

КРУПНООБЪЕМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ — ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ РУД

УДК 553.411 (571.51)

© Ю.И.Новожилов, А.М.Гаврилов, С.В.Яблокова, В.И.Арефьева, 2014

УНИКАЛЬНОЕ ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОЛИМПИАДА В ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ.

Ю.И.Новожилов, А.М.Гаврилов, С.В.Яблокова, В.И.Арефьева (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Дана разносторонняя характеристика месторождения; показана доминирующая роль в первичных рудах тонкодисперсного и субмикроскопического золота, в окисленных рудах свободного, легко извлекаемого первичного и вторичного золота. Приведены результаты изучения изотопного состава серы сульфидов со средними значениями $\delta^{34}\text{S}$, близкими к метеоритному стандарту. Установлен рифейский возраст двухэтапного оруденения в интервале $(794-615)\pm 15$ млн. лет. Предложена магматогенно-гидротермальная модель с глубинным, возможно, мантийно-коровым источником.

Ключевые слова: золото-сульфидное месторождение, стратиформное оруденение, вкрапленные руды, тонкодисперсное золото.

Новожилов Юрий Иванович, Гаврилов Алексей Михайлович, Яблокова Светлана Васильевна, Арефьева

Вероника Ивановна, vosp@tsnigri.ru

THE UNIQUE AU-SULFIDE DEPOSIT OLYMPIADA IN NEOPROTEROZOIC TERRIGENOUS SEQUENCE

Yu.I.Novozhilov, A.M.Gavrilov, S.V.Yablokova, V.I.Aref'eva

Key features of a unique Olympiadinskoe gold deposit are presented: prevalence of fine and sub-microscopic gold in primary ores is demonstrated, whereas oxidized ore bears «free» readily extractable metal of endogenic as well as of supergenic origin. The S_{sulfide} isotope signature is similar to that of the meteorite standard. The two major mineralization-forming events lie within the $(794-615)\pm 15$ Ma age interval. A magmatogenic-hydrothermal genetic model is developed that employs a deep-seated mantle-crustal source.

Key words: Au-sulfide deposit, stratiform mineralization, impregnated ore, fine gold.

Олимпиадинское месторождение — один из наиболее крупных «черносланцевых» объектов на территории стран СНГ, относящихся к золото-сульфидно-мышьяковистой субформации. Подобные месторождения представлены обычно минерализованными зонами сматия и рассланцевания в углеродисто-терригенных толщах и характеризуются преимущественной ролью тонкодисперсного золота, тесно ассоциированного с арсенопиритом и мышьяковистым пиритом, образующим тонкую вкрапленность в дислоцированных породах.

Месторождение расположено в Северо-Енисейском районе Красноярского края Российской Федерации, в 80 км южнее г. Северо-Енисейск (и Советского рудника). На нем выделены два участка — Восточный (основной) и Западный, разведанные главным образом на основе бурения. На Западном участке пройдена штольня, из которой была отобрана промышленная технологическая проба первичных руд. По результатам работ установлены круп-

ные масштабы месторождения, причем более трети разведанных запасов золота сосредоточены в окисленных рудах коры выветривания. С 1985 г. ведется эксплуатация месторождения — в настоящее время самого крупного из действующих промышленных объектов в России.

Приводятся полученные при геологоразведочных работах авторские материалы, положенные в основу подсчета запасов.

Рудное поле, к которому принадлежит Олимпиадинское месторождение, находится в северо-восточной части докембрийской байкальской складчатой области Енисейского края в пределах Центрального антиклинория, или Центральной структурно-формационной зоны (СФЗ), характеризующейся миогеосинклинальным типом развития и сосредоточением наиболее крупных золоторудных проявлений. Простирающиеся в северо-западном направлении глубинные разломы ограничивают СФЗ субогласно региональной складчатости. Как и другие объек-

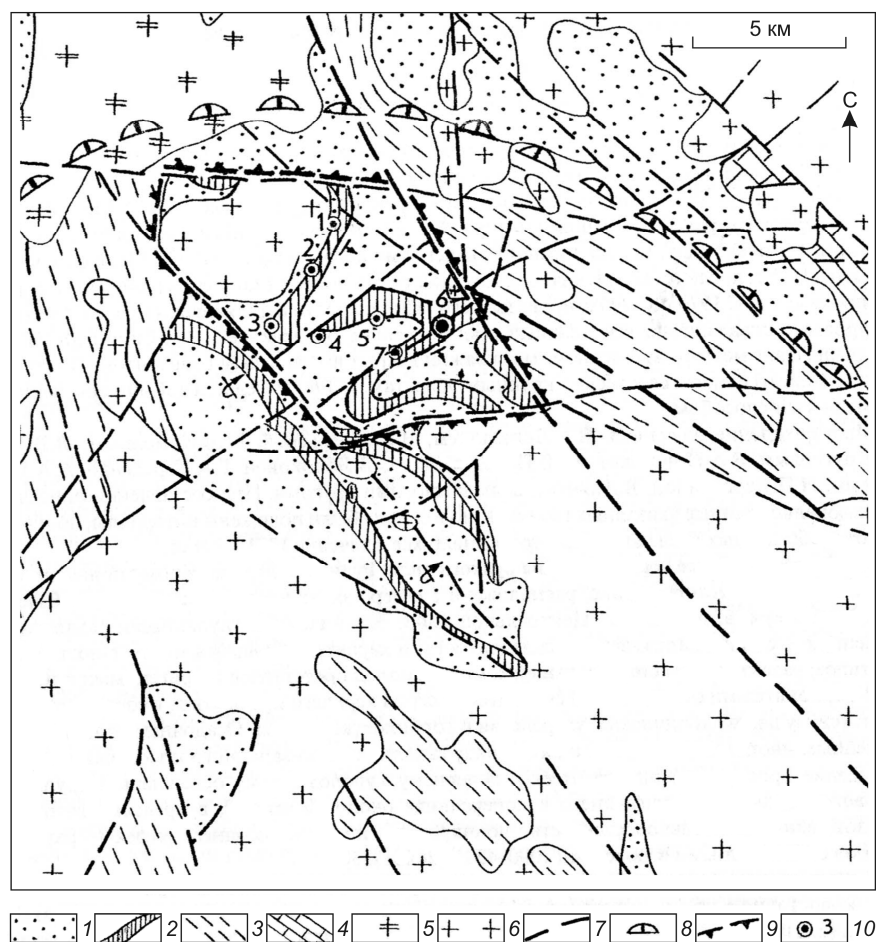


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля, использованы материалы Северной ГРЭ, 1985 г.:

осадочно-метаморфические комплексы: 1 — кварц-сланцы, 2 — рудовмещающий горизонт терригенно-карбонатных пород кординской свиты, 3 — кварц-хлоритовые, биотит-кварц-хлоритовые сланцы горбиловской свиты, 4 — карбонатные породы пенченгинской свиты; интрузивные формации: 5 — гранитных батолитов, 6 — магматит-гнейсовая гранитная; 7 — разломы разных масштабов; 8 — граница магматогенной купольной структуры; 9 — граница рудофокусирующего блока особого развития (рудного поля); 10 — месторождения и рудопроявления золото-сульфидной формации: 1 — Высокое, 2 — Олень, 3 — Тырадинское, 4 — Промежуточное, 7 — Юго-Западное, 5, 6 — Олимпиадинское (5 — Западный, 6 — Восточный участки)

ты, относящиеся к золото-сульфидной формации, оно располагается в приосевой части СФЗ и контролируется суперпозиционными структурами, секущими региональное направление складчатости под углами 60–80°, фиксирующими самостоятельный этап развития территории.

