

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ТИПЫ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗОЛОТА
ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Ответственный редактор
д-р геол.-минерал. наук *В. Г. Моисеенко*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976



1673

В настоящем сборнике помещены материалы докладов, заслушанных на конференции по золотоносности Амурской области и сопредельных регионов (Благовещенск, май 1971 г.).

Приведен обширный оригинальный материал, освещающий генезис месторождений золота и роль вмещающих пород как источника рудного вещества; изложены общие закономерности размещения рудной и россыпной золотоносности; показана приуроченность золота к купольным структурам. Значительное количество статей посвящено минералогии и геохимии золота.

Материалы сборника дают представление о генетических типах золоторудных проявлений юга Дальнего Востока и рассчитаны на широкий круг исследователей, занимающихся разработкой теории эндо- и экзогенного рудообразования, а также поисками месторождений золота.

Редакционная коллегия:

Н. В. Власова, В. Д. Мельников, В. Г. Моисеенко, Г. П. Неронский.

В. Г. МОЙСЕЕНКО
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Основное количество проявлений золота на юге Дальнего Востока СССР сосредоточено в двух рудных поясах: Монголо-Охотском, вытянутом в субширотном направлении от Приохотья на востоке до Восточного Забайкалья на западе, и Прибрежном вулканическом поясе, подчиненном основным структурам северо-западного сектора Тихоокеанского кольца.

В Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского рудного пояса с перерывами прослеживается серия золотоносных площадей — рудных узлов, зон. Они, как правило, приурочены к продольным глубинным разломам древнего заложения.

Г. П. Воларович (1960), Е. А. Радкевич, В. Г. Моисеенко (1966) в пределах Монголо-Охотского пояса выделяют две основные золотоносные зоны: северную — Становую и южную — Главную (Приамурскую). Изучавшиеся нами месторождения расположены в Главной зоне.

Месторождения локализуются на пересечении главных, продольных, тектонических зон с поперечными или диагональными разрывами (Воларович, 1960). В Селемджинском и Кербинском золотоносных районах рудные узлы приурочены к куполам, куполовидным антиклиналям и поперечным валлообразным поднятиям (Эйриш, 1972).

Протяженный Монголо-Охотский пояс неоднороден по строению своих глубинных зон. Внутриконтинентальная его часть находится в области повышенной мощности земной коры, характеризующейся здесь преобладанием гранитного слоя над «базальтовым», а окраинно-материковая отличается сокращенной мощностью земной коры и преобладанием «базальтового» слоя над гранитным. Для обеих частей пояса характерен интенсивный интрузивный магматизм и эффузивно-пирокластические образования преимущественно среднекислого состава.

В пределах пояса выделяются блоки фемического и сиалического состава. При прочих сходных условиях проявления золота чаще всего тяготеют к породам фундамента фемического профиля. Фундамент внутриконтинентальной зоны представлен в разной мере метаморфизованными, в основном дислоцированными породами докембрия и палеозоя, отличающимися повышенной концентрацией золота, а окраинно-материковой — слабо метаморфизованными образованиями мезозоя с низкими содержаниями золота (Моисеенко, Михайлов, 1970).

Одним из факторов, определивших золотоносность магматических образований внутриматериковой части зоны, по заключению автора, являются геохимические особенности пород фундамента. Полученными данными установлена повышенная против кларка концентрация золота в интрузивных породах внутриматериковой части Монголо-Охотского пояса и в продуктах конечных фаз извержений. В окраинно-материковой части пояса золотоносность вулкаников связывается прежде всего с глубинными источниками; породы начальных фаз извержений здесь бедны золотом, а в продуктах конечных фаз концентрация этого металла возрастает. Эти выводы основываются на определениях кларковых содержаний золота в магматических породах и подтверждаются характером корреляционных зависимостей между петрогенными и рудными элементами в вулканиках окра-

инно-материковой и внутриконтинентальной частей зоны (Moiseenko, Mikhailov, Sakhno, 1973).

Распределение золота и серебра в магматических образованиях зависит от основности пород и соотношения в них щелочей. В Приамурье золоторудные месторождения тяготеют к сиалическим гранитоидам натровых серий (Кунаев, Русс, 1964; Изох и др., 1967; Изох 1971; Моисеенко, 1971, 1973), а золото-серебряные — к базальтоидным образованиям калиевого ряда (Моисеенко, 1973).

Одной из характерных особенностей металлогении золота юга Дальнего Востока является парагенетическая связь золотой минерализации с малыми интрузиями диоритового состава, которые резко отличаются от других магматических пород региона повышенным против кларка содержанием золота. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в монцодиоритах и диоритах повышенной щелочности ($12 \cdot 10^{-7}\%$). Еще более высокие содержания золота характерны для роговиков вокруг штоков такого состава.

Формации и типы золоторудных месторождений

Золоторудные месторождения юга Дальнего Востока весьма разнообразны по возрасту. Убедительным доказательством образования некоторых месторождений в домезозойскую металлогеническую эпоху служат находки золота в силурийских конгломератах района рек Мамына и Норы. Однако интенсивное золотое оруденение развивалось от нижнего мела до палеогена.

Принятые автором принципы классификации, предложенные Н. В. Петровской (1969), позволили выделить три основные золоторудные формации, закономерно различающиеся по величине кварц-сульфидного отношения в рудах, строению и условиям локализации рудных тел: малосульфидную (месторождения Харгинское, Токурское и др.), умеренно-сульфидную (Кировское и др.) и убогосульфидную (Бухтянка, Белая Гора и др.).

В пределах золотоносного Монголо-Охотского пояса наблюдается зональность в размещении разновременных месторождений золота с развитием с запада на восток все более молодых месторождений. Одновременно умеренно- и малосульфидное оруденение сменяется убогосульфидным. Месторождения малосульфидной формации являются наиболее «древними» ($Cr_1 - Cr_2$), убогосульфидной — юными ($Cr_2 - Ng$); умеренно-сульфидная формация (Cr_2) занимает в этом ряду промежуточное положение.

Месторождения малосульфидной формации подразделяются нами на две субформации — метаморфогенную и гидротермальную, связанную с магматическими породами. Слабозолотоносные метаморфогенные жилы альпийского типа характерны для древних толщ (Харгинский и Ниманский районы). Малосульфидные гидротермальные золотоносные кварцевые жилы чаще всего парагенетически связаны с малыми интрузиями диоритового состава. Среди месторождений умеренно-сульфидной формации, ассоциирующих с гранодиоритами, по признаку состава продуктивных минеральных ассоциаций выделяются два минеральных типа месторождений: кварц-золото-висмутиновый (Кировское) и золото-галенит-сфалеритовый. Месторождения убогосульфидной формации, связанные с контрастно дифференцированными эффузивными и субвулканическими образованиями, подразделяются на собственно золотые (Оемку) и золото-серебряные (Бухтянка, Белая Гора, Союзное). Аналогичные типы выделены при систематике месторождений Северо-Востока СССР (Шило, 1972; Сидоров, 1973; и др.).

Рудные тела месторождений юга Дальнего Востока чаще всего представлены системами кварцевых жил. В составе руд месторождений различных формаций выявлены сходные парагенетические ассоциации мине-

ралов. Основное количество самородного золота сосредоточено в участках развития поздних ассоциаций сульфидов (галенита, сфалерита, блеклой руды).

Содержание золота в рудах прямо пропорционально содержанию в них серебра, ртути, свинца и меди. В продуктивных минеральных ассоциациях всюду наблюдается прямая зависимость содержания золота и серебра от содержания Na_2O и K_2O . У золота по сравнению с серебром отмечается более высокий коэффициент корреляции с натрием, а у серебра — с калием. Закономерность такого ряда особенно четко наблюдается на Токурском месторождении, где концентрация золота и серебра возрастает с увеличением в руде содержания Na_2O и K_2O , а с ростом величины отношения $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100$ в рудах этого месторождения возрастает отношение $\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$ (рис. 1).

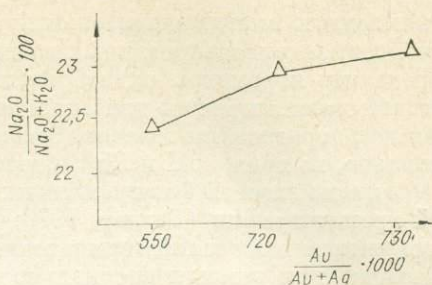


Рис. 1. Зависимость отношения $\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$ в руде Токурского месторождения от отношения в ней $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100$.

Физико-химические условия формирования золоторудных месторождений

Условия рудообразования рассматриваются нами на примере золоторудных месторождений юга Дальнего Востока, относящихся к различным рудным формациям. Для сопоставления используются данные по некоторым месторождениям сопредельных территорий. Все имеющиеся материалы свидетельствуют о сложных, длительных дискретных процессах формирования эндогенных руд золота рассматриваемых областей, что соответствует общим представлениям о генезисе золоторудных месторождений в целом. Отчетливо выявляются признаки одновременного формирования определенных комплексов рудообразующих минералов, выражающиеся в повсеместном развитии текстур пересечений, интрарудном выщелачивании, коррозии и замещении одних минеральных агрегатов другими. В соответствии с существующими представлениями, основы которых были заложены трудами С. С. Смирнова, А. Г. Бетехтина и других ученых и дополнены современными разработками (Петровская, 1960; Смирнов, 1969; Барсуков, 1974; и др.), упомянутые закономерно проявляющиеся признаки рассматриваются нами как показатели многостадийности процессов формирования месторождений Приамурья.

Вслед за многими учеными (Реддер, 1970; Ермаков, 1971; и др.) мы полагаем, что с помощью детального изучения газовой-жидких включений в минералах могут быть освещены важнейшие черты одновременных стадий минералообразования. Основное внимание должно быть уделено определению температур образования минералов методами гомогенизации и декрепитации, изучению солевого и газового состава включений в кварце и самородном золоте разных по генезису месторождений.

Солевой состав анализировался по методике, предложенной Н. И. Мязь, Ж. А. Комлевой, А. Ф. Руденко и др. (1968). Расчет количества ионов производился на основании результатов трех водных вытяжек из одной пробы минералов по схеме, описанной Д. Н. Хитаровым (1965); ошибка анализов вычислялась по формуле, предложенной А. А. Резниковым и др. (Резников и др., 1963; Ходаковский, 1965).

Анализ газовой-жидких включений методом водных вытяжек не отражает полностью их состава. Почти все включения содержат газовую фазу,

занимающую иногда значительный объем. Только комплексным изучением флюидов, законсервированных во включениях, можно сравнительно точно определить параметры рудообразующих растворов. Использование метода газовой хроматографии для анализа газовой фазы и метода водных вытяжек для определения солевого состава позволило оценить не только состав флюидов, но также pH и Eh гидротерм.

Анализ газовой фазы в жидких включениях проводился методом газовой хроматографии (Реддер, 1970; Миронова, 1973) на приборе «Хром-4» с вскрытием включений термическим путем в вакууме. Газ вводился в хроматограф при помощи специально сконструированной В. В. Малаховым приставки.

Величина pH оценивалась по диаграммам (Рыженко, 1963), основанным на зависимости pH раствора от активности HCO_3^- -ионов и концентрации растворенной углекислоты для температур минералообразования. Окислительно-восстановительный потенциал рассчитывался по схеме, аналогичной расчетам О. Ф. Мироновой (Миронова, 1973); принималось во внимание равновесие между окисленной (CO_2) и восстановленной (CH_4) формами углерода. При интерпретации данных учитывались материалы детальных минералогических наблюдений на рудниках, особенно признаки смены во времени одних минеральных ассоциаций другими как показатели изменения кислотно-щелочного режима процесса минералообразования.

Наиболее полные данные физико-химических условий образования получены по месторождениям Токурскому и Харгинскому (малосульфидная формация).

