав рудообразующего флюида различных типов оруденения Малотаргского рудного поля.

Компоненты	Золото-кварцевый		Бертьерит-антимонитовый		Серебро-сурьмяный	Золото-висмутовый
	с арсенопиритом *	с галенитом, сфалеритом *	с бертьеритом *	с антимонитом *		
Главные компоненты, г/кг H ₂ O						
SiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	505
CO ₂	154.3	49.2	277.8	555.4	11.9	964
CH ₄	22.2	6.1	32.9	21.0	0.5	555
Cl	7.7	2.3	12.8	4.4	0.0	40.4
SO ₄	0.0	0.0	0.0	5.4	17.3	-
HCO ₃	38.1	17.6	306.7	134.4	281.4	114
Na	11.6	5.5	20.3	8.2	15.9	619
K	0.7	0.0	1.6	0.5	25.2	72
Ca	5.6	2.1	34.6	15.2	3.3	14
Mg	0.4	0.2	32.7	15.7	41.8	1.9
Микроэлементы, мг/кг H ₂ O						
As	7408	91	296	232	432	1732
B	1035	459	1843	986	3063	40837
Li	86	38	67	124	9800	785
Rb	0	0	4	0	215	4
Sr	69	32	1237	430	1648	722
Sb	26	9	348	176	412	7
Mn	0	0	560	447	0	16
Cu	8	27	5	16	127	377
Zn	52	101	115	39	47	523
Pb	67	16	0	10	94	6
Ba	0	3	12	3	2120	14
W	0	1	9	4	0	0
Au	0	1	0	0	0	0
Fe	0	0	948	1082	11727	545
Ni	47	1	11	20	28	40
V	1	0	4	1	66	0
Cr	3	0	10	12	26	42
Se	0	0	0	0	5	1697

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории ЦНИГРИ по методике [3, 11, 15, 23]. Аналитик Васюта Ю.В.
* – ассоциация кварца с минералами.

Bt-Ant – **B, Fe, Sr, Mn, Sb, As, Li, Zn, Ni, Cu, Ba, Cr, W, Pb, V, Rb;**

Ag-Sb – **Fe, Li, B, Ba, Sr, As, Sb, Rb, Cu, Pb, V, Zn, Ni, Cr, Se.**

Эти ряды концентраций свидетельствуют, прежде всего, о том, что высокие содержания того или иного элемента в растворе водной вытяжки никоим образом не связаны с минеральным составом руд, и объяснить эти концентрации «заражением» невозможно. Причину этого следует искать, прежде всего, в источниках компонентов. В данном случае нам представляется, что наиболее вероятным объяснением является заимствование рудообразующими флюидами этих типов оруденения литофильных и ряда рудных компонентов (Fe, As) на протяженном пути миграции через вмещающие породы к месту разгрузки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах МТРП наблюдается нарастание интенсивности складчато-разрывных деформаций, максимальных в зоне длительно развивающегося рудоконтролирующего разлома и его ветвях. Золото-кварцевое оруденение локализуется в межслоевых и продольно секущих надвигах, жильно-прожилковые тела образуют системы, закономерно расположенные относительно структур надвигового этапа деформаций. Наложенная на золото-кварцевое оруденение минерализация проявлена в тех же структурах, но ассоциирует со сдвиговыми деформациями. Происходит активизация разломов, тектоническая переработка ранее сформированных структур, их усложнение, развитие приразломных складок северо-восточного простирания, наложенных на ранние складки северо-

западного простираения. Аналогичные складки, сопровождающие формирование золото-сурьмяной минерализации, установлены в зоне Центральная месторождения Малтан [21] и на месторождении Малютка Дора-Пильского рудного поля [18].

Приведенный выше фактический материал позволяет утверждать многоэтапность и полигенность оруденения МТРП, которое представлено рядом типов: ранними золото-висмутовым и малосульфидным золото-кварцевым и поздними бертьерит-антимонитовым и серебро-сурьмяным, секущими ранние типы. Геологические наблюдения указывают на разновременность их формирования, что подтверждается пересечением, дроблением и цементацией руд предшествовавших типов оруденения более молодыми с явными следами коррозии, перегруппировки и перетложения вещества.