Тектонический блок, к которому приурочено рудное поле, размещается в северо-восточном крыле крупной антиклинальной структуры третьего порядка, интенсивно дислоцированной в зоне пересечения крупного разлома северо-западного простирания разломами северо-восточного и субширотного направлений. Ветви этих разломов служат

границами блока, который по структуре и ряду других геологических особенностей отчетливо выделяется на региональном фоне (рис. 1). Практически со всех сторон рудное поле обрамляется выходами орогенных гранитоидных интрузий Татарско-Аяхтинского комплекса (850 млн. лет), в составе которого распространены натровые и калиевые биотитовые граниты, в меньшей степени сиениты и субщелочные гранитоиды; наиболее поздние фазы интрузий имеют возраст до 450 млн. лет [7]. На северо-западной периферии района расположен крупный массив гнейсогранитов наиболее древнего тейского магматического комплекса (1000 млн. лет). Непосредственно в пределах тектонического блока практически отсутствуют жильные фации магматических пород за исключением единичных маломощных даек лампрофиров.

Пространственно рудное поле тяготеет к крупному сводовому поднятию (~60 км в поперечнике), в пределах которого сосредоточено значительное количество позднеерифейских — раннепалеозойских

(1000–450 млн. лет) полихронных интрузий. Золотое оруденение относится к двум рудным формациям — золото-кварцевой и золото-сульфидной, занимающим различные позиции по отношению к основным элементам структуры складчатой области [10].

Комплекс осадочных пород представлен верхнепротерозойскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями сухопитской серии, в состав которой входят (снизу вверх) кординская, горбиловская и удерейская свиты общей мощностью ~3000 м. Месторождение размещается в отложениях кординской свиты, сложенной кварц-сло-

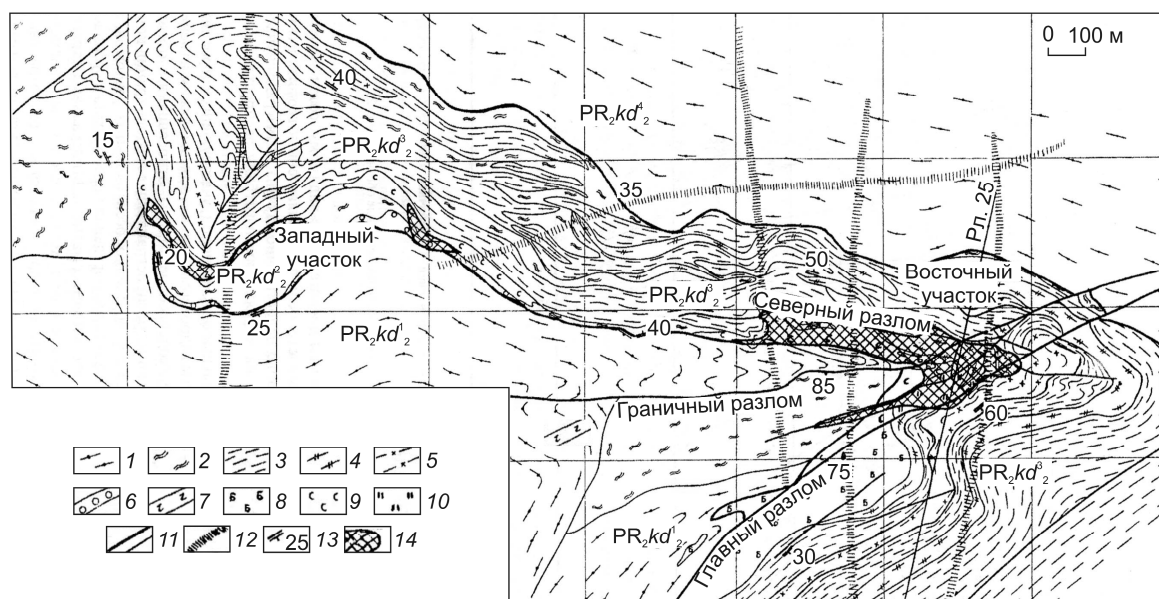


Рис. 2. Геологическая карта Олимпиадинского месторождения:

осадочно-метаморфические и ассоциированные с ними метасоматически измененные породы кординской свиты: 1 — толща кварц-сланцев, Kd_2^1 , Kd_2^4 , рудовмещающий горизонт, Kd_3^2 , 2 — карбонат-биотит-мусковит-кварцевые сланцы, 3 — углеродистые слюдисто-кварцевые сланцы, 4 — углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы, 5 — углеродистые хлоритовидные сланцы; метасоматиты и метасоматически измененные породы: 6 — гранат-пироксен-амфибол-эпидотовые (скарноиды), 7 — карбонат-цоизит (клиноцоизит)-кварцевые, 8 — биотит-кварц-карбонатные, 9 — мусковит-кварц-карбонатные, 10 — углеродсодержащие кварц-карбонатные; 11 — разрывные нарушения; 12 — зоны трещиноватости, выделяемые по геофизическим данным; 13 — элементы залегания слоистости; 14 — рудные тела

дистыми сланцами. Определяющая особенность осадочного разреза — присутствие рудовмещающего горизонта пестрых по составу терригенно-карбонатных, в том числе углеродсодержащих, пород. К нему приурочены практически все золото-сульфидные проявления и месторождения рудного поля. Мощность горизонта заметно изменяется, достигая в раздувах замков крупных складок 300–350 м и сокращаясь до первых десятков метров на крыльях, иногда с выпадением из разрезов отдельных прослоев и даже целых пачек.

Осадочные породы претерпели полихронные метаморфические преобразования, включая прогрессивный метаморфизм биотитовой ступени зеленосланцевой фации, контактовое ороговикование в непосредственной близости от гранитоидных интрузий, скарнирование и разнотипные гидротермально-метасоматические изменения. В результате сложных многократно повторявшихся дислокационных преобразований преимущественно пластического типа в осадочных толщах образовалась система запрокинутых к северу гармонеvidных суперпозиционных складок северо-восточного простирания, секущих региональную складчатость. При этом сформировалась сеть северо-восточных и

субширотных крутопадающих разломов, игравших впоследствии роль рудоподводящих и распределяющих каналов. Более поздние тектонические деформации кливажного типа проявились в смятии ранних структур, образовании пологой складчатости и сопряженных с ней локальных надвигов, гофрировании. Особенность рудного поля — распространение на его территории меловых площадных и линейных кор выветривания.

Олимпиадинское месторождение располагается в замке и прилегающих участках крыльев Медвежинской антиклинали, являющейся частью гармонеvidной пликативной структуры. В ядре выходят породы нижней, подстилающей, толщи кварц-сланцев, а крылья сложены пестрыми по составу и неоднородными по физико-механическим свойствам, часто переслаивающимися породами рудовмещающего горизонта (рис. 2, 3). Последний подразделяется на две основные литологические пачки.

Первая (нижняя) пачка слюдисто-кварц-карбонатных пород мощностью ~50 м представлена мусковит-кварц-карбонатными, биотит-кварц-карбонатными, мусковит-биотит-кварц-карбонатными сланцами с варьирующими количественными соот-