Наблюдаемые пересечения ранних минеральных отложений жилами и прожилками поздних образований, анализ минералогических данных и результаты минералотермометрических исследований Токурского месторождения свидетельствуют о смене четырех стадий процесса с образованием: 1) метасоматических кварцитов ($350-250^\circ$); 2) слабозолотоносных кварцевых жил с арсенопиритом и пиритом ($350-200^\circ$); 3) золото-кварцевых жил ($250-180^\circ$); 4) поздних кварц-карбонатных жил и прожилков ($140-90^\circ$).

В кварце Токурского месторождения содержится большое количество включений в минералах — от жидких до существенно газовых. Наиболее часто наблюдаются двухфазовые газовой-жидкие включения с объемом газовой фазы 20—30%; характерны непрерывные ряды включений с различными объемами фазы от газовой-жидких до существенно газовых. Наличие таких рядов позволяет говорить о вскипании гидротермальных растворов в участках пониженного давления.

Большая часть самородного золота на Токурском месторождении отложилась после галенита (продуктивная ассоциация минералов) при температуре порядка $250-180^\circ$. Судя по солевому составу включений в кварце различных генераций, растворы дорудной стадии были бикарбонатно-кальциево-калиевыми с подчиненным количеством серы и ионов натрия, магния и хлора. Среди анионов господствовал бикарбонат-ион, в меньшей мере проявлен хлор. Общая минерализация дорудных растворов выше минерализации растворов продуктивных стадий. Гидротермальные растворы продуктивных стадий четко отличаются от дорудных растворов высоким содержанием щелочных элементов (83,8% от общей суммы катионов в растворе), высоким (74,5) отношением $\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{K}^+} \cdot 100$ и явно повышенной относительной концентрацией хлора от общей суммы анионов (табл. 1, рис. 2). Растворы продуктивной стадии характеризуются бикарбонатно-натрово-кальциево-хлоридным, а постпродуктивной — бикарбонатно-кальциевым составом.

Приведенные данные свидетельствуют о существенно разном составе разновременных «порций» растворов. Содержание ионов калия в них закономерно уменьшается от дорудной до пострудной стадии (рис. 3). Это

Химический состав газовой-жидких включений в кварцах, отложенных в последовательные стадии минералообразования (Токурское месторождение)

Компонент	Дорудная (2)*			Продуктивная (5)			Пострудная		
	г 1000 г H ₂ O	г·экв 1000 г H ₂ O	экв. %	г 1000 г H ₂ O	г·экв 1000 г H ₂ O	экв. %	г 1000 г H ₂ O	г·экв 1000 г H ₂ O	экв. %
Na ⁺	22,953	0,998	18,10	15,382	0,669	62,49	0,117	0,005	0,39
K ⁺	54,664	1,398	25,34	8,976	0,229	21,38	3,976	0,102	5,92
NH ₄ ⁺	—	—	—	0,033	0,002	0,19	—	—	—
Mg ²⁺	9,925	0,816	14,79	0,884	0,073	6,82	2,166	0,187	10,86
Ca ²⁺	46,191	2,304	41,77	1,960	0,098	9,15	28,532	1,424	82,92
Σkt	133,733	5,516	100,0	27,235	1,071	100,0	34,891	1,717	100,0
HCO ₃ ⁻	188,173	3,084	65,26	40,425	0,663	61,05	74,461	1,220	86,75
Cl ⁻	13,705	0,386	8,17	6,922	0,195	17,96	6,610	0,186	13,25
ΣS	60,374	1,256	26,57	10,951	0,228	20,99	—	—	—
Σan	263,778	4,726	100,0	58,296	1,086	100,0	81,071	1,407	100,0
Σan+kt	397,511	1,242		85,533	2,157		115,962	3,124	
CO ₂	417,5	9,489**	91,2	59,92	1,362	81,65	389,6	8,854	81,13
CH ₄	6,14	0,384	3,69	1,87	0,117	7,01	7,25	0,453	4,15
N ₂	14,90	0,532	5,11	5,30	0,189	11,33	45,0	1,606	14,72
H ₂ O, вес. %		0,055			0,194			0,059	
pH		7,49			7,35			6,36	
Eh		-0,777			-0,726			-0,238	
$\frac{Na^+}{Na^++K^+} \cdot 100$		41,65			74,50			4,67	
Проба Au		—			745			—	

Примечание. Фтор и бор не обнаружены; здесь и далее (2)* — число анализов; ** — газы, г·моль/л.

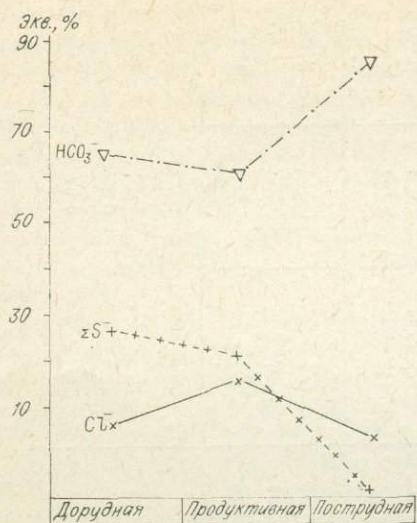


Рис. 2. Изменение содержаний анионов в газожидких включениях в кварцах, отложенных в последовательные стадии минералообразования (Токурское месторождение).

подтверждается особенностями изменения околожильных пород и состава руд. На ранних стадиях развивалась серицитизация пород вблизи жил, которая сменялась калишпатизацией околожильных пород и отложением адуляра среди жильных минералов. Это приводило к понижению содержания калия в растворах. В отличие от калия содержание натрия, малое в растворах дорудной стадии, резко возрастало в продуктивную стадию (см. рис. 3). В пострудных растворах натрий практически отсутствует.

В составе газовой фазы гидротерм всех стадий доминировал углекислый газ, а метан и азот присутствовали в небольших количествах. Доля углекислого газа от общей суммы газов от ранней к поздним стадиям минералообразования несколько уменьшалась, а доля азота возрастала (см. табл. 1). Для гидротерм продуктивной стадии характерно наиболее высокое процентное содержание метана.

От дорудной к продуктивной стадии закономерно уменьшалось рН гидротермальных растворов и увеличивался окислительно-восстановительный потенциал (табл. 1).

Состав гидротермальных растворов продуктивной стадии при восходящем движении по рудной зоне менялся в сторону увеличения роли калия в группе катионов и уменьшения концентрации хлора в группе анионов. По мере продвижения к земной палеоповерхности рН гидротермальных растворов уменьшалось, а окислительно-восстановительный потенциал возрастал.

Харгинское месторождение по минеральному составу руд и их минералотермометрическим характеристикам во многом сходно с Токурским. Возрастные соотношения минеральных комплексов на Харгинском месторождении фиксируются не только часто наблюдающимися текстурами внутрирудных пересечений и брекчирования, но и явлениями внутрирудного выщелачивания и переотложения. С учетом этих данных и материалов минералотермометрических исследований на Харгинском месторождении установлено четыре стадии минералообразования: 1) слабозолотоносных метасоматических кварцитов (400—260°); 2) слабозолотоносных кварц-полевошпатовых жил (350—230°); 3) продуктивная — золото-кварцевых жил (250—180°); 4) постпродуктивная — кварц-карбонатных жил и прожилков (150—90°). Как и на Токурском месторождении, основное количество самородного золота выделилось из гидротермальных растворов после галенита, но до блеклых руд в интервале температур 250—180°.

Гидротермальные растворы продуктивной стадии, судя по анализам вытяжек из

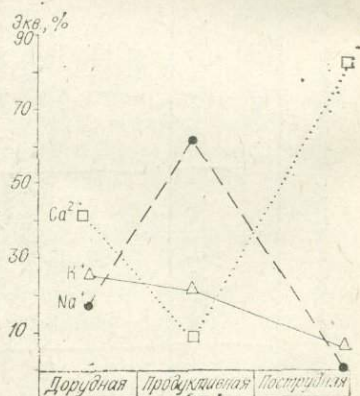


Рис. 3. Изменение содержаний катионов в газожидких включениях в кварцах, отложенных в последовательные стадии минералообразования (Токурское месторождение).

кварца и самородного золота, обладали бикарбонатно-натрово-хлоридно-калиевым составом с еще более высоким (79,6) отношением $\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$,

чем в гидротермах продуктивной стадии формирования Токурского месторождения. На Харгинском месторождении, так же как и на Токурском, среди газовой составляющей главную роль играл углекислый газ и в небольших количествах постоянно присутствовали метан и азот; величина рН гидротермальных растворов от дорудных к продуктивным уменьшалась при возрастании окислительно-восстановительного потенциала.

Физико-химические условия формирования других месторождений малосульфидной формации юга Дальнего Востока и других регионов мало отличаются от рассмотренных. Большинство месторождений этой формации образовались в интервале температур 400—80°, основное количество самородного золота выделилось из растворов при 250—180°. Гидротермальные растворы продуктивных стадий всюду отличались от дорудных и порудных повышенным содержанием щелочных элементов в группе катионов и преобладанием натрия над калием, а в группе анионов — более высоким содержанием хлора. В гидротермах продуктивной стадии по сравнению с безрудными доля метана от общего количества газов наиболее высокая.

Физико-химические параметры гидротермальных растворов, отлагавших руды умеренно-сульфидной формации, нами наиболее полно изучены на Кировском месторождении. Здесь наблюдаются пересечения разноориентированных жил, сложенных иногда минералами только одной стадии, а также признаки внутрирудного выщелачивания и перетолжения. Эти данные и материалы изучения газово-жидких включений в минералах Кировского месторождения позволили выделить четыре стадии: 1) кварц-магнетитовую (300—250°); кварц-висмутиновую (250—200°); 3) галенит-сфалеритовую с кварцем (220—190°); 4) сульфо-антимонитовую с халцедоновидным кварцем (200—160°).

По сравнению с месторождениями малосульфидной формации Кировское месторождение образовано растворами с очень высоким содержанием хлора и сравнительно низким $НСО_3$. Газовая фаза гидротермальных растворов также состояла преимущественно из $СО_2$ с постоянной примесью азота и метана. От ранней к более поздним стадиям рН гидротермальных растворов падало, а окислительно-восстановительный потенциал возрастал (табл. 2). В реликтах гидротермальных растворов трех первых стадий среди катионов постоянно присутствуют и играют главную роль натрий, калий и кальций. В растворах главной (кварц-висмутиновой) продуктивной стадии этого месторождения содержание натрия более чем в два раза выше содержания калия.

Характерно, что и на Кировском месторождении доля метана от общего количества газов наиболее высокая в гидротермах главной продуктивной (висмутиновой) стадии минералообразования.

Другие месторождения и рудопроявления умеренно-сульфидной формации сформированы в сходных физико-химических условиях.

По данным И. И. Фатьянова, Л. В. Мельниковой (1968), а также автора руды месторождений убогосульфидной формации были отложены при температурах 400—80°, сходных с температурами образования месторождений других формаций. Отложение самородного золота и на этих месторождениях также происходило в сравнительно узком интервале температур (250—150°).

Автор и И. И. Фатьянов (Moiseenko, Fatyayov, 1972) при изучении месторождений этих формаций установили, что растворы дорудной стадии по сравнению с растворами продуктивной стадии содержали значительно меньше натрия и хлора, но больше калия и магния, были более щелочными и имели более низкий окислительно-восстановительный потенциал.