Одни и те же минералы разных типов месторождений отличаются по своим типоморфным признакам – химическому составу, содержанию элементов-примесей, изотопному составу серы сульфидов, углерода и кислорода карбонатов. Состав флюидных включений в кварцах разных типов оруденения отчетливо свидетельствует о различии и самостоятельности рудообразующих флюидов, формирующих разнотипное оруденение.

Отмеченное указывает на длительную проницаемость структур МТРП для разноглубинных флюидов, что привело к наложению в пределах района на аккреционное оруденение позднеюрско-раннеэокомовой Адыча-Нерской металлогенической зоны постаккреционного оруденения поздне меловой–раннекайнозойской Тарынской металлогенической зоны. Совмещение разных типов оруденения в пределах единых неоднократно активизированных тектонических структур является важным признаком крупных месторождений [4, 14, 22].

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект №14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № VIII.72.2.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Ю., Крючков А.В., Крылова Т.Л., Сидоров А.А. Тарыньское месторождение жильно-вкрапленных руд – новый тип золотого оруденения в Верхне-Индибирском районе Якутии // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 3. С. 363–368.
- Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индибирском районе // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 1. С. 80–83.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золоторудных месторождений в зонах тектономагматической активизации Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 211–239.
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Некрасов И.Я., Лескова Н.В. “Горчичное” золото из золото-сурьмяных руд Восточной Якутии // Новые данные о минералах. 1987. № 34. С. 13–20.
- Гамянин Г.Н. Минералогическо-генетические аспекты золоторуденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 221 с.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колисниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: МПО СВНЦ ДВО РАН, 2003. 196 с.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников В.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50, № 5. С. 414–444.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
- Золоторудные месторождения России. М.: Акварель, 2010. 376 с.
- Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 237 с.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Науч. мир, 2000. 272 с.
- Кряжев С.Г., Васюта Ю.В., Харрасов М.К. Методика валового анализа включений в кварце: Материалы XI междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИ-СИМС, 2003. С. 6–10.
- Кузнецов В.М., Горячев Н.А., Жигалов С.В., Савва Н.Е. Структура и рудоносность Маяжит-Хурчанского рудно-россыпного узла // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 4. С. 37–51.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с.; Т. 2. 632 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отеч. геология. 2010. № 4. С. 39–45.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана, Тарыньский рудный узел // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3–7.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н. Длительно развивающиеся разломные зоны Тарыньского рудного узла и обстановки локализации оруденения: Материалы ВНИК «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск: Изд. дом СВФУ, 2013. Т. II. С. 246–252.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторожде-

- ния Малтан (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 4. С. 50–62.
22. Хомич В.Г., Фатьянов И.И., Борискина Н.Г. Металлогенический анализ типовых золотоносных районов Южного и Восточного обрамления Северо-Азиатского кратона (геотектоническая позиция, геологическое строение, особенности формирования) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 6. С. 52–63.
23. Collins P.L.P. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1435–1444.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.Yu. Fridovsky, G.N. Gamyarin, L.I. Polufuntikova

Structures, mineralogy and fluid regime of ore formation in the polygene Malo-Taryn gold-ore field (Northeast Russia)

In-depth study of the structure of ore zones and deformation patterns of the host rocks showed a multi-stage tectonic history of the Malo-Taryn ore field. Gold-quartz mineralization is localized within bedding thrusts and longitudinal fault, where vein-veinlet bodies are naturally oriented relative to structures of thrust stage of deformation. Antimony mineralization, superposed on ore-quartz mineralization, appears in the same structures, and is associated with the veins, formed during thrust stage of deformation. Time sequence of mineralization types is defined: gold-bismuth, low-sulfide gold-quartz, berthierite-antimonite, and silver-antimony. Data are given on mineral associations and typomorphic features of minerals.

Isotopic composition of minerals, temperature regime and composition of ore-forming fluids were studied. It is found that, the same minerals of different mineral types of mineralization significantly differ in typomorphic features, due to different composition and genesis of hydrothermal fluids. Combination of different types of mineralization within the entire repeatedly activated long-permeable tectonic structures is an important evidence of large-scale deposits.

Keywords: structure, deformations, polygene ore formation, mineralogy, isotope composition, temperature regime, fluid, Northeast Russia.