1. Химические анализы пород и руд Олимпиадинского месторождения

Породы и руды	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	C _{орг}	Sb	Au, г/т
Кварц-слюдистые сланцы нижней толщи кординской свиты	5	61,4	0,55	14,86	2,96	5,03	0,27	2,79	2,97	1,78	3,72	0,15	0,93	0,38	—	—	—
<i>Рудовмещающий горизонт</i>																	
Мусковит-биотит-кварц-карбонатные сланцы	23	48,15	0,55	9,24	2,17	3,21	0,35	16,94	2,17	0,65	2,49	0,23	11,75	0,48	—	—	0,2
Углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы	11	57,07	1,01	18,88	2,22	7,06	0,05	1,13	1,84	1,20	3,77	0,12	0,12	1,84	1,19	—	—
Углеродисто-хлоритовидные сланцы	2	56,59	1,07	21,42	3,67	2,05	0,04	0,28	2,43	0,40	5,32	0,09	0,10	1,34	0,86	—	—
Углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы	3	40,39	0,44	8,00	2,81	0,95	0,17	20,88	1,26	0,49	1,67	0,12	17,77	2,12	1,62	—	—
То же, из скв. 455	3	48,9	0,52	10,06	7,6	7,6	0,12	12,45	1,98	0,25	1,79	0,1	8,6	2,23	—	—	—
Слудисто-кварц-карбонатные метасоматиты	26	45,1	0,55	8,65	2,29	3,87	0,58	16,65	2,54	0,20	2,13	0,22	14,14	0,12	0,56	0,44	0,13
Карбонат-поизит(клиноцит)-кварцевые метасоматиты, Западный участок	7	60,11	0,35	14,62	3,50	3,23	0,12	6,18	1,90	1,04	2,63	0,15	2,90	0,48	—	—	—
Биотит-кварц-карбонатные метасоматиты	11	46,42	0,64	11,11	0,82	6,16	0,44	13,56	4,0	0,16	3,04	0,37	9,03	0,65	—	—	—
Мусковит-кварц-карбонатные метасоматиты	13	48,73	0,52	8,76	0,84	3,08	0,31	16,55	2,15	0,15	2,32	0,43	10,81	0,54	—	—	—
Углеродсодержащие кварц-карбонатные метасоматиты	3	31,61	0,24	6,57	2,31	0,95	0,14	26,98	2,17	0,26	1,52	0,16	22,98	0,98	0,61	—	—
То же, из скв. 455	3	38,3	0,08	2,13	1,61	1,61	0,17	27,61	2,84	0,06	0,39	0,09	23,51	0,61	—	1,27	3,3
Декарбонизированные кварц-карбонатные метасоматиты	2	42,5	0,25	4,94	3,89	3,89	0,54	23,26	1,28	0,12	1,07	1,17	19,01	1,03	—	—	5,95
<i>Первичные руды месторождения</i>																	
Забалансовые	48,5*	46,1	0,31	4,87	4,64	4,64	0,27	20,03	2,87	0,10	1,22	0,16	17,90	0,76	—	0,28	0,64
Бедные	307,4*	51,17	0,52	8,79	6,32	6,32	0,25	13,56	2,75	0,12	2,32	0,24	11,19	1,65	—	0,19	2,55
Рядовые	788,5*	49,2	0,46	7,83	5,84	5,84	0,32	15,67	2,53	0,12	1,99	0,21	—	1,54	—	0,27	5,0
Богатые	93,0*	47,2	0,40	7,09	5,08	6,08	0,43	17,06	2,38	0,12	1,40	0,17	14,03	1,60	—	0,66	16,5
<i>Коры выветривания</i>																	
По слабозологоносным слюдисто-кварц-карбонатным метасоматитам	3	65,27	0,93	13,23	8,67	1,17	0,72	0,35	1,66	0,60	3,19	0,27	0,24	0,05	—	—	0,47
Руды коры выветривания, технологическая проба Т-10	1	75,53	0,43	10,69	4,84	0,14	0,65	0,17	0,45	0,25	1,86	0,09	—	0,08	—	—	11,4

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях Красноярского геологического управления и ЦНИГРИ; * — длина интервалов сплошного опробования, м.

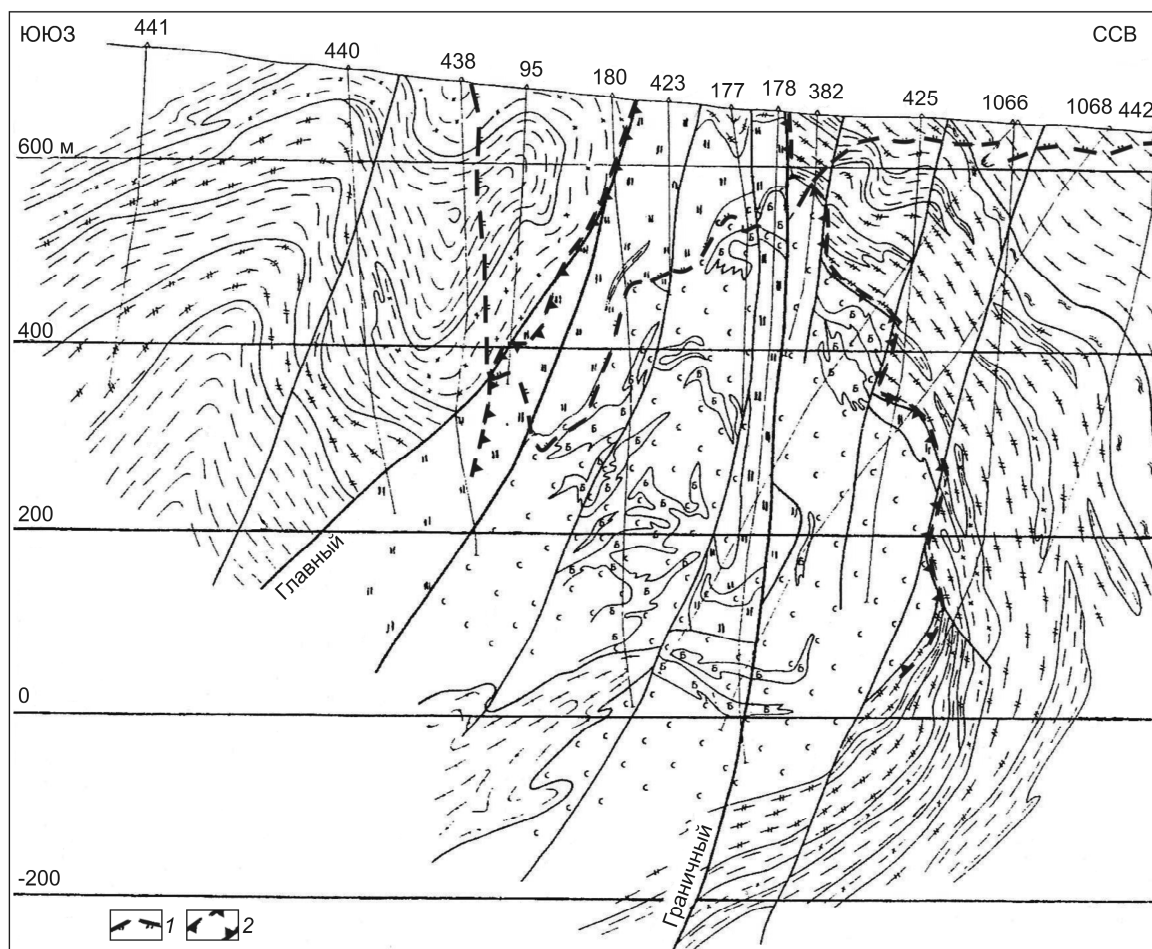


Рис. 3. Разрез через центральную часть Олимпиадинского месторождения, разведочная линия 25:

1 — граница коры выветривания; 2 — контур золоторудного тела; остальные усл. обозн. см. рис. 2

ношениями основных породообразующих минералов. Вторая (верхняя) пачка углеродсодержащих пород изменчива по составу. Это углеродистые мусковит-кварц-карбонатные, углеродистые слюдисто-карбонат-кварцевые, углеродисто-слюдисто-кварцевые иногда с гранатом и углеродисто-хлоритовидные сланцы, в которых количество углерода колеблется от 0,1 до 2,5–3%. Среди сланцев, особенно в западной части месторождения, постоянно отмечаются тонкие прослои и линзы полосчатых мраморизованных и доломитизированных известняков. Мощность пачки достигает 250 м. Химический состав основных типов пород месторождения приведен в табл. 1.

Основная рудовмещающая Медвежинская антиклиналь имеет восток–северо-восточное простирание с крутым (50–80°) погружением шарнира в восточных румбах. Ее юго-восточное крыло характеризуется относительно устойчивыми юго-восточ-

ными углами падения 35–60°. Северное же крыло, имея субширотное простирание, построено значительно сложнее за счет наложения поздней кливажной складчатости: на западном фланге месторождения оно постоянно меняет направление падения вследствие развития пологих лежащих складок, под углами 15–20° погружающихся к востоку. Размах их крыльев составляет десятки метров.