Руды месторождений Белая Гора, Бухтянка и Союзное отложились также из щелочно-бикарбонатно-хлоридных растворов, но калия здесь,

Химический состав газовой-жидких включений в кварце продуктивных стадий Кировского месторождения

Компонент	Турмалин-магнетитовая			Висмутиновая			Галенит—сфалеритовая		
	г	г·эКВ	экв. %	г	г·эКВ	экв. %	г	г·эКВ	экв. %
	1000 г H ₂ O	1000 г H ₂ O		1000 г H ₂ O	1000 г H ₂ O		1000 г H ₂ O	1000 г H ₂ O	
Na ⁺	56,289	2,449	59,21	33,224	1,445	74,64	15,084	0,656	33,06
K ⁺	25,240	0,646	15,62	13,290	0,340	17,56	16,854	0,431	21,73
NH ₄ ⁺	3,380	0,188	4,55	0,792	0,004	0,21	—	—	—
Mg ²⁺	—	—	—	—	—	—	7,584	0,624	31,45
Ca ²⁺	17,035	0,853	20,62	2,955	0,147	7,59	5,478	0,273	13,76
Σkt	102,004	4,136	100,0	50,261	1,936	100,0	45,000	1,984	100,0
HCO ₃ ⁻	50,330	0,825	18,25	42,021	0,689	33,45	110,520	1,811	78,63
Cl ⁻	120,248	3,392	75,03	48,622	1,371	66,55	10,534	0,297	11,58
ΣS	14,587	0,304	6,72	—	—	—	21,910	0,456	17,79
Σan	185,165	4,521	100,0	90,643	2,060	100,0	142,964	2,564	100,0
Σan+kt	287,169	8,657	—	140,904	3,996	—	187,964	4,548	—
CO ₂	214,98	4,886	85,76	182,3	4,14	90,33	262,0	5,9	92,77
CH ₄	2,39	0,149	2,62	1,93	0,121	2,64	1,26	0,08	1,26
N ₂	18,55	0,662	11,62	9,02	0,322	7,03	10,7	0,38	5,97
H ₂ O, вес. %		0,068			0,087			0,071	
pH		7,21			6,91			6,35	
Eh		-0,746			-0,654			-0,549	
Проба Au		977,2			936,3			889,2	

Примечание. Фтор и бор не обнаружены.

Химический состав газовой-жидких включений в кварце продуктивных стадий близповерхностных месторождений Бухтынка, Белая Гора, Союзное

Компонент	Бухтынка (200°)			Белая Гора (200°)			Союзное (160°)		
	$\frac{\text{г}}{1000 \text{ г H}_2\text{O}}$	$\frac{\text{г}\cdot\text{экв}}{1000 \text{ г H}_2\text{O}}$	экв. %	$\frac{\text{г}}{1000 \text{ г H}_2\text{O}}$	$\frac{\text{г}\cdot\text{экв}}{1000 \text{ г H}_2\text{O}}$	экв. %	$\frac{\text{г}}{1000 \text{ г H}_2\text{O}}$	$\frac{\text{г}\cdot\text{экв}}{1000 \text{ г H}_2\text{O}}$	экв. %
Na ⁺	27,696	1,205	70,14	13,817	0,601	56,12	3,435	0,149	41,62
K ⁺	20,059	0,513	29,86	13,055	0,334	31,18	2,409	0,062	17,32
Mg ²⁺	—	—	—	—	—	—	1,784	0,147	41,06
Ca ²⁺	—	—	—	2,723	0,136	12,70	—	—	—
$\Sigma \text{кт}$	47,755	1,718	100,0	29,595	1,071	100,0	7,628	0,358	100,0
HCO ₃ ⁻	84,875	1,391	90,80	55,158	0,904	91,68	14,286	0,234	72,67
Cl ⁻	4,992	0,141	9,20	2,698	0,076	7,71	3,123	0,088	27,33
F ⁻	—	—	—	0,109	0,006	0,61	—	—	—
ΣS	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\Sigma \text{ан}$	89,867	1,532	100,0	57,965	0,986	100,0	17,409	0,322	100,0
$\Sigma \text{ан} + \text{кт}$	137,622	3,250		87,560	2,057		25,037	0,680	
CO ₂	444,45	10,10	88,29	165,22	3,755	95,04	5,06	1,151	90,27
CH ₄	0,1	0,63	5,51	1,31	0,082	2,07	0,78	0,049	3,84
N ₂	0,2	0,71	6,20	3,20	0,114	2,89	2,11	0,075	5,89
H ₂ O, вес. %		0,054			0,181			0,134	
pH		6,27			6,63			6,36	
Eh		-0,494			-0,548			-0,525	
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{K}^+} \cdot 100$		70,14			64,28			70,62	
Проба Au		660			645				

Примечание. Бор и сера не обнаружены.

особенно на месторождении Белая Гора, содержалось уже значительно больше (табл. 3), чем в растворах, образовавших месторождения мало- и умеренно-сульфидной формации (см. табл. 1, 2).

Гидротермальные растворы продуктивной стадии месторождений убогосульфидной формации отличались от растворов продуктивных стадий месторождений других формаций не только более высоким содержанием калия, но также более высоким окислительно-восстановительным потенциалом и меньшей величиной рН.

Из приведенных материалов видны черты общности гидротермальных растворов продуктивных стадий при образовании золоторудных месторождений различных формаций. Л. Н. Овчинников (1970, 1973) отмечал, что стандартность природных растворов и постоянство состава их анионной группы — характерные черты эндогенного рудообразования. По-видимому, в этом кроются причины однотипности наборов одностадийных минеральных ассоциаций в рудах золота и единообразия смены их во времени (Петровская, 1955, 1960).

Образование определенных парагенезисов металлов в сходных условиях рассмотрено в работах А. А. Маракушева (1974), И. Я. Некрасова (1973) и других исследователей.

Золоторудные гидротермальные месторождения Приамурья сформировались в диапазоне температур от 400 до 80°. Основное количество самородного золота выпадало из растворов в сравнительно узком температурном интервале (от 250 до 180°) совместно с поздними сульфидами продуктивной стадии. Полученные данные согласуются с выводами Л. Н. Овчинникова (1968), А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова (1969, 1971), согласно которым образование многих минералов гидротермальных месторождений имеет четкие и сравнительно узкие температурные интервалы.

При формировании месторождений золота разных формаций в предрудный период гидротермальные растворы были обогащены магнием, калием и серой, отложение руд проходило при низком окислительно-восстановительном потенциале в условиях, близких к нейтральным, из щелочно-хлоридно-бикарбонатных растворов с существенным преобладанием натрия и хлора. Послерудные растворы на месторождениях всех формаций характеризовались бикарбонатно-кальциевым составом.

Четко изменялась газовая составляющая флюидов во времени и в пространстве. В общем виде от ранних стадий минералообразования к поздним уменьшалась доля метана в составе газов, но продуктивная стадия, как правило, характеризовалась повышенной долей метана от общего количества газов. С уменьшением глубины формирования при движении флюидов к земной палеоповрхности, при прочих равных условиях, в составе газов уменьшалось содержание водорода и метана. Водород фиксируется только на глубоких горизонтах месторождений малосульфидной формации. При восходящем движении гидротермально-газового потока происходили «горение» водорода с образованием воды и окисление метана до углекислого газа.

Зависимость состава самородного золота от физико-химических условий образования и некоторые общие вопросы эндогенной миграции золота

Влияние термодинамических параметров процесса минералообразования и химизма растворов на состав самородного золота и, в первую очередь, на содержание в нем серебра весьма мало освещено исследователями. Высказывались мнения о зависимости пробы золота от температурных условий, но они основаны, скорее, на умозрительных суждениях, чем на анализе фактических данных.

При формировании отдельных месторождений юга Дальнего Востока состав самородного золота зависел от температуры, но это обычно затушевывалось действием более сильных факторов.

Проба самородного золота месторождений Среднего Приамурья (Селемджинский район) неодинакова и колеблется в интервале 650—940. Вместе с тем самородное золото всюду отлагалось при близких температурах (250—180°). Еще более убедительные данные имеются по Нижнему Приамурью. Здесь при общей близости интервалов температур, при которых формировались золотоносные минеральные ассоциации, проба золота колеблется весьма значительно (500—950). Отсюда следует, что температура не являлась решающим фактором при кристаллизации золота с разной примесью серебра.

Признаки влияния состава гидротермальных растворов на пробу золота установлены на месторождениях Селемджинского района, где температуры отложения золота были довольно устойчивы, а состав гидротермальных растворов, как и проба золота, менялся в широких пределах.

На месторождениях Приамурья наблюдается прямая зависимость пробы самородного золота от доли натрия в сумме щелочей и доли хлора в группе анионов, определяемых при анализе водных вытяжек из кварцев и самородного золота. Зависимость такого рода отчетливо просматривается также и в других золотоносных районах.

На месторождениях убогосульфидной формации в Нижнем Приамурье коэффициент корреляции отношения $\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$ в вытяжках и пробы золота составил 0,979. При математической обработке всех анализов остаточных гидротермальных растворов, извлеченных из кварцев продуктивных стадий, формировавших генетически разнотипные месторождения, и химических анализов самородного золота установлено, что с ростом содержания в растворах натрия, хлора и величины отношения $\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$ возрастает не только проба золота, но также содержание в самородном золоте висмута и уменьшается — ртути и железа. С увеличением содержания в гидротермальных растворах ионов кальция и бикарбонат-иона повышается содержание в самородном золоте меди, теллура и цинка, а с ростом ионов серы увеличивается концентрация свинца в золотинах.

Учитывая резко выраженную склонность золота к комплексобразованию, большинство ученых считает, что оно переносится в гидротермальных растворах главным образом в виде комплексных соединений. Однако в представлениях о составе соединений единого мнения нет. Одни исследователи отдают предпочтение комплексам золота с серой, а другие — золота с хлором.

Нами анализировались водные вытяжки (более 100) из кварца продуктивных ассоциаций минералов месторождений разного генезиса, расположенных в ряде рудных провинций СССР. В каждой вытяжке неизменно фиксировались ионы хлора, содержание которого колебалось в пределах 11—80% от общей суммы анионов. Из общего количества проанализированных проб золотоносного кварца продуктивной стадии только в 25 вытяжках обнаружены анионы серы (первые проценты от общей суммы анионов).

Так как золото выпадает из растворов позже кварца продуктивных стадий, то по солевному и газовому составу включений в кварце можно только косвенно судить об условиях минералообразования в период отложения золотин. Более точную информацию состава и других физико-химических параметров гидротерм в период образования золотин дает изучение включений непосредственно в этом минерале. Особые минералогические свойства самородного золота, к сожалению, не позволяли длительное вре-

мя получить надежные количественные данные о составе в нем включений, а иногда приводили к неправильным выводам. Так, некоторые исследователи считали, что в самородном золоте нет жидкой фазы. В изученных нами золотилах из разных месторождений СССР постоянно фиксируется вода в количествах, сопоставимых с содержанием воды в других минералах этих месторождений, если учесть разницу удельных весов минералов. Помимо воды, включения в золотилах содержат в группе катионов натрия, калий, кальций, магний, аммоний, а в группе анионов — хлор, бикарбонат-ион, кремнекислоту и иногда серу. Методом газовой хроматографии в самородном золоте обнаружены углекислый газ (преобладающий компонент), азот, метан (см. табл. 4) и иногда окись углерода и водород.

Исследования газовой-жидких включений в самородном золоте проводились также на микрозонде. Как отмечалось ранее (Моисеенко и др., 1974), включения в золотилах постоянно содержат хлор, натрий, калий (обычно с преобладанием натрия над калием) и редко серу. Для юга Дальнего Востока, видимо, малая концентрация серы в гидротермальных растворах продуктивных стадий явилась скорее всего правилом, чем исключением.

Высокие содержания хлора в газовой-жидких включениях в самородном золоте, повышенное содержание хлора в вытяжках из кварца продуктивных ассоциаций по сравнению с безрудным кварцем и наличие прямой зависимости между пробой самородного золота, извлеченного из кварца, и содержанием хлора в вытяжках из этого же кварца привели нас к мысли (Моисеенко, 1971; Moiseenko, Fatyanow, 1972), что золото в гидротермальных растворах поздних стадий мигрирует в виде хлоридных анионных комплексов. Поскольку такие комплексы заряжены отрицательно, противоионами для них могут служить катионы щелочных металлов — натрия и калия, постоянно и в значительных количествах обнаруживаемых в газовой-жидких включениях минералов продуктивных стадий. С этим согласуется зависимость пробы золота от доли натрия в сумме щелочей и доли хлора в группе анионов. Приведенные данные позволяют утверждать, что основной формой миграции золота при образовании изученных нами месторождений являлись различные хлоридные комплексы этого металла. Видимо, в комплексных соединениях золота могли участвовать (как противоионы) и натрий, и калий. В пользу такого предположения говорит наличие прямой корреляционной связи между содержаниями в руде золота, Na_2O , K_2O . Различие состоит в том, что коэффициент корреляции содержания натрия и золота в руде выше коэффициента корреляции содержания калия и золота.

На примере изученных месторождений четко просматривается различие геохимических процессов, протекающих с участием натрия и калия, что неоднократно подчеркивалось рядом исследователей (Щербина, 1963; Барсуков, Суццевская, 1973; и др.).

Более тесная связь золота с натрием определяется, по-видимому, разной устойчивостью хлоридных комплексов золота в натровых и калиевых растворах. Повышенная растворимость золота в натровых растворах и устойчивость хлоридных комплексов золота в этих растворах и определяют перенос этого металла в эндогенных условиях.

Хлоридно-натровые комплексы золота, вероятно, были основной формой переноса золота не только в магматогенных, но и в метаморфогенных гидротермальных растворах.

Отношение натрия к калию в гидротермальных растворах и величины параметров рН и Eh флюидов взаимосвязаны. Калий по сравнению с натрием обладает более щелочными свойствами (Щербина, 1963) и следовало бы ожидать, что гидротермальные растворы с более высокой щелочностью и более низким окислительным потенциалом будут по своему составу преимущественно калиевыми. В действительности наблюдается обратная картина. Гидротермальные растворы с более низким окислительным потенциа-

лом и более высокой величиной рН по своему катионному составу были преимущественно натровыми, а флюиды, формировавшие золото-серебряные месторождения, имели более высокий потенциал, меньшую величину рН и содержали больше калия в группе катионов.

Одним из основных компонентов гидротермальных растворов является углекислота. Судя по соотношению ΣC и ΣS , равному 10 и, вероятно, даже более низкому, чем природное, в системе $C-S-H_2O$ потенциалоопределяющая роль принадлежит соединениям углерода (Николаева, Германов, 1973). Соотношение окисленных и восстановленных форм углерода подчиняется той величине Eh, которая задается соотношением преобладающих форм углерода. Поведение различных форм углерода при гидротермальном процессе ведет за собой изменение окислительно-восстановительных условий.

Поскольку величина окислительно-восстановительного потенциала гидротермальных растворов зависит от соотношения окисленных и восстановленных форм углерода, следует ожидать зависимости пробы золота от отношения CO_2 и CH_4 .

Нами проведено сопоставление изменения во времени отношения окисленной и восстановленной форм углерода в гидротермальных растворах трех стадий Кировского месторождения с пробой самородного золота в рудах, отложенных флюидами этих трех стадий минералообразования. При этом установлено (рис. 4), что от ранней к более поздним стадиям минералообразования закономерно увеличивается величина отношения окисленной и восстановленной форм углерода (1-я стадия: $\frac{CO_2}{CH_4} \left(\frac{г \cdot экв}{1000 г H_2O} \right) = 32,79$; 2-я — 34,21; 3-я — 73,75) и с увеличением этого отношения из растворов выпадает самородное золото более низкой пробы (1-я генерация самородного золота имеет пробу 979,2; 2-я — 936; 3-я — 889,2).

Еще более четкая зависимость пробы золота от величины отношения окисленной и восстановленной форм углерода наблюдается при анализе изменения в пространстве состава газовой фазы флюидов и пробы самородного золота, отложенного гидротермальными растворами. Так, на Харгинском месторождении при движении таких растворов продуктивной стадии к земной палеоповерхности в газовой фазе увеличивалось отношение CO_2/CH_4 , а проба самородного золота, отложенного этими растворами, падала.

Несомненно, что на пробу золота влияет не столько величина отношения окисленной и восстановленной форм углерода в гидротермах, сколько величины параметров Eh—рН рудообразующих флюидов, зависящие от CO_2/CH_4 .

Нами проведена корреляция изменения во времени и в пространстве окислительно-восстановительного потенциала и кислотно-щелочных свойств гидротермальных растворов и пробы золота, отложенного этими флюидами.

Зависимость пробы самородного золота от изменившихся во времени величин Eh—рН гидротермальных растворов, формировавших рудные тела, хорошо просматривается на Кировском месторождении. Здесь от ранней к поздней стадии с падением температуры закономерно увеличивалась величина окислительно-восстановительного потенциала и понижалось рН раствора, а проба золота, отложенного этими растворами, последовательно уменьшалась (рис. 5).

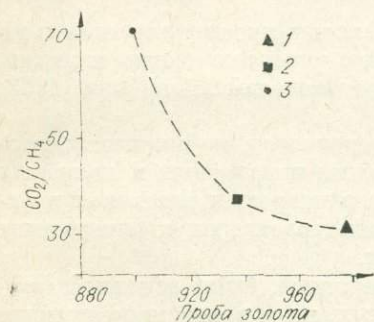


Рис. 4. Зависимость пробы самородного золота от отношения окисленной и восстановленной форм углерода в гидротермальных растворах (Кировское месторождение).

Стадии минералообразования: 1 — турмалин-магнетитовая, 2 — висутиновая, 3 — галенит-сфалеритовая.

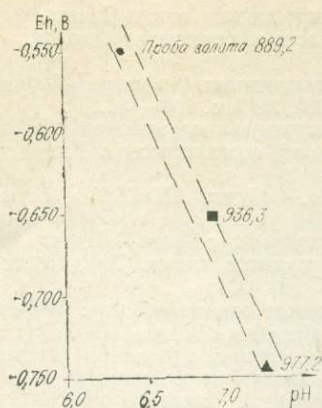


Рис. 5. Зависимость пробы золота от Eh—pH гидротермальных растворов, формировавшихся Кировское месторождение.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

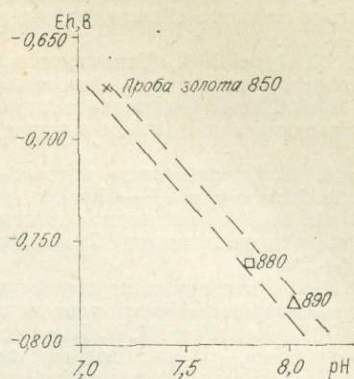


Рис. 6. Изменение пробы золота в связи с эволюцией гидротермальных растворов при движении их к земной палеоповерхности (Харгинское месторождение).

Еще более четкая зависимость состава самородного золота от изменения величин Eh—pH гидротермальных растворов по мере продвижения их к земной палеоповерхности установлена на Харгинском месторождении. Здесь при восходящем движении по рудной зоне менялись температура, состав и параметры Eh—pH гидротермальных растворов, что сказывалось на изменении пробы самородного золота, отложенного этими флюидами (рис. 6).

При восходящем движении газовой-гидротермального потока эволюция флюидов проходила в сторону уменьшения доли натрия в сумме щелочей, хлора в группе анионов, увеличивалось отношение CO_2/CH_4 в газовой составляющей и, как следствие, увеличивалась величина окислительно-восстановительного потенциала и уменьшалось pH флюидов. В связи с этим проявилась многогранная зависимость пробы золота от доли натрия в сумме щелочей (Моисеенко, 1971), доли хлора в сумме анионов (Moiseenko, Fatyanov, 1972) и величины отношения CO_2/CH_4 в газовой-гидротермальном потоке.

Таким образом, проба самородного золота зависит прежде всего от состава гидротермальных растворов и от параметров Eh—pH гидротермальных растворов в период минералообразования. При прочих сходных условиях с уменьшением температуры и ростом величины pH растворов и увеличением окислительно-восстановительного потенциала выпадало более низкопробное золото.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Суцневская Т. М. Об эволюции состава гидротермальных растворов в процессе образования оловорудных месторождений.— «Геохимия», 1973, № 4, с. 491—503.
- Волярович Г. П. Сочленение тихоокеанских и монгольских структур и особенности размещения золотосных районов в пределах южной части Дальнего Востока.— В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 2. Владивосток, 1960, с. 32—37.
- Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах.— В кн.: Материалы III Всесоюзного совещания по минералогии, термобарометрии и геохимии глубоководных минералообразующих растворов. Александров, 1971, с. 198.
- Изох Э. П. О систематике гранитоидных формаций при металлогенетических и геохимических исследованиях.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 3—27.

- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967. 384 с.
- Кунаев И. В., Русс В. В. Некоторые черты металлогении Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— «Сов. геология», 1964, № 7, с. 103—112.
- Миронова О. Ф. Экспериментальное изучение химических параметров гидротермальных растворов по данным анализа их газовой составляющей. Канд. дисс. М., 1973.
- Маркушев А. А. Парагенезисы рудных металлов.— «Докл. АН СССР», серия геол., 1974, т. 215, № 4, с. 947—950.
- Моисеенко В. Г. Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 156—161.
- Моисеенко В. Г. Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 230—239.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А. Перераспределение золота при осадконакоплении и метаморфизме.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1970, с. 198—200.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Сахно В. Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 101.
- Мязь Н. П., Комлева Ж. А., Руденко А. Ф. и др. О методике проведения и обработки результатов водных вытяжек.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., «Наука», 1968, вып. 24, с. 83—86.
- Некрасов И. Я. О соотношении золотого и оловянного оруденения (на примере Северо-Востока СССР).— «Геол. рудн. месторожд.», 1973, № 3, с. 16—28.
- Николаева О. В., Германов А. И. Равновесия в системе $C-S-H_2O$ в гидротермальных условиях.— «Геол. рудн. месторожд.», 1973, № 4, с. 51—60.
- Овчинников Л. В. Плутогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 443—488.
- Овчинников Л. В. Успехи и задачи по проблемам гидротермального рудообразования.— В кн.: Тезисы докладов IX Всесоюзного совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Иркутск, 1973, с. 11—12.
- Овчинников Л. В., Массалович А. М. Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 25—32.
- Петровская Н. В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд. Труды Нигризолото, 1955, вып. 80.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. М., ГОНТИ, 1960, с. 83—86.
- Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 78—112.
- Петровская Н. В. Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в убогосульфидных рудах формации малых глубин (на примере месторождений Забайкалья).— В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969, с. 69—102.
- Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 5—38.
- Реддер Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 428—458.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Изд. 3-е. М., «Недра», 1963, с. 488.
- Рыженко Б. Н. Физико-химические данные по системе $Me_2CO_3-MeHCO_3-CO_2-H_2O$ и некоторые приложения к гидротермальному процессу.— «Геохимия», 1963, № 5, с. 443—459.
- Сидоров А. А. Золото-серебряная формация окраинных вулканогенных поясов Северо-Восточной Азии. Автореф. докт. дис., М., 1973. 40 с.
- Смирнов В. П. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 687 с.
- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Термобарометрические условия формирования гидротермальных урановых месторождений.— «Геохимия», 1969, № 2, с. 131—143.
- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.— В кн.: Тезисы докладов Международного геохимического конгресса. Т. 1. М., 1971, с. 304—306.
- Фатьянов И. И., Мельникова Л. В. Температурные особенности распространения кварцев некоторых золоторудных месторождений и рудопроявлений Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968, с. 271—276.

- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минеральные микровключения. М., «Наука», 1965, с. 74—249.
- Хитаров Н. И., Рыженко Б. Н. К оценке рН гидротермальных растворов.— «Геохимия», 1963, № 12, с. 1152—1154.
- Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газовой-жидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 171—203.
- Шило Н. А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота.— В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с. 5—16. (Тр. СВГНИИ, вып. 44).
- Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 229—236.
- Эйриш А. В. Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения. Канд. дис. Владивосток, 1972. С. 137.
- Moiseenko V. G., Fatyanov I. I. Geochemistry of Gold.— In: International Geological Congress. Canada, 1972, p. 497—499.
- Moiseenko V. G., Mikhailov M. A., Sakhno V. G. Gold-Silver Mineralization in connection with Volcanism.— In International Symposium of Volcanism and Associated Metallogenesis. Budapest, 1973, p. 130—132.

Е. В. ЯЛЫНЫЧЕВ

(ДВИМС)

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СТАНОВОЙ ЗОНЫ

Золотое оруденение в Становой зоне распределено крайне неравномерно. Наряду с обширными площадями, практически незолотоносными или характеризующимися очень слабой золотоносностью, выделяются рудные узлы, в пределах которых сосредоточено основное количество россыпей и рудных проявлений. Характер и формирование рудных узлов явились результатом сочетания ряда геологических факторов: структурных, магматических и литолого-формационных; последние, видимо, имеют определяющее значение.

Все без исключения рудные узлы пространственно совпадают с площадями наибольшего развития докембрийских вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций, представленных в настоящее время кристаллическими сланцами основного состава. Так, Березитовый и Кировский рудные узлы пространственно совпадают с полями распространения амфиболитов и существенно амфиболовых кристаллических сланцев арбинской свиты усть-гиллюйской серии, которые слагают останцы в кровле мезозойских интрузий. Сугамский, Брянтинский и Мульмугинский рудные узлы не выходят за пределы развития пород мульмугинской свиты брянтинской серии, представленной роговообманковыми кристаллическими сланцами и амфиболитами с прослоями роговообманково-биотитовых и биотитовых гнейсов. Токско-Алгоминский и Купуринский золотоносные узлы находятся в пределах распространения обширных выходов пород уинской свиты купуринской серии, в составе которой преимущественную роль играют также амфиболовые кристаллические сланцы.

Сходные породы, относимые к различным свитам и горизонтам иликанской серии, также широко распространены в Дамбукинском золотоносном районе. Анализ пространственного размещения золоторудных проявлений дает возможность судить о сравнительной золотоносности древних вулканогенных формаций. В частности, в Дамбукинском районе золотоносность рассматриваемых формаций тем выше, чем дифференцированнее они по составу и строению. Например, в пределах распространения пород джигдалинской свиты, представленных монотонным переслаиванием однообразных по текстурно-структурным особенностям и составу биотит-амфи-

боловых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов, золотоносность, несмотря на сходность геологической обстановки, проявлена слабее, чем на участках развития урюмской свиты, более «пестрой» по составу. Для нее характерна неравномерная перемежаемость многочисленных разновидностей существенно амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов, реже различных по составу гнейсов и кварцитов.

Вышеизложенное в известной мере увязывается с данными Ю. Г. Щербакова (1967) о повышенном содержании золота в дифференцированных трапповых формациях Сибири по сравнению с простыми по составу породами гранитов. Кроме того, как отмечает этот исследователь, там золотоносность вулканогенных формаций в общем случае возрастает с увеличением железистости и содержания титана, ванадия, марганца и кобальта. Именно такое увеличение этих элементов в отличие от вулканогенных пород других стратиграфических единиц древнего фундамента установил Ю. П. Рассказов для мономинеральных фракций пород урюмской свиты. Рассматривая вопрос о золотоносности комплексов, представленных существенно амфиболовыми кристаллическими сланцами, следует помнить, что значительная часть из них могла образоваться за счет осадочных пород, например мергелей, либо красноцветных глин (Сидоренко и др., 1968).

Площади, сложенные докембрийскими преимущественно терригенно-осадочными образованиями, представленными в настоящее время существенно биотитовыми гнейсами, насыщенными древнестановыми палингенными гранитоидами, являются практически безрудными. В пределах развития древних терригеновых образований лишь на участках, сложенных высокоглиноземистыми породами, золотоносность россышей и количество рудопроявлений иногда несколько повышаются.

Выявлена определенная зависимость размещения золотого оруденения и от элементов строения кристаллического фундамента. Березитовый, Кировский, Сутамский, Брянтинский, Мультугинский золотоносные узлы тяготеют к антиклинальным структурам. Сугдjarский рудный узел, судя по полученным в последние годы материалам, расположен в пределах горст-антиклинальной структуры — тектонического блока, сложенного архейскими основными породами, приподнятыми по отношению к раннепротерозойским образованиям. В пределах антиклинальных структур наиболее интересны в отношении золота те участки, которые эродированы слабее. Так, в северной части Дамбукинского узла, где устанавливается антиклинальная структура, более интенсивная золотоносность отмечается в метаморфических породах и приурочена к грабену, обрамляющему Джелтулинский купол. Грабен частично выполнен мезозойскими осадочно-вулканогенными породами. Известные проявления того же района: Золотая Гора, Аляска, Перевальный, Успенковский — находятся в грабенах, расположенных вдоль зоны Тукурингского глубинного разлома. Наличие грабенов подтверждается характером системы сбросов и широким развитием там сланцев джелтулакской серии, относящихся к верхнему структурному этажу (синийский возраст, по данным Т. А. Милая). Сходные рудоконтролирующие структуры — тектонические депрессии, частично фиксируемые мезозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, устанавливаются также в Брянтинском, Сутамском, Джелтулакском, Апсаканском, Березитовом и других рудных узлах.

На фоне древних антиклинальных поднятий кристаллического фундамента, к которым приурочены рудные узлы, выделяются тектонические депрессии — грабены, где золотоносность наиболее интенсивна. Эти структуры долгоживущие, формирование их заканчивалось в послерудный период. Перспективность таких «отрицательных по знаку» структур при прочих равных условиях тем выше, чем больше амплитуды их вертикальных перемещений. Благоприятная в смысле рудоносности обстановка в пределах грабенов заключается еще в том, что разломы, ограничивающие их и являющиеся нередко глубинными, представляют рудоподводящие и ру-

долокализирующие структуры. В опущенных блоках фиксируются верхние горизонты этих структур. Наличие или близость рудолокализирующего экрана — образований верхнего структурного этажа — в большинстве золотоносных узлов представляет положительный фактор для оруденения.

Важнейший фактор узлового характера распределения золотоносности — пересечения зон крупных разломов. Сложно построенные зоны разломов — Становой, Тукурингрский, Южно-Тукурингрский, субсогласные со складчатыми сооружениями фундамента и являющиеся естественными границами геолого-структурных зон, имеют субширотные и северо-западные простирания. Движения по этой системе разломов носили сбросовый, реже надвиговый характер. Контролируются нарушения зонами милонитов, бластомилонитов, бластокатаклазитов и брекчий. Широкое площадное распространение в пределах зон глубинных разломов имеют диафторированные породы и диафториты. Наиболее благоприятны для золотого оруденения диафториты зеленосланцевых фаций метаморфизма. В некоторых случаях глубинные разломы залечены позднестановыми раннепротерозойскими так называемыми «джалонскими, низеричинскими и таксагандинскими» гранитоидами и мезозойскими интрузиями. Региональные долговечные и сопряженные с ними разломы секутся диагональными, реже поперечными нарушениями северо-восточного, иногда субмеридионального северо-западного направления. Эти нарушения являются более молодыми по сравнению с субширотными, возможно, мезозойскими. Движения по ним имели преимущественно сбросовый, либо сбросо-сдвиговый характер. Они контролируются зонами брекчий и катаклазитов.

Зависимости в размещении рудных узлов от проявлений мезозойского магматизма не устанавливается. В пределах же узлов, в частности в наиболее изученных — Березитовом, Кировском и Апсаканском, где помимо россыпей известны коренные месторождения и рудопроявления золота, в целом намечается связь последних с полями различных, чаще диоритовых по составу мезозойских даек, с покровами вулканитов, а также с малыми интрузиями гранитоидов повышенной основности. На эту особенность золотоносных районов Приамурья указывают М. Г. Золотов (1965), П. Н. Кошман и О. М. Чуракова (1969). Для мезозойских «золотоносных» интрузий характерна резкая дифференцированность состава — от сиенитоидов до плагиогранитов и диоритов (Кировское месторождение). Следует отметить, что в пределах Березитового, Кировского, Апсаканского рудных узлов, где мезозойский магматизм проявился шире и разнообразнее, содержания золота в рудопроявлениях и масштабы их наиболее значительны. Там же, как правило, устанавливается некоторая пространственная разобщенность золоторудных проявлений и участков выхода основных вулканогенных пород кристаллического основания. Эти факты, как показал Ю. Г. Щербаков (1967) на примере некоторых золоторудных провинций, могут свидетельствовать о значительном перемещении мобилизованного золота и о больших, нежели в докембрии, масштабах концентрации его в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации в зоне Становика.

Не обнаруживается связь золота, по крайней мере пространственная, с мезозойскими гранитоидами Удско-Зейского комплекса. Эти интрузии слагают крупные — до нескольких десятков тысяч квадратных километров тела и представлены в основном гранодиоритами. Единичные мелкие россыпи и рудопроявления, известные среди массивов этих гранитоидов, тяготеют к крупным тектоническим зонам трещиноватости, контролирующим расположение полей даек.

В Дамбукинском, Желтулакском и Сугдждарском рудных узлах наблюдается пространственная связь золотоносности с раннепротерозойскими гранитоидами «джалонского» и «таксагандинского» типов. Особенно интересны те россыпи Дамбукинского района, которые расположены в экзо- и эндоконтактных частях массивов либо в пределах небольших тел

этих гранитов. Крупность золота там увеличивается. Сходная картина наблюдается в Верхне-Тимптонском районе в приконтактных частях массивов «ниэричинских» гранитов, широко распространенных в пределах развития диафторитов зоны сочленения Алданского щита и Становой области.

Причины возникновения повышенных концентраций золота в древних толщах обусловлены характером геологического развития области в докембрии. В раннепротерозойский период развития Становой зоны помимо терригенных накапливались мощные толщи вулканитов — производных основных магм. Последние характеризуются высоким кларком золота (Щербаков, 1967). Фумарольно-сульфаторная деятельность, сопровождавшая излияние лав в условиях редоксвосстановительной среды, способствовала, как считает Ю. Г. Щербаков, обогащению вулканитов золотом, приносимым гидротермами, а также золотом, содержащимся в морской воде. Н. М. Страхов (1960) доказал, что осаждение тяжелых металлов из морской воды происходит путем абсорбции их коллоидными растворами. Учитывая значительную роль хемогенных пород — различных кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов в разрезе докембрия Становика, можно предполагать повышенные концентрации золота и в них. При перекристаллизации и гранитизации пород золото, не обладая способностью входить в кристаллические решетки вновь образующихся минералов, вероятно, переходило в мобильное состояние в виде комплексных щелочных соединений (Бетехтин, 1955). О щелочном характере золотоносных растворов свидетельствует широкое развитие в зонах ультраметаморфизма слабоинерализованного золотом кварц-полевошпатовых метасоматитов. Формирование таких метасоматитов, по К. А. Шуркину (1957), относится к заключительным стадиям ультраметаморфизма.