В восточной части месторождения амплитуда наложенных складок возрастает до сотен метров, по-видимому, в связи с увеличением мощности компетентных карбонатсодержащих слоев. В области замыкания Медвежинской антиклинали ее северное крыло от поверхности до глубин 500–600 м круто, под углами 60–85°, погружается в северном направлении, а на более глубоких горизонтах опрокидывается, меняя направление падения на южное (см. рис. 3). Образование наложенных лежащих складок генетически и во времени тесно сопряжено

с проявлением пологого ($15\text{--}30^\circ$) кливажа, фиксирующего завершение этапа пластических деформаций территории рудного поля.

Важную роль в структуре месторождения играют разрывные нарушения. Большинство из них занимают осепродольное положение с крутыми $60\text{--}85^\circ$ углами падения плоскостей как к северу, так и к югу и в ряде случаев приурочены к контактам разнородных по литологическим и физико-механическим свойствам толщам. Являясь преимущественно дорудными структурами, заложившимися в процессе формирования гармоневидных складок, осепродольные разломы впоследствии на значительных интервалах были залечены рудоносными метасоматитами. На отдельных участках они сопровождаются брекчированием, повышенной трещиноватостью, фиксируя внутрирудные и пострудные подновления. К числу подобных долгоживущих разрывных структур относятся прежде всего Северный, Граничный и Главный разломы, существенно влияющие на размещение оруденения. Вертикальная и горизонтальная амплитуды смещения по осепродольным разломам достигают сотен метров. Помимо осепродольных, на месторождении геофизическими методами выявлены поперечные нарушения, роль которых недостаточно изучена, хотя в ряде случаев устанавливается определенное воздействие их на морфологию и глубину распространения коры выветривания.

Значительные объемы пород на месторождении в той или иной мере гидротермально-метасоматически преобразованы, наиболее интенсивно — карбонатсодержащие, встречающиеся в обеих литологических пачках рудовмещающего горизонта. Влияние литолого-структурных факторов определило преобладание субпластовых, обычно седловидных морфологических типов залежей метасоматитов вдоль границ контрастных по составу литологических разностей, осепродольных разломов и особенно в замковых частях складок. Минеральные парагенезисы измененных пород зависят от исходного состава замещаемого субстрата.

Метасоматиты подразделяются на три возрастные группы. Первая, ранняя, группа включает относительно высокотемпературные — грейзеновые, кварц-турмалиновые, скарноидные, кварц-полевошпат-клиноцоизит-биотитовые, сосредоточенные главным образом на западном фланге месторождения. Наблюдается их зональная связь с Тырадинской интрузией гранитоидов. Как правило, эти метасоматиты безрудны и лишь на контакте с более поздними рудоносными в них отмечается слабая золотоносность.

Ко второй группе относятся метасоматиты березитоидного типа, пространственно и во времени

тесно связанные с золоторудной минерализацией. Благодаря осветлению и некоторому увеличению крупности зерен, утрате сланцеватых и кливажных текстур березитиды идентифицируются визуально. В них темноцветные минералы замещены магнетитом, железистым хлоритом, полевые шпаты — мусковитом и серицитом, ильменит рутилом; возрастает содержание кварца и карбоната. От исходных пород в метасоматитах обычно сохраняется вкрапленность или прожилковые скопления зерен пирротина.

Слюдисто-кварц-карбонатные породы нижней пачки рудовмещающего горизонта в пределах рудоносных участков почти полностью преобразованы в метасоматиты, в которых в зависимости от состава замещаемых пород и интенсивности метасоматоза выделяются биотит-кварц-карбонатные (с реликтовым биотитом), мусковит(серицит)-кварц-карбонатные и переходные между ними разности, образующие сложные по морфологии контуры. Существенно мусковитовые (серицитовые) светлоцветные разности, отражающие наибольшую интенсивность гидротермальных изменений, преобладают со стороны северного крыла Медвежинской антиклинали, а биотитовые — южного. На западном фланге месторождения, кроме этих разностей, в замках складчатых структур распространены карбонатсодержащие цоизит(клиноцоизит)-кварцевые метасоматиты.

В низах верхней пачки рудовмещающего горизонта березитоидные изменения в мусковит-кварц-карбонат-углеродистых сланцах сопровождаются частичным, а иногда почти полным выносом углеродистого вещества (декарбонизация). Замещающие их тонкозернистые светло-серые кварц-карбонатные метасоматиты содержат примесь бесцветного хлорита и серицита. Химический состав метасоматитов приведен в табл. 1.

Наиболее поздние метасоматиты третьей группы проявлены в виде гнездовидного окварцевания и слабой серицитизации существенно карбонатных пород (джаспероидизация). В отличие от метасоматитов первых двух групп они локально развиты в участках позднерудной сурьмяной минерализации.

Золотое оруденение вкрапленное в метасоматитах ранних стадий и вкрапленно-прожилковое при развитии поздних минеральных ассоциаций. Промышленные руды месторождения и рудного поля в целом образуют субсогласные складчатости стратифицированные залежи в метасоматитах рудовмещающего горизонта. Геологические границы участков с золоторудной минерализацией определяются контурами развития мусковит-кварц-карбонатных и кварц-карбонатных углеродсодержащих

метасоматитов, а сурьмяной минерализации — преимущественно последних. Контуры промышленных руд и их сортов устанавливаются на основании опробования. Золоторудные залежи приурочены главным образом к замковым частям складчатых структур разного возраста и имеют седловидную форму с максимальной мощностью в области замыкания с постепенным выклиниванием на крыльях. Основное рудное тело, в котором сосредоточено ~90% запасов золотых руд, расположено в восточной части месторождения в замке рудовмещающей Медвежинской антиклинали и согласно с ним круто под углами 60–80° погружается к востоку. Общая протяженность рудного тела на поверхности в северном крыле складки составляет ~800 м, в южном — 600 м, мощность тела в замке складки достигает 400 м.

Золотое оруденение Западного участка месторождения локализовано в единой стратиформной залежи складкообразной формы, наследующей морфологию распространенных здесь лежащих складок. Наибольшая мощность залежей, оцениваемая в первые десятки метров, фиксируется в замках складок и убывает на крыльях до почти полного выклинивания. В зависимости от принимаемых кондиций залежь может рассматриваться как единое рудное тело или как два или три самостоятельных.

Сурьмяные рудные тела, сосредоточенные преимущественно в углеродсодержащих метасоматитах кварц-карбонатного состава, образуют стратиформные залежи в контурах золоторудных тел и лишь в крайней восточной части месторождения выходят за их пределы. Пространственное совмещение обуславливает появление комплексного золото-сульфидно-сурьмяного типа руд (рис. 4). Среди окисленных руд коры выветривания в апикальной части седловидной залежи Восточного участка отмечаются промышленные концентрации вольфрама (рис. 4, в).

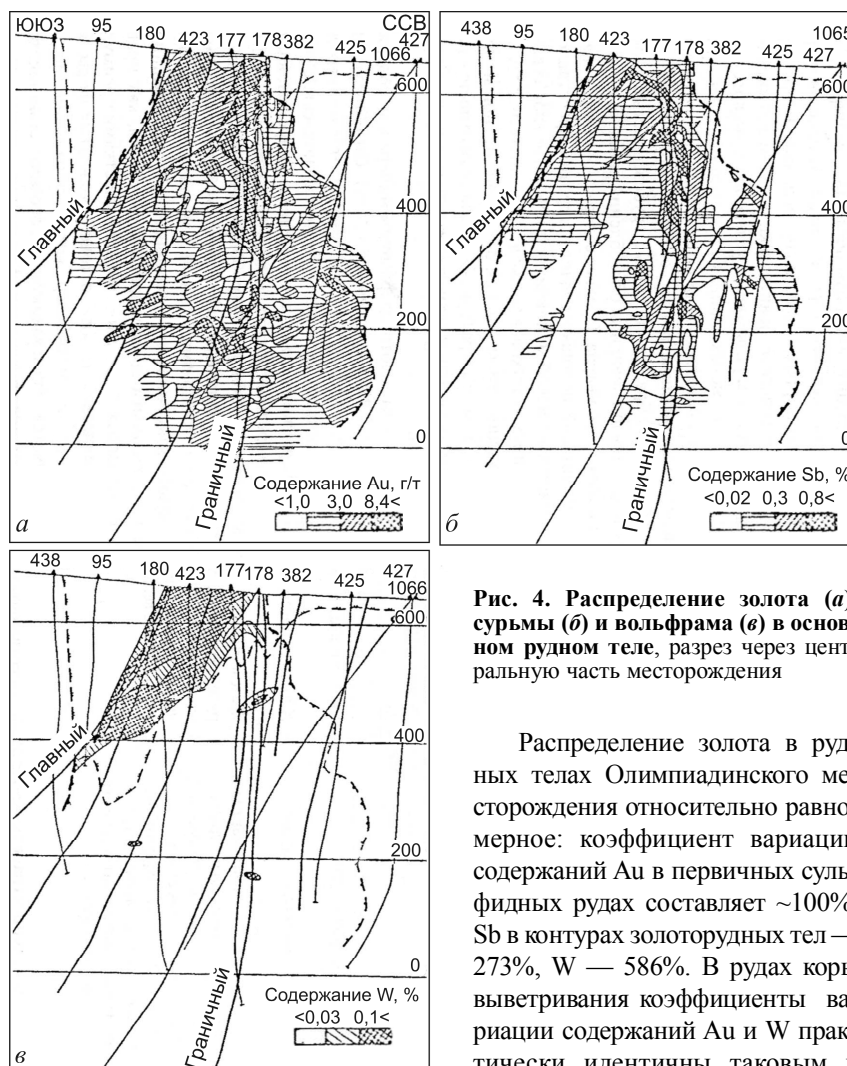


Рис. 4. Распределение золота (а), сурьмы (б) и вольфрама (в) в основном рудном теле, разрез через центральную часть месторождения

Распределение золота в рудных телах Олимпиадинского месторождения относительно равномерное: коэффициент вариации содержаний Au в первичных сульфидных рудах составляет ~100%, Sb в контурах золоторудных тел — 273%, W — 586%. В рудах коры выветривания коэффициенты вариации содержаний Au и W практически идентичны таковым в первичных рудах — 99% и 447%, а сурьмы снижаются до 118%.

Первичные руды — метасоматически измененные породы, минерализованные сульфидами, среднее содержание которых 2–5%. Преобладают вкрапленные и вкрапленно-полосчатые текстуры руд, слабо проявлены — прожилковые, брекчиевые и пересечения; структуры в основном тонко-метакристаллические. Минеральный состав руд приведен в табл. 2.

Основная породная матрица вкрапленных руд сложена в среднем карбонатами (33–40%) — железистым кальцитом и реже доломитом, кварцем (31–33%), слюдами (13–18%) — серицитом, мусковитом, биотитом. В качестве примесей встречаются хлориты, углеродистое вещество (керит), а в рудах Западного участка также цоизит и клиноцоизит. Преобладают пирротин-арсенопиритовые руды с почти постоянной примесью пирита. Часто встречаются руды существенно сурьмяного (бертьерит-антимонитового) и смешанного типов.

2. Минеральный состав первичных вкрапленных сульфидных руд Олимпиадинского месторождения

Распространенность	Минералы	
	рудные	нерудные
Основные	Пирротин, арсенопирит	Кальцит, кварц, мусковит, серицит
Второстепенные	Пирит, антимонит, бертьерит	Хлориты, цоизит, клиноцоизит
Примеси	Халькопирит, сфалерит, марказит, тетраэдрит, самородная сурьма, гудмундит, ульманит, джемсонит, буланжерит, халькостибит, самородное золото, ауристобит, галенит, шеелит, маккинавит, валериит, пентландит, магнетит, ильменит, киноварь	Железистый доломит-анкерит, рутил, тремолит, плагиоклаз, альбит, гранат, диопсид, актинолит, сфен, циркон, микроклин, флюорит, барит, углеродистое вещество

Рудные минералы. Наиболее распространены пирротин и арсенопирит. Их количественные соотношения в рудах сильно и закономерно варьируют. В рядовых и, особенно, в бедных рудах пирротин обычно преобладает, как и в породах за пределами рудоносных участков. В маркирующем «продуктивном» горизонте наибольшие его содержания отмечены в углеродсодержащих сланцах. Наряду с мелко- и тонковкрапленными выделениями, более крупнозернистые агрегаты пирротина часто концентрируются в полосах шириной от первых миллиметров до 5–7 см, сплошные грубозернистые его скопления локализованы в краевых частях линзовидных обособлений будинированного раннего метаморфогенного крупнокристаллического кварца. Среднее содержание пирротина в рудах 1,5–3%. По данным магнитной порошкографии в большинстве случаев он представлен тесными срастаниями зерен магнитной моноклинной и немагнитной гексагональной модификаций. В пирротинах безрудных участков, а также рудных

интервалов Западного участка возрастает относительная роль немагнитной модификации, что связано, по-видимому, с существованием температурной зональности относительно крупного гранитоидного массива в северо-западной периферии рудного поля. Пирротин постоянно обрастает и замещается арсенопиритом, в котором часто сохраняются многочисленные реликтовые его микровключения.

Арсенопирит — основной золотосодержащий минерал. В рудах его содержание варьирует от первых десятых до 4–5% (в среднем 0,5–0,7%). Он образует преимущественно тонкую и мелкую, относительно равномерную вкрапленность с размером зерен от тысячных до десятых долей миллиметра, значительно реже, чем пирротин, концентрируется в полоски с более грубозернистой структурой агрегатов.

Среди разнообразных морфологических выделений арсенопирита условно выделены четыре разновидности: 1) тонкоигольчатая, 2) мелко- и сред-

3. Содержание Au в рудных минералах Олимпиадинского месторождения по данным атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного анализов, г/т

Минерал	Восточный участок	Западный участок	В целом по месторождению
Арсенопирит тонкоигольчатый	$\frac{40,6-1843}{36}$ (353)	$\frac{103-507}{8}$ (254)	$\frac{40,6-1843}{44}$ (335)
Арсенопирит мелко- и среднекристаллический до грубозернистого	$\frac{1,8-148}{25}$ (31,2)	$\frac{4,3-13,5}{2}$ (8,9)	$\frac{1,8-148}{27}$ (29,6)
Пирротин	$\frac{0,03-69,8}{87}$ (9,4)	$\frac{0,12-28,7}{31}$ (7,8)	$\frac{0,3-69,8}{118}$ (9,0)
Пирит	$\frac{0,03-78}{52}$ (9,7)		
Антимонит (и бертьерит)	$\frac{0,2-200}{25}$ (1,6)		

П р и м е ч а н и е. В числителе — колебания содержаний, в знаменателе — число проб, в скобках — средние содержания.

4. Изотопный состав серы сульфидов Олимпиадинского месторождения

Характеристика сульфидов	Число анализов	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{ср.}}$, ‰	Дисперсия $\delta^{34}\text{S}$, ‰
Пирротин в углистых сланцах верхнего слоя рудовмещающего горизонта	9	$-16,5 \pm 2,6$	-4,9	5,9
Пирротин в слюдисто-кварц-карбонатных породах рудного тела	10	$+2,6 \pm 11,1$	+5,1	1,6
Пирротин в подстилающих рудное тело кварц-слюдистых сланцах	6	$+2,4 \pm 11,1$	+6,5	1,7
Тонкоигольчатый арсенопирит в слюдисто-кварц-карбонатных породах рудного тела	6	$+4,1 \pm 6,4$	+5,05	0,4
Антимонит (бертьерит) в слюдисто-кварц-карбонатных породах и углеродсодержащих кварц-карбонатных метасоматитах рудного тела	4	$+1,9 \pm 7,7$	+4,7	1,4

некристаллическая изометричного короткопризматического и удлиненно-призматического габитуса, 3) грубопризматическая ($>2,5$ мм в поперечнике), 4) тонкокристаллическая агрегатная, часто образующая псевдоморфозы по пирротину. За исключением грубопризматической разновидности, нередко локализованной в жилках и прожилках раннего крупнокристаллического кварца, остальные разновидности арсенопирита часто встречаются совместно, хотя и обнаруживают закономерности в пространственном распределении. Повышенные содержания Au установлены в участках с преимущественным развитием наиболее тонкокристаллических форм (1 и 4). В менее золотоносных участках арсенопирит мелко- и среднекристаллический. Наиболее высокие содержания Au (в среднем 335 г/т) устанавливаются в тонкоигольчатом арсенопирите (табл. 3).