Важное значение имеет состав пород, с которыми взаимодействуют щелочные золотосодержащие растворы. Если последние соприкасаются с высокоглиноземистыми, и особенно с основными породами, равновесие нарушается, соединения золота становятся неустойчивыми, и оно выпадает из раствора. Обогащение золотом кварцевых, кварц-полевошпатовых жил и зон метасоматитов на участках их соприкосновения с амфиболитовыми породами отмечал в бассейне р. Унахи еще Э. Э. Аперт (1928). Нарушением режима кислотности — щелочности и изменением давления объясняется обогащение золотом тектонических и приконтактных зон различных по химическим и физическим свойствам пород. Как видно, в процессе ультраметаморфизма в пределах толщ древних вулканитов происходит перераспределение золота, причем наиболее обогащенными становятся участки, пачки и горизонты толщ, сложенные наиболее контрастными по составу породами. При прохождении золотоносных растворов через лейкократовые кислые породы гнейсового комплекса щелочные соединения оказываются относительно устойчивыми. Золото сохраняется в растворе и может мигрировать на значительные расстояния. Перемещаясь из глубоких зон ультраметаморфизма, золотоносные растворы сосредоточивались преимущественно в антиклинальных поднятиях. Обширные на Становике площади кристаллического фундамента, сложенные лишь интенсивно гранитизированными породами и лейкократовыми существенно биотитовыми гнейсами, оказываются практически незолотоносными. В бассейнах рек Гиллой и Унаха отмечается обеднение россыпей в пределах участков, сложенных докембрийскими терригенными образованиями.

Основными путями движения растворов и осаждения золота в условиях высоких ступеней регионального метаморфизма и ультраметаморфизма были межгранулярные пространства, зонки расслоения пород и т. д. Золото более или менее равномерно осаждалось в литологически благоприятных породах, локализовалось в огромной массе рассредоточенных мелких метасоматических кварц-полевошпатовых гнезд, линз и жил альпийского типа. Мощность таких жил не превышает первых десятков сантиметров, а содержание золота составляет обычно «следы», реже 0,01—

0,02 г/т. Таким образом, пространственное положение золотосных узлов определено на Становике в период осадконакопления и погружения образований раннепротерозойской геосинклинали. Однако, как видно, значительные рудные концентрации возникнуть в то время не могли.

Дальнейшее развитие золотосных узлов происходило по пути регенерации и локализации оруденения в них. Более благоприятные, нежели при ультраметаморфизме, условия для рудоотложения существовали в зонах диафторитовых сланцев, контролировавших глубинные разломы. Рудные концентрации в зонах диафтореза оказывались выше, чем первичные содержания золота в прогрессивно метаморфизованных породах. Непосредственно об этом свидетельствует преимущественная приуроченность россыпей и рудопроявлений к зонам диафтореза в золотосных узлах. В целом же золотое оруденение, его генезис в диафторитах не изучены. При рассмотрении вопроса о золотосности этих образований следует учитывать, что процессы диафтореза проходили при постоянном поглощении воды (Судовиков, 1964), идущей на образование гидроксилсодержащих минералов. В этих условиях растворы, в том числе золотосные, в большей части рассредоточивались в обширных зонах диафторированных пород, что, естественно, не могло привести к образованию значительных рудных обособлений. Содержание золота в проявлениях среди диафторитов обычно не превышает десятых долей грамма на тонну породы.

Практически интересные рудные тела в связи с диафторитами могли возникнуть при благоприятной геолого-структурной обстановке, например, на верхних горизонтах глубинных разломов или в оперяющих их тектонических зонах, куда мигрировала наиболее низкотемпературная часть золотосных растворов. Именно к такому типу гидротермальных месторождений, генетически связанных с диафторитами, относятся, вероятно, рудопроявления участков Скобельницкого и Шатёрки в зоне Станового разлома, а также месторождение Золотая Гора в Тукурингской зоне. Важную роль в процессе мобилизации золота в зонах диафтореза играли протерозойские гранитоиды позднестанового комплекса, с которыми устанавливается пространственная связь золотого оруденения. В отличие от трещинных интрузий Удско-Зейского комплекса, связь которых с золотосностью не отмечается, позднестановые граниты формировались в условиях больших глубин. Массивы этих гранитов, «раздвигая» породы рамы, содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Позднестановые граниты в приконтактовых зонах дают послонные и секущие инъекции в гнейсах и кристаллических сланцах, иногда гранитизируя их. Гранитизированные породы представлены кварц-каллишатовыми, кварц-полевошатовыми, кварцевыми метасоматитами так называемого марагайского комплекса. Таким образом, активное воздействие позднестановых гранитов и сопровождавших их постмагматических растворов на вмещающие породы обусловило в последних интенсивную мобилизацию и регенерацию рудных элементов, в том числе и золота.

Формирование значительной части известных месторождений и наиболее перспективных золоторудных участков Становика находится в связи с проявлениями мезозойского магматизма. Характерной особенностью последнего является «омоложение» возраста магматических пород, как, видимо, и связанного с ними оруденения, при движении с запада на восток. Так, в пределах Березитового рудного узла интрузивные и вулканогенные образования имеют преимущественно верхнеюрский и, реже, раннемеловой возраст. К востоку магматическая деятельность интенсивнее проявилась в ранне-, позднемеловое время. Возрастной диапазон проявления магматизма в западной части района более широкий. Здесь известны и наиболее интересные участки мезозойского золотого оруденения: Кировское, Березитовое месторождения, Колотниканское и Алсаканское рудопроявления и др. Интрузивные образования в отличие от восточной части рассматриваемого района занимают большую площадь, но представлены срав-

нительно мелкими телами. Вулканогенно-интрузивный комплекс на более перспективных площадях разнообразнее по составу (щелочные и кислые гранитоиды, сиениты, диориты, габбро и т. д.), а строение отдельных интрузий, в частности тех из них, с которыми генетически связаны месторождения, имеет резко выраженный дифференцированный характер.

Перечисленные особенности мезозойского магматизма в золотоносных районах в сочетании с благоприятными тектоническими структурами представляют факторы, способствующие концентрированной локализации рудоотложения и, видимо, интенсивной мобилизации золота из вмещающих пород, в том числе из диафторитов. Взаимосвязь оруденения и мезозойского магматизма изучена слабо. Несомненно, однако, что металлогеническая специализация мезозойских магматических комплексов, как и закономерности формирования золоторудных зон мезозойской металлогенической эпохи, во многом зависит от распределения золота в породах кристаллического основания. Золотое оруденение в связи с мезозойскими интрузиями проявляется главным образом в тех случаях, когда последние находятся среди докембрийских золотоносных формаций или вблизи от них.

ЛИТЕРАТУРА

- Аперт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока. Владивосток — Хабаровск, 1928.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Золотов М. Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока. — «Сов. геол.», 1965, № 7.
- Кошман П. Н., Чуракова О. М. К вопросу о геологическом контроле золоторудных проявлений Приамурья. — В кн.: Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья. Л., 1969.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В., Жук-Почекутов К. А., Розен О. М. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I—III. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., изд. ЛГУ, 1964.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. М., 1957. (Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 7).
- Щербаков Ю. Г. Распространение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.

Л. В. ЭЙРИШ

(ДВГУ)

ЗОЛОТОНОСНЫЕ КУПОЛА СЕЛЕМДЖИНО-КЕРБИНСКОГО ВЫСТУПА С ПОЗИЦИЙ ГИПОТЕЗЫ ПОДОБИЯ НЕФТЯНЫХ И ФЛЮИДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Монголо-Охотской области близ северо-восточной окраины Буреинского массива В. В. Онихимовским (1960) выделена своеобразная тектоническая структура — Селемджино-Кербинский выступ. Это тектонически наиболее приподнятая часть палеозойско-среднемезозойского орогена, в ядрах антиклиналей которого эрозией вскрыты докембрийские метаморфические породы. Район отличается очень сложным геологическим строением и разнообразной металлогенией, в том числе россышной и коренной золотоносностью. Здесь известно три золотоносных района — Верхне-

Селемджинский, Ниманский и Кербинский, в которых золотоносность проявлена в виде узлов сосредоточения россыпей, разрабатывающихся с конца прошлого века, и золоторудных месторождений, играющих небольшую роль в общем балансе золотодобычи. Золоторудные кварцевые жилы малосульфидного типа обычно залегают в палеозойских метаморфизованных песчано-глинистых породах, в докембрийских кристаллических сланцах и метадиабазам, редко в палеозойских гранитоидах.

Золотоносные узлы в названных районах, как правило, приурочены к весьма своеобразным структурам — куполовидным антиклиналям и куполам. В синклиналих и структурных седловинах промышленной золотоносности практически не известно. Сами структуры и связь с ними золотоносности уже описывались нами ранее (Эйриш, 1964, 1968, 1969, 1971). В настоящей статье обращается внимание на приуроченность золотоносности к породам, обогащенным углистым и графитистым веществом, и делается попытка объяснить, с позиций идеи Г. Л. Поспелова (1967), почему золотоносные узлы контролируются куполовидными структурами и графитсодержащими породами.

Купола и куполовидные антиклинали Селемджино-Кербинского выступа на геологических картах хорошо выделяются овальной формой на фоне преимущественно линейных «монголо-охотских» складок. Размеры овалов от 50—150 до 1500 км². Структуры сложены докембрийскими кристаллическими сланцами и палеозойскими (от девона до перми), в различной степени метаморфизованными песчано-глинистыми, реже известковистыми, кремнистыми породами и диабазами. На склонах куполов пласты наклонены под углами 15—50°, а в сводах зачастую залегают горизонтально. В породах широко развиты кливаж, сланцеватость, плйчатость, кварцевые прожилки. Интересно, что куполовидные структуры обычно являются составной частью более крупных линейных антиклиналей и представляют собой участки резкого воздымания их шарниров. Так, Сивакский и Гонгрэнский куполы, разделенные структурной седловиной, принадлежат Сивак-Гонгрэнской антиклинали. На одной структурной оси расположены Афанасьевская и Сагурская, Неэргенская и Челогорская структуры.

Золотоносность чаще распространяется не на всю структуру, а только на ее часть. Разломы оказываются рудоконтролирующими и рудовмещающими лишь на участках пересечения куполовидных антиклиналей (Унгличканский разлом, вмещающий золото-швелитовое проявление в замке Неэргенской куполовидной антиклинали). Случаи приуроченности оруденения к куполам и антиклиналям описаны В. М. Крейтером (1956), Э. Уиссером (1964), В. Б. Кочуровым (1948), Ю. А. Эпштейном (1967).

Рассматриваемые купола и куполовидные антиклинали сложены метаморфизованными породами. Метаморфизм в общем невысокий и неравномерный — от филлитов до эпидот-амфиболитовой фации. В грубых чертах распределение метаморфических фаций концентрически зональное. При рассмотрении деталей легко заметить некоторую неравномерность метаморфизма пород одних стратиграфических уровней. Особенно хорошо это видно при сравнении разновозрастных пород соседних куполов. В крупных куполах, таких как Буринский, Афанасьевский, Эльгоканский, Неэргенский, от свода к периферии можно наблюдать всю гамму изменений метаморфизма от эпидот-амфиболитовой фации до филлитов. Небольшие купола, такие как Сивакский и Гонгрэнский, сложены породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев и филлитов. В куполовидном своде Челогорской антиклинали, близ которого расположено Токурское золоторудное месторождение, песчано-глинистые отложения претерпели незначительный метаморфизм — расслаивание, серицитизация, перекристаллизация карбоната, коррозия кристаллических зерен кварца, альбитизация плаггиоклазов.

Наличие в куполовидных структурах пород различной степени метаморфизма может быть объяснено разницей в эрозионном срезе. В случае

глубокой эрозии вскрыты кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации, а в менее эродированных куполах обнажены породы фации зеленых сланцев, филлитов либо даже слабофиллитизированные породы. К этому добавим (на примере Верхне-Селемджинского района), что чем глубже эродированы куполовидные структуры, тем богаче связанные с ними россыпи и беднее коренные источники и тем выше проба золота в рудах, а сами руды являются более высокотемпературными по сравнению с рудами, залегающими в слабометаморфизованных породах.

Для метаморфизованных песчано-глинистых пород, слагающих в Селемджино-Кербинском выступе золотоносные узлы, чрезвычайно характерна примесь углистого аморфного вещества и графита. Например, в Буринском куполе обогащенные графитом породы развиты в области его западного периклинального замыкания. Содержание графита в очковых слюдяно-кварц-альбитовых сланцах саларинской свиты достигает 5—8%, а в более молодых метаморфизованных песчано-глинистых породах самырской свиты — 3%. Интересно, что за пределами золотоносного района породы обеих свит фактически не содержат графита. Идентичная картина наблюдалась нами в Эльтоканском куполе, где наиболее интенсивная графитизация и наиболее широкое поле графитосодержащих пород совпадают с рудным полем одного из золоторудных месторождений. То же мы видим и на примере Неэргенской куполовидной антиклинали. Здесь рудная зона совпадает с западным замком структуры и породы также обогащены графитом. Для многих купольных структур характерно залегание обогащенных графитом пород непосредственно под толщей массивных зеленокаменных пород, игравших при рудообразовании роль экрана.

В Кербинском золотоносном районе графитистые метаморфические сланцы распространены в своде Сивакского купола, являющегося центром золотоносного узла. Матово-черными (графитистыми) являются и филлиты свода Гонгреновского купола, пространственно с которым ассоциируют золотоносные россыпи. Содержат графит и метаморфические сланцы золотоносного узла, совпадающего с Сагурской антиклиналью.

На Токурском рудном поле, где золото-кварцевые жилы используют тектовические зоны и трещины в слабометаморфизованных песчано-глинистых породах, графитизация широко проявлена в зальбандах рудных жил. В этом случае графит, несомненно, является переотложенным, так как контролируется не слоистостью, а тектоническими поверхностями и рудными жилами. Некоторые исследователи, указывая на обогащенность рудовмещающих пород Токурского месторождения органическим углеродом, считают, что углерод играет значительную роль в осаждении рудных элементов благодаря созданию восстановительной среды. Графитизация рассматривается ими как типичный для месторождения околорудный гидротермальный процесс. Рентгенографическими исследованиями в околорудных породах установлены графит, аморфный углерод и их промежуточная разновидность — шунгит. Приведенные данные указывают на имевшую место миграцию углерода. По-видимому, первичная природа описанного графита органическая, так как им обогащены пачки и свиты пород заведомо осадочного генезиса. Возможно, что перемещение углерода снизу вверх происходило под действием локальных тепловых источников в ранние орогенные стадии в виде углеродов и нефти, и в меньшей мере позже при метаморфизме и гидротермальном рудообразовании. Та часть углерода, которая попала в структурные ловушки в сводах куполов и переклиналильных замыканиях, особенно под экран из зеленокаменных пород, была превращена при метаморфизме в графит. Ассоциация золотого оруденения с графитистыми породами широко известна и описана в литературе многими авторами (Нарсеев, Зенкова, 1969; Баженов, Шубин, 1970; и др.). В Приамурском районе россыпи золота контролируются выходами графитоносной союзненской свиты на участках ее прорыва раннепалеозойскими гранитами.

Из приведенных материалов следует, что обогащенность графитом и аморфным углеродом метаморфизованных песчано-глинистых пород, вмещающих золоторудные жилы и поля,— явление обычное. Между золотоносностью и интенсивностью графитизации часто существует прямая зависимость. Графитом обогащены призмальбандовые участки рудных жил, а также породы в сводах слабоэродированных куполовидных структур и в структурных ловушках на периклинальных замыканиях антиклиналей. Здесь уместно привести мнение А. В. Сидоренко и С. А. Сидоренко (1971), которые придают большое значение графиту в познании древнейших геологических процессов, указывают на необходимость изучения миграции не только углеводородов, но и рудных элементов, связанных с накоплением органического вещества, и выявления парагенезиса отдельных месторождений полезных ископаемых с графитосодержащими толщами.

Факты приуроченности золотоносности к структурным ловушкам в сводах куполовидных структур и их переклиальных замыканий, обогащенность пород в ловушках графитистым веществом и очевидные признаки миграции этого вещества могут быть объяснены с позиций гипотезы подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений (Поспелов, 1967).

В Селемджино-Кербинском выступе аморфный углерод наблюдается в парагенезисе с относительно низкотемпературным золотым оруденением в осадочных породах самых низких ступеней метаморфизма (Челогорская антиклиналь, Токурское месторождение), а кристаллический графит характерен для золотоносных районов, где золотое оруденение локализуется в метаморфизованных породах фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов.

В рассмотренном районе глубокий эрозионный срез структуры вскрывает наиболее метаморфизованные породы и наиболее высокотемпературные рудные проявления. Представляется, что если бы мы имели более глубокий срез, чем, например, в Буреинском куполе, то, вероятно, обнажались бы гнейсовые ядра или купола. В случае же менее глубокого эрозионного среза, чем в Челогорской антиклинали, мы наблюдали бы куполовидные структуры, образованные нормальными осадочными породами, возможно, с ртутной минерализацией. В более высоких структурных горизонтах крайним членом этой гипотетической структурной колонны явились бы нефтяные купола.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженов В. И., Шубин Г. В. Некоторые итоги изучения структур рудных полей золоторудных месторождений Западной Сибири и Забайкалья.— В кн.: Геология золотоносных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Кочуров В. Б. Тектоника и литология северо-восточной части Центрального Казахстана — В кн.: Тектоника СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Крейсер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., 1956.
- Нарсеев В. А., Зенкова В. И. О природе и поисковом значении графитизации в измененных боковых породах жильных золоторудных месторождений.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алмата, 1969.
- Онихимовский В. В. Тектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей.— В кн.: Труды ДВФ АН СССР. Т. IV. Владивосток, 1960.
- Поспелов Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 11.
- Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах.— «Сов. геол.», 1971, № 5.
- Унссер Э. Связь оруденения с куполовидными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964.
- Эйриш Л. В. О зоне ослюденения в Кербинском золотоносном районе.— В кн.: Геоморфология, палеогеография, геология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1964.

- Эйриш Л. В. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области.— «Геотектоника», 1968, № 2.
- Эйриш Л. В. Купольные структуры золотоносных толщ бассейна р. Харги.— В кн.: Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Л., 1969.
- Эйриш Л. В. Структуры золотоносных районов Селемджино-Кербинского горста.— В кн.: Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1974.
- Эпштейн Ю. А. Структурные особенности пространственного размещения золотого оруденения Южно-Приморского золотоносного района. Труды ЦНИГРИ, вып. 72, 1967.

И. С. ЧАНЫШЕВ

(ДВТГУ)

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГОНЖИНСКОГО ВЫСТУПА

Гонжинский выступ расположен в Амуро-Зейском междуречье и охватывает бассейны левых притоков р. Амура и правых притоков р. Зей. Он представляет собой сложно построенное, изометричное в плане сводовое поднятие, в ядре которого обнажаются породы нижнепротерозойского фундамента (биотит-роговообманковые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсовидные гранитоиды).

Формирование мезозойских складчатых структур, обрамляющих Гонжинский выступ (Верхне-Амурский синклиниорий и Амуро-Зейский прогиб), завершилось в основном к нижнему мелу, но поднятие продолжалось и после консолидации мезозойских структур, что способствовало возникновению сети разломов вокруг жесткого ядра Гонжинского выступа. В этот же период произошло внедрение интрузий умеренно кислого состава (гранодиориты и кварцевые диориты), кольцом опоясывающих Гонжинский выступ и прорывающих отложения мезозоя и палеозоя. В свою очередь, эти интрузии прорваны более мелкими субвулканическими интрузиями близкого состава (гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры и т. д.). С этим этапом вулканической деятельности, вероятно, связано образование и вулканитов талданской свиты, представленных сложно сопряженными покровными и субвулканическими фациями (порфириты и их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и т. д.).

Вовлечение в сводовое поднятие в посленижнемеловое время мезозойского обрамления Гонжинского выступа повысило интенсивность процессов денудации и привело к резкому понижению эрозионного среза, в результате чего терригенная толща мезозоя (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослойки каменных углей) в центральной части района была большей частью эродирована. Сохранилась она лишь на периферии поднятия, а также в отдельных опущенных или отставших в поднятии тектонических блоках в центральной части района. Относительно крупный тектонический блок мезозойских осадочных отложений сохранился в северо-западной части района, где он непосредственно примыкает к ядру выступа. В виде реликтов кровли интрузий и в отдельных тектонических блоках на периферии поднятия сохранились также палеозойские отложения силура и девона (песчаники, алевролиты и мраморизованные известняки).

Влияние неотектоники заметно сказалось на конфигурации гидросети района, непосредственно примыкающего к ядру поднятия. Значительная часть золотоносных долин приурочена к тектоническим нарушениям, радиально расходящимся от ядра поднятия к периферии. В северной части района преобладает центростремительная система гидросети. Все водотоки являются притоками р. Уркан, пересекающей весь район в субширотном направлении. В остальной части района гидросеть имеет центробежный

характер, обусловленный стоком от центральной части поднятия к периферии.

Поднятие продолжалось и в четвертичный период, о чем свидетельствует продолжающееся врезание долины р. Уркан в центральной части района, и особенно в пределах нижнепротерозойского ядра поднятия, тогда как выше и ниже по течению ширина долины реки резко увеличивается, и она перемывает собственные отложения. Поднятие нижнепротерозойского ядра в четвертичный период значительно опережало поднятие обрамления, о чем свидетельствует разница в высотных отметках тальвега древней долины р. Уркан на площади ядра и обрамления. У устья рч. Бол. Орел, где р. Уркан пересекает зону тектонического контакта нижнемеловых гранодиоритов обрамления и нижнепротерозойских гнейсов ядра поднятия, абсолютная отметка подошвы сазанковского аллювия р. Уркан составляет 270 м, а в 5 км ниже по течению реки уже на площади ядра поднятия подошва этих отложений находится на высоте 290—300 м. С учетом минимального продольного уклона древнего тальвега 0,002 амплитуда поднятия составляет 30—40 м.

За исключением Приурканской полосы и северной части района, примыкающей к поднятию Тукурингра, остальная часть района расположена в пределах пологохолмистого, реже низкогорного рельефа, для которого характерен длительный, сравнительно умеренный темп врезания гидро сети, сопровождающегося подрусловым выветриванием, хорошей дезинтеграцией и многократным перемывом обломочного материала. Долины обычно хорошо разработаны и имеют большей частью равновесный продольный профиль, что является благоприятным фактором для образования россыпей. Начало формирования значительной части долин и золотоносных россыпей относится к третичному времени, что подтверждается палеологическим анализом золотоносных отложений речных террас, а также древнего аллювия погребенных долин р. Уркан.

Следует отметить, что современный уровень эрозионного среза на площади обрамления сравнительно немного отличается от уровня среза в сазанковскую эпоху. В ряде случаев сазанковский аллювий подстилает современный аллювий в долинах рек (р. Уркан у устья рч. Бол. Орел, рч. Улунга, Мал. Тынды и др.) или находится под увалами современных долин. В других местах древний аллювий размыт и переотложен, что объясняется различием в амплитуде дифференцированных неотектонических движений. Такое положение обусловлено тем, что длительный период размыва палеогеновой коры выветривания в сазанковскую эпоху, благоприятствовавший образованию золотоносных россыпей, в белогорскую эпоху в результате перерыва в районе поднятия сменился этапом аккумуляции. Реликты отложений этой эпохи в виде пятен галечников встречаются на водоразделах Приурканской полосы, Тынды-Бургулинского междуречья, в бассейне рч. Улунги и других местах. Следовательно, в четвертичную эпоху процессы денудации и образования россыпей возобновились на значительной части территории района лишь после размыва белогорских отложений.

Таким образом, основным этапом образования золотоносных россыпей района следует считать третичную эпоху, т. е. период размыва палеогеновой коры выветривания, реликты которой сохранились в настоящее время лишь на отдельных участках. В четвертичную эпоху эти россыпи были перемыты и пополнены при возобновлении этапа денудации, если их долины были унаследованы. Это подтверждается историей развития долин рек, к которым приурочены золотоносные россыпи района. Своим происхождением эти россыпи обязаны почти полным совпадением древних и современных долин этих рек.

На территории района известен ряд россыпных месторождений золота, в размещении которых устанавливаются определенные закономерности.

Более выдержанные россыпные месторождения золота расположены в пределах раннемеловых интрузивных массивов гранодиоритов и кварцевых диоритов, обрамляющих ядро выступа. В пределах нижнепротерозойского ядра выступа золотоносность практически отсутствует. По периферии обрамления масштабы россыпной золотоносности меньше; россыпи короче и менее выдержанные. На значительном удалении от контакта с раннемеловыми интрузиями на площади развития осадочных мезозойских отложений вспышки россыпной золотоносности отмечаются вблизи мелких интрузивных тел гранодиорит-порфиров и близких им по составу пород, в пределах развития дайковых образований того же состава, а также вулканитов талданской свиты.

Подавляющее большинство россыпей района образовалось, очевидно, вблизи коренных источников, на что указывает также постепенное изменение окатанности и крупности золота. В головках россыпей золото, как правило, более крупное, часто в сростках с кварцем и совершенно неокатанное. О близости коренных источников свидетельствует также наличие в шлифах сульфидов, обычно не транспортирующихся на большие расстояния (галенит, киноварь и др.).

Отмечаются также закономерности в изменении пробности золота и типов золоторудной минерализации в зависимости от положения россыпей и рудопроявлений относительно основных геолого-структурных элементов района.

Пробность золота в россыпях района к нижней части россыпи закономерно увеличивается. Высокопробное золото (900—950) устанавливается в основном в россыпях на периферии обрамления в эндо- и экзоконтактах мезозойских интрузий. Золото ярко-желтого цвета, как правило, крупное, встречаются самородки. Преобладающий тип золотого оруденения, с которым связаны эти россыпи,— малосульфидные (арсенопирит, галенит, сфалерит и пирит) кварцевые жилы и прожилки, образующие кварцево-жилые зоны и штокверковые тела преимущественно в терригенных отложениях мезозоя, а также зоны скарпирования на контакте раннемеловых интрузий и палеозойских известняков. Подчиненное значение имеют минерализованные зоны дробления и зоны гидротермальноизмененных пород.

Низкопробное золото (750—800) встречается обычно в россыпях, расположенных в центральных частях интрузий, а также в полях вулканитов нижнего мела. К нижней части одной из россыпей центральной части Игакского массива раннемеловых гранитоидов пробность золота постепенно увеличивается от 764 до 846. Золото в этих россыпях мелкое, размер в среднем 0,2—0,5 мм, цвет бледно-желтый, зеленовато-желтый. Основными источниками, питающими эти россыпи, являются зоны гидротермальноизмененных пород с вкрапленной сульфидной минерализацией и невыдержанные малосульфидные кварцевые жилы и прожилки, иногда пространственно тяготеющие к дайкам и штокообразным телам гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров. Содержание золота в них, по имеющимся данным, не высокое. Типичный комплекс золотой минерализации этого типа известен в верховьях рч. Улунги.

В зонах гранат-пироксеновых скарнов, образовавшихся на контакте нижнемеловых гранодиоритов и девонских известняков, наряду с сульфидной минерализацией, было установлено невысокое содержание золота. Это проявление явилось источником ряда россыпей в северо-западной части района.

Таким образом, золотое оруденение связано, очевидно, с раннемеловыми интрузиями и вулканитами умеренно кислого и среднего состава, локализуется как в самих интрузивных массивах, так и во вмещающих породах и может быть отнесено к месторождениям средних и малых глубин, связанных парагенетически с интрузиями среднего состава и вулканитами. Наличие двух различных типов рудопроявлений золота, разобщенных про-

странственно и различающихся по морфологии и вещественному составу, указывает на вероятность двух этапов золотого оруденения: первый — парагенетически связанный с внедрением нижнемеловых интрузий умеренно кислого состава; второй — со вторым (субвулканическим) этапом нижнемелового магматизма.

Таким образом, геологическими поисковыми признаками на коренное золото являются участки со сравнительно неглубоким эрозионным срезом вблизи зоны контакта раннемеловых интрузий с вмещающими породами, где возможны рудные тела с наложением двух или более этапов оруденения, а также поля нижнемеловых вулканитов, где могут быть выявлены месторождения близповерхностного типа.

Ведущим фактором, определяющим развитие россыпной золотоносности, является глубина эрозионного среза в сочетании с условиями осадко-накопления в послемеловой период.

В. Д. МЕЛЬНИКОВ, Т. В. СВЕРКУНОВА
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

МОБИЛИЗАЦИЯ ЗОЛОТА ИЗ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ТОКУРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Приамурье)

Токурское рудное поле расположено в центральной части Верхне-Селемджинского золотоносного района, в Зее-Селемджинской складчатой структурно-формационной зоне восточной части Монголо-Охотской области и включает в себя Токурское и Иннокентьевское месторождения и группу пространственно сближенных и генетически единых с ними рудопроявлений: Гарнахское, Секурское, Разведочное, Горелое, Снежное, Челогорское, Кузьминское и др. Малосульфидные жильные золото-кварцевые месторождения и рудопроявления рудного поля принадлежат к классу широко распространенных гидротермальных месторождений, многие вопросы генезиса которых до настоящего времени являются предметом острых дискуссий. Источник рудного вещества для золоторудных кварцевых жил рудного поля различными исследователями связывался с интрузивной деятельностью палеозойского и мезозойского возраста, а также с мобилизацией из вмещающих пород при региональном метаморфизме.

На площади Токурского рудного поля развиты преимущественно средне-, верхнепалеозойские осадочные слабометаморфизованные отложения. Магматические образования распространены в виде массивов размером до 5 км² и больше по периферии рассматриваемой территории. В восточной части рудного поля средне-, верхнепалеозойские осадочные породы прорваны гранитоидами Ингагинского массива площадью около 520 км². В центральной и западной частях рудного поля из магматических образований распространены штоки диоритовых сиенитов, дайки диабазовых и диоритовых порфиритов. Жильные гидротермальные образования, представленные различного рода кварцевыми, кварц-карбонатными и карбонатными жилами, составляют в среднем 4% общей площади рудного поля. Установлена следующая последовательность формирования рудного поля: отложение осадочных пород (средний — верхний палеозой), внедрение Ингагинской интрузии (поздний палеозой?), образование метасоматических кварцитов (поздний палеозой — ранний мезозой) и золоторудных кварцевых жил (средняя — верхняя юра — нижний мел), внедрение даек и штоков порфиритов и кварцевых диоритов, сопровождающихся кварц-карбонатными, а затем и карбонатными жилами.

Рудовмещающие осадочные образования представлены разнообразными по составу морскими терригенными породами средне-, верхнепалеозойского возраста общей мощностью более 2000 м, которые расчленены на четыре согласно залегающие свиты (снизу вверх): сагурскую (кремнисто-аргиллитовую), токурскую (песчаниковую), экимчанскую (песчано-аргиллитовую) и амнусскую (кремнисто-песчаниковую). Кроме того, в составе свит в незначительном объеме имеются невыдержанной мощности слои и горизонты седиментационных брекчий, известковистых сланцев, реже — гравелитов. Для пород указанных свит характерны текстуры механического происхождения, обусловленные главным образом движением воды и, частично, перемещением влажного осадка. Наблюдается слоистость как крупного масштаба с мощностью слоев в метры, дециметры и сантиметры, так и микрослоистость. При преимущественном развитии параллельных структур наблюдается чередование слоев различного гранулометрического состава (ритмичность). Реже в осадочных толщах отмечается пологоволнистая, липовидная и косая слоистость. Помимо псаммитовой, алевро-псаммитовой и пелитовой структур, а также древесно-щебенчатой (для седиментационных брекчий), наблюдается органогенно-алевролитовая структура, характеризующаяся присутствием в алевролитах органического детрита. Очень малая степень дифференциации осадочного материала по размеру, наличие в породах наравне с крупными обломками средних и мелких и низкая степень окатанности указывают на незначительный путь переноса осадков от области питания.

Осадочные породы рудного поля испытали складчатость двух этапов: позднепалеозойский и юрско-нижнемеловой. Первый этап проявлен повсеместно. С ним связан региональный метаморфизм низких ступеней. Юрско-нижнемеловой обусловлен формированием линейных зон смятия (этап мезозойской активизации) с локально проявленным метаморфизмом до фаций кристаллических сланцев. Раннеметаморфические преобразования текстурно выражены во взаимном проникновении зерен с четкими структурными границами и микростилолитовыми прорастаниями. При наличии карбоната в цементе и обломках наблюдается растворение кварцевых зерен и их взаимопроникновение с образованием сутурных и переплетающихся зернистых структур. При повышенном количестве карбоната кварц характеризуется значительной неустойчивостью, подвергается растворению, а в некоторых случаях почти полностью замещается карбонатом.

Метасоматические кварциты в рудном поле образуют многочисленные поля и зоны субширотного простирания, которые приурочены к крупным разломам и системам сближенных тектонических нарушений. Значительная часть их располагается вблизи позднепалеозойских интрузий. Протяженность зон и линз по простиранию колеблется в широких пределах — от нескольких до сотен метров. Мощность их обычно 20—80 м, редко 100—200 м. Линзы и тела имеют неправильную форму с раздувами и пережимами. Такая морфология кварцитов объясняется как избирательным замещением неоднородных по физико-химическим свойствам исходных пород, так и наличием сближенных, возможно, кулисообразных систем трещин, вдоль которых происходило метасоматическое замещение и окварцевание. В зонах наблюдается чередование участков с различной степенью метасоматической переработки от слабоокварцованных до мономинеральных кварцевых. В большинстве случаев имеются постепенные переходы вмещающих пород через зоны нарастающего окварцевания в метасоматические кварциты. Резкие контакты установлены только с плотными аргиллитами.

Метасоматические кварциты представляют собой плотные мономинеральные кварцевые породы с grano- и лепидо-, реже гетеробластовой структурой. Зерна кварца размером 0,001—0,01 мм неправильной полигональной или изометричной формы образуют агрегат мозаичной структуры. Кварц катаклазирован, имеет волнистое угасание.

Образование кварцитов происходило как путем перекристаллизации кварца материнских пород (песчаников, алевролитов), так и в результате значительного привноса кремнезема. Для кварцитов характерно незначительное количество минералов-примесей (0,1—2%), представленных плагиоклазом, серицитом и реже хлоритом, биотитом, эпидотом. Из рудных минералов встречены пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, лимонит, окислы марганца. Пирит представлен двумя генерациями — ранней, в виде корродированных кварцем зерен неправильной формы, и поздней — с идиоморфными кристаллами кубической и пентагондодекаэдрической форм. Последний содержит мельчайшие пойкилитовые включения халькопирита, арсенопирита и сфалерита.

Золоторудные кварцевые жилы в большинстве случаев по простиранию и по падению пересекают вмещающие их породы экимчанской и токурской свит. Длина известных жил изменяется в широких пределах — от нескольких десятков до первых сотен метров. Жилы имеют небольшую мощность и представляют обычно зоны дробления и брекчирования, залеченные кварцем. Рудные тела на месторождении группируются в несколько жильных зон, характерной особенностью которых является их кулисообразное расположение. По простиранию и падению они или соединяются между собой, или, перекрывая друг друга на некотором протяжении, последовательно выклиниваются. Реже они отходят от основного направления, образуя апофизы длиной 3—10 м. При устойчивом падении и простирании вмещающих пород наблюдаются выдержанные