В рудоносных участках широко развита поздняя сурьмяная, бертьерит-антимонитовая минерализация, которая наиболее интенсивно проявлена в слабоуглеродистых кварц-карбонатных метасоматитах. Антимонит и бертьерит присутствуют в рудах непостоянно, образуя, наряду с мелко- и тонковкрапленными выделениями, метасоматические прожилки, согласные с полосчатостью и секущие, концентрирующиеся в локальные штокверковые зоны. Кроме того, они встречаются в виде сплошных грубозернистых скоплений в контактовых частях кварцевых будин или в цементе кварцевой брекчии. В наиболее обогащенных золотом участках часто отмечается пространственное совмещение максимумов сурьмяной и более ранней арсенопиритовой минерализации. Среднее содержание основных сурьмяных минералов в рудах 0,3–0,4%. С антимонитом ассоциируют примеси других минералов сурьмы: ульманита, гудмундита, самородной сурьмы, блеклой руды, ауростибита, халькостибита, джемсонита, а также пирротина поздней

генерации. Основная часть сурьмяного оруденения сосредоточена в самой восточной части месторождения, где выделяются крупные тела с содержанием Sb 0,6–2%, местами выходящие за пределы контуров золоторудных тел. По запасам сурьмы Олимпиадинское месторождение относится к крупным объектам. В качестве примеси иногда в сопоставимых количествах с пирротинном и арсенопиритом в рудах содержится мышьяк-содержащий пирит, в том числе в комплексных золото-сульфидно-сурьмяных.

В разрезе через основное рудное тело Восточного участка в сульфидных с учетом особенностей их распространения изучен изотопный состав серы (табл. 4). Все сульфиды, за исключением пирротина в углистых сланцах самой верхней части разреза, характеризуются однородным составом серы со средним значением $\delta^{34}\text{S}$, близким к метеоритному стандарту. Особенно высокая однородность состава серы устанавливается для тонкоигольчатого арсенопирита — основного индикатора рудообразующего процесса. Это может свидетельствовать о гомогенном (по сере) источнике рудообразующих растворов, в качестве которого обычно рассматривается магматический очаг. Пирротин в углистых сланцах отличается большим разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ облегченной серы, характерной для серы осадочно-биогенного происхождения [5]. Приуроченность тонких пунктирных вкрапленных выделений пирротина к трещинам кливажа в углистых сланцах указывает на его образование в процессе динамометаморфизма.

Золото — ведущий ценный компонент первичных руд — распределено в рудных телах относительно равномерно при средних содержаниях 4–5 г/т. Подавляющая его часть ассоциирована с сульфидными. Макроскопически видимое золото выявляется относительно редко, под микроскопом самородное золото наблюдается в единичных и кучных

выделениях размером от 1–2 до 8–10 мкм в поперечнике. Наиболее часто выделения золота отмечаются в арсенопирите, в том числе на контакте с породой или с включениями пирротина. Характерны также парагенезисы золота с сурьмяными минералами — антимонитом, бертьеритом, гудмундитом, блеклой рудой.

Специальные исследования золотоносного тонкоигльчатого арсенопирита (с содержанием Au в пробах от 190 до 1840 г/т) на сканирующем электронном микроскопе JSM-35 GF (Jeol, Япония) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализатора AN-10000 (LINK ANALYTICAL, Англия) не позволили обнаружить в нем субмикроскопические (<0,5 мкм) включения золота, которые были установлены нами ранее в арсенопирите ряда других месторождений данного формационного типа [3].

С использованием метода мессбауровской спектроскопии получены данные в пользу металлического состояния субмикроскопического и «невидимого» золота в арсенопирите, возможно, в виде кластеров диаметром не более нескольких нанометров [8]. По результатам технологических испытаний доля тонкодисперсного золота, не извлекающегося при цианировании тонкоизмельченной руды, составляет 30–48%. Количество крупного золота, извлекаемого при амальгамации, варьирует от 8,6 до 27%, а более тонкого цианируемого золота в сростках, главным образом в сульфидах, составляет 22–37%. Небольшая часть весьма тонкого золота находится также в состоянии тончайшего распыления в силикатной части руды.

Самородное золото в большинстве случаев (>90%) высокопробное и весьма высокопробное (910–997‰) с повышенным и высоким содержанием Hg (от 0,2 до 5,3%). Наиболее высокие концентрации Hg (до 13 мас. %) отмечаются в золоте сурьмяных парагенезисов. Проба такого золота колеблется в более широких пределах — наряду с доминирующим весьма высокопробным встречается сравнительно низкопробное (757–647‰), в том числе с пятнисто-зональным изменением пробы в сторону ее уменьшения в краевых частях золотин.

Кроме самородного золота, присутствует ауристит (AuSb_2), ассоциирующий с поздней сурьмяной минерализацией. Этот сравнительно редкий минерал золота образует неправильные и субидiomорфные зерна размером от первых сотых до нескольких десятых долей миллиметра, в том числе сростания с самородным золотом — каемки ауристита на самородном золоте и в более редких случаях, наоборот. При окислении он разлагается с образованием тонкой смеси эмульсионно-губчатого

золота и оксидов сурьмы. Минеральные парагенезисы ауристита по составу и характеру сростаний во многом подобны описанным в литературе для золото-антимонитовых месторождений Восточной Якутии [14]. Состав ауристита соответствует теоретической формуле, в некоторых случаях в нем установлена примесь Ni до 2,5%. Роль этого минерала в общем балансе золота в рудах обычно незначительна.

Ассоциированность с арсенопиритом и преимущественно тонкодисперсное состояние золота в первичных рудах обуславливают их упорные технологические свойства. Промышленная переработка таких руд в течение длительного времени представляла большую техническую и экологическую проблему. На основании проведенных в ЦНИГРИ лабораторных и полупромышленных испытаний впервые в нашей стране разработана высокоэкологичная биогидрометаллургическая технология переработки упорных золото-сульфидно-мышьяковистых руд, основанная на бактериальном разложении золотоносных сульфидных концентратов с последующим сорбционным цианированием кеков выщелачивания [12].

На месторождении проведено определение абсолютного возраста пяти образцов крупночешуйчатого мусковита из оторочек дорудного метаморфогенно-сегрегационного жильного кварца, пород рудовмещающего горизонта и подстилающих кварц-сланцев. Исследования, выполненные К-Аг методом в лаборатории СВКНИИ (руководитель А.П.Миров), показали значения 880, 890, 860, 877 и 842 млн. лет (два первых образца принадлежали авторам, остальные В.А.Попереву). Среднее значение из этих определений 870 ± 35 млн. лет близко к абсолютному возрасту гранитоидов Татарско-Аяхтинского комплекса (850 ± 50 млн. лет, по М.И.Волобуеву) [2]. Судя по геологическим наблюдениям, рассматриваемые кварцевые жилы образовались при формировании гармонеvidной складчатости рудного поля.

Для датирования рудоносных минеральных комплексов использовался изохронный Rb-Sr метод (лаборатория ИМГРЭ, аналитик Ю.А.Костицын). Изотопный состав Sr и концентрации Sr и Rb определялись в различных плотностных фракциях серицит(мусковит)-кварц-карбонатных метасоматитов, тесно ассоциированных с ранней продуктивной золото-арсенопиритовой минерализацией, и в кварц-серицитовых метасоматитах позднего продуктивного бертьерит-антимонитового минерального комплекса (рис. 5). Полученные изохроны 794 ± 15 млн. лет для ранних метасоматитов и 615 ± 15 млн. лет для поздних отвечают зрелому орогену и его завершающей стадии в Енисейской складчатой области. Они

указывают на огромный временной перерыв (179 млн. лет) между основными стадиями рудообразования. Достоверность полученных данных, помимо лабораторных проверок внутреннего контроля анализа, подтверждается также близкими результатами определения абсолютного возраста гидрослюда, связанной с антимонитовой минерализацией другого золото-сульфидного месторождения — Удерецкого, расположенного в соседнем Южно-Енисейском районе [4].

Золотоносные линейные коры выветривания мел-палеогенового возраста приурочены к дислоцированным зонам контактов рудоносных терригенных и терригенно-карбонатных толщ. Наиболее развиты они на восточном фланге месторождения вдоль зоны Главного разлома, проникая на глубину 360–400 м. Корообразование характеризуется гидрослюдисто-каолиновым профилем выветривания с преимущественным распространением зон дезинтеграции и начальных глинистых (гидрослюдистых) изменений, сопровождающихся выносом легкорастворимых карбонатов и снижением в этой связи объемной массы пород в 1,5 раза.

Окисленные руды представлены глинисто-алевритовыми с редкими (3–12%) менее выветрелыми обломками, пестроцветными (буро-коричневые, желто-коричневые, малиново-красные, голубовато-серые) пористыми рыхлыми образованиями, почти всегда сохраняющими текстурный рисунок исходных пород. Нижняя граница кор выветривания в большинстве случаев резкая без значительной переходной зоны.

Содержание Au в окисленных рудах в среднем в 1,5–2 раза больше, чем в рядовых первичных (см. табл. 1). По-видимому, это обусловлено не только выщелачиванием растворимых минералов, но и первичным гипогенным обогащением верхних горизонтов рудных тел.

Минеральный состав окисленных руд детально описан нами ранее [15]. В них преобладают кварц (65–80%) и гидратированные калиевые слюды (14–35%); количество глинистых минералов (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит) в среднем не превышает 6%. Рудные минералы (простые и сложные оксиды, гидроксиды железа, марганца, сурьмы, а также вольфраматы и фосфаты) составляют в среднем 5%. Наблюдаются как в дисперсной форме, так и в виде обломочных псевдоморфных и натечных образований.

Золото в окисленных рудах в отличие от первичных свободное, легко извлекаемое цианированием. Основная его часть (88%) сосредоточена в классе -0,04 мм, где преобладают частицы размером 1–10 мкм, а более крупные выделения размером

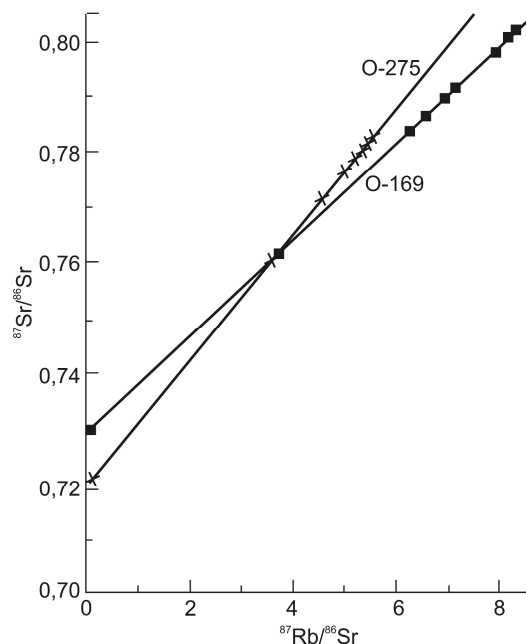


Рис. 5. Изохронная диаграмма для плотностных фракций образцов, месторождение Олимпиада:

O-275 — метасоматит слюдисто-кварц-карбонатного состава, сопровождающий ранний золото-сульфидный минеральный комплекс, $T\ 792\pm 7$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0,71923\pm 9$); O-169 — метасоматит кварц-серицитового состава, сопровождающий поздний кварц-антимонитовый минеральный комплекс, $T\ 615\pm 16$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0,7278\pm 16$)

250–500 мкм и единичные частицы 1–1,5 мм составляют 6–12%. Золото преимущественно высокопробное: 74% частиц имеют пробу 970–1000, 25% — 920–970, 1% — от 650 до 860‰. Характерно наличие в нем примеси ртути (до 9,5 мас. %).

Выделяются два генетических типа золота — остаточное (первичное) и вторичное (новообразованное). Остаточное золото со следами механической деформации и частичного гипергенного преобразования сохраняет сходство с золотом первичных руд. Оно часто встречается среди более крупных обломочных частиц породы. Комковидные или комковидно-губчатые его выделения высвобождаются при окислении минералов бертьерит-антимонитовой ассоциации, а изометричные массивные комковидные частицы монокристалльного или двойникового строения связаны, очевидно, с более ранними продуктивными комплексами. Для остаточного золота характерно неоднородное распределение ртути и серебра, вариации его пробы от 800 до 1000‰. Остаточное тонкодисперсное золото, рассеянное в глинистых продуктах выветривания, представлено «островковыми» пленками (от 1 до 10 мкм), нарастающими на зерна кварца и скручи-

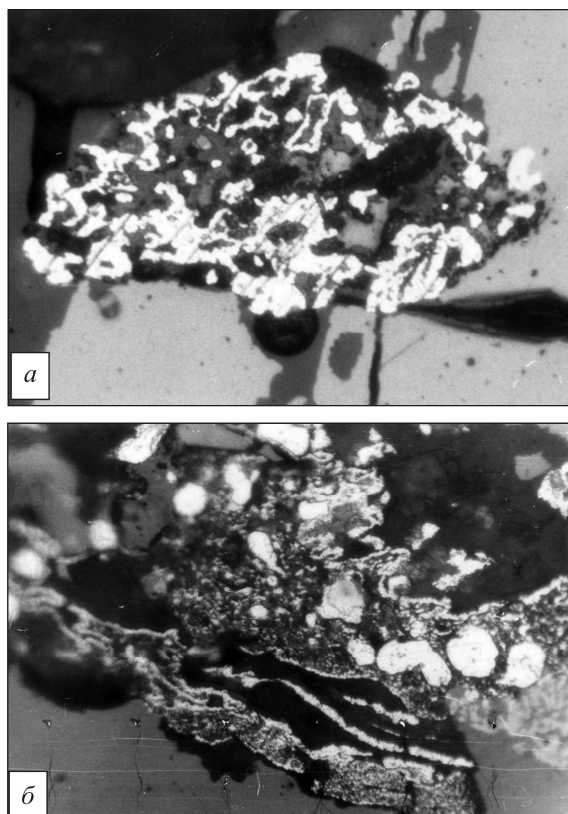


Рис. 6. Вторичное золото:

а — эмульсионно-губчатые выделения в сростании с оксидами сурьмы, полированный шлиф, ув. 130; *б* — эмульсионное, перекристаллизованное нитевидное и глобулярное золото в сростании с кальций- и железосодержащими оксидами сурьмы, полированный шлиф, ув. 500

вающимися в трубочки при отслаивании от субстрата в зоне гипергенеза.

Количественно преобладающее в окисленных рудах вторичное золото отличается от остаточного более высокой пробой (981–1000‰) и отсутствием примеси ртути. По размерам оно не превышает 0,1–0,15 мм, концентрируясь в классе 0,01–0,001 мм, наблюдается в виде тонкогубчатых, пленочных, сгустковидных выделений пористой, агрегатной, колломорфной текстуры в ассоциации с гипергенными и глинистыми минералами. С оксидами сурьмы золото образует тончайшие (<0,1 мкм) эмульсионные нитевидные, петельчатые, губчатые колломорфные сростания, свидетельствующие об образовании его в результате разложения ауристита, который на верхних горизонтах месторождения, подвергшихся окислению, встречается значительно чаще, чем среди неокисленных руд (рис. 6). С дальнейшей твердофазной перекристаллизацией этого золота связано образование нитевидных уплощенных кристаллов с круговым поперечным сечением

и глобулярных (доли микрометра) частиц [1]. Глобулярные (1–2 мкм) и пластинчатые кристаллы (5–15 мкм) обычно ассоциируют с метаколлоидными почками трипугиита [8].

Помимо золота, в окисленных золотоносных рудах присутствует вольфрамовая минерализация, слабо проявленная в первичных рудах. Основная масса вольфрама в них концентрируется в классе <0,044 мм и связана как с собственными минералами вольфрама, представленными тонкодисперсными шеелитом и гидротунгститом, тесно ассоциированными со слюдами и пленками оксидов железа и марганца, так и рассеянной его формой в оксидах сурьмы, марганца, железа. Наиболее высокие его концентрации характерны для железо-сурьмяных оксидов ряда трипугит – шафарцикит (до 12 мас. %). Подобные взаимосвязи вольфрама и сурьмы позволяют говорить об их изоморфизме. Тонкодисперсность собственных минералов вольфрама в сочетании с рассеянной изоморфной формой вхождения в оксиды сурьмы и железа предопределяет сложность извлечения его традиционными для этого сырья методами обогащения.

Природа оруденения Олимпиадинского месторождения, несмотря на его хорошую изученность, остается дискуссионной. Л.В.Ли и др. [11] полагают, что источником рудного вещества были крупные батолитовые палингенные интрузии Татарско-Аяхтинского комплекса, в 3–5-километровой экзоконтактовой зоне которых сосредоточено большинство месторождений Енисейского края, в том числе и Олимпиадинское. В пользу данного предположения ими привлекается наличие зональности гидротермальных образований относительно Тырадинского гранитоидного массива, расположенного в западной части рудного поля. Однако, как показали последующие исследования, в том числе и авторов, такая зональность устанавливается только для наиболее ранних метасоматических и жильных, в том числе золотоносных образований (грейзенов, скарнов, кварцевых и кварц-турмалиновых жил с сульфидами), скорее всего, генетически не связанных с собственно золото-сульфидным оруденением месторождения, которое такой изменчивости не обнаруживает. Прямой связи золото-сульфидного оруденения с Тырадинской интрузией противоречит выявленная большая длительность формирования руд, составляющая 179 млн. лет. В течение этого периода образовалась не только Тырадинская интрузия, но и ряд других, более молодых последовательно формировавшихся интрузий. Другая, альтернативная предыдущей, гидротермально-метаморфогенная модель формирования оруденения предполагает образование месторождения вследст-

вие процессов зонального локального динамотермального метаморфизма [13], в различные стадии которого из вмещающих пород под воздействием растворов глубинного происхождения извлекалось, перераспределялось и концентрировалось (до промышленного уровня) рудное вещество. Подчеркиваются приуроченность оруденения к линейным зонам смятия, отсутствие пространственной связи и зональности оруденения относительно интрузий, слабое развитие околорудных гидротермальных изменений. Умозрительность и трудная доказуемость этой концепции очевидны.

Для решения дискуссионных вопросов генезиса золоторудных месторождений вообще и Олимпиадинского, в частности, рассмотрим данные по генезису оруденения на других месторождениях этого же формационного типа. Показана наиболее устойчивая связь золото-сульфидных месторождений не с крупными батолитоподобными интрузиями гранитоидов, а с пестрым по составу позднеорогенным дифференцированным комплексом малых интрузий диорит-гранодиоритовой формации, включая дайки лампрофиров, образование которых по В.А.Жарикову обусловлено мантийными выплавками [6]. Золото-сульфидные месторождения широко распространены в складчатых областях мио-(мезо)геосинклинального типа, реже в эвгеосинклиналях и областях тектономагматической активизации. Они формировались в широком возрастном диапазоне от докембрия до альпийского времени в толщах разной формационной принадлежности. Несмотря на различные конкретные геологические обстановки, характеризуются удивительно постоянными минералого-геохимическими и структурно-текстурными особенностями руд, общей последовательностью формирования продуктивной минерализации, что позволяет предполагать во всех случаях однотипный глубинный, вероятно, мантийный, источник растворов и рудного вещества. Связь оруденения с магматизмом, по-видимому, парагенетическая. На возможный глубинный источник руд могут указывать также близкий к метеоритному стандарту изотопный состав серы сульфидов продуктивной ассоциации и присутствие ртутной минерализации, подкоровое происхождение которой достаточно убедительно обосновывается рядом исследователей [9].

В мел-палеогеновое время в связи с тектонической стабилизацией территории и затуханием эрозийных процессов происходила ее пенеппенизация с образованием глубоко проникающих линейных кор выветривания, захватывающих рудные тела месторождения. В окисленных гипергенных условиях осуществлялась лишь незначительная миг-

рация золота внутри рудных тел без существенного его перераспределения.

Олимпиадинское месторождение является наиболее крупным среди других месторождений золото-сульфидно-мышьяковистой субформации, от которых оно отличается сочетанием следующих особенностей:

стратиформным характером оруденения, локализованного в пестром по литологическому составу стратиграфическом горизонте в однородной толще кварц-слюдистых сланцев;

древним, рифейским, возрастом оруденения, сформировавшегося в интервале 794–615±15 млн. лет;

развитием имеющих самостоятельное промышленное значение глубоко проникающих рудных кор выветривания, в которых технологически упорные первичные золото-сульфидные руды преобразованы в легкообогащаемые окисленные с повышенными концентрациями золота;

присутствием в первичных рудах весьма крупных запасов сурьмы, а в окисленных — промышленных концентраций вольфрама.

В отличие от преобладающего в регионе золото-кварцевого оруденения золото-сульфидное оруденение Олимпиадинского месторождения контролируется суперпозиционными структурами, наложенными на региональные разрывно-складчатые сооружения. Проведенное исследование позволяет сделать вывод о его формировании в ходе мощных процессов тектонической активизации, а также о глубинном, возможно, мантийно-коровом источнике рудно-магматической системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Козырева Н.А., Дейнекина Л.М. Морфология «неизвлекаемого» золота в корях выветривания и россыпях // ДАН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 711–714.
2. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж // Геохронология СССР. М., 1973. Т. 1. С. 189–202.
3. Гаврилов А.М., Плешаков А.П., Бернштейн П.С., Сандомирская С.М. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд // Советская геология. 1982. № 8. С. 81–86.
4. Генезис Удережского золото-сурьмяного месторождения в Енисейском кряже / Э.Г.Дистанов, А.Т.Стеблева, А.А.Оболонский и др. // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 19–28.
5. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Наука, 1974.
6. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. 1987. № 6. С. 3–14.

7. *Злобин В.А., Пономарева А.П.* Особенности проявления магматической деятельности в золотоносных районах Енисейского края // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 36–46.
8. *Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь)* / А.Д.Генкин, В.А.Лопатин, Р.А.Савельев и др. // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 111–136.
9. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1986.
10. *Олимпиадинское месторождение* / Ю.И.Новожилов, А.А.Стороженко, А.М.Гаврилов, С.В.Яблокова и др. // Золоторудные месторождения СССР. М., 1986. Т. 3. С. 126–146.
11. *О проявлении золотого оруденения над провесом кровли гранитоидной интрузии в Енисейском крае* / Л.В.Ли, Г.П.Круглов, О.И.Шохина и др. // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск, 1984. С. 53–58.
12. *Седельникова Г.В.* Технология переработки минерального сырья благородных и цветных металлов XXI века: проблемы и тенденции // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 109–110.
13. *Середенко Г.А.* Генетические особенности развития золотого оруденения Енисейского края // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, 1985. С. 53–58.
14. *Условия нахождения и образования аурустибита* / Г.Н.Гамянин, Некрасов, Ю.Я.Жданов и др. // Зап. ВМО. 1984. Т. 113. № 2. С. 196–205.
15. *Яблокова С.В., Коновалова М.С., Сандомирская С.М.* Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Тр. ЦНИГРИ. М., 1986. Вып. 208. С. 10–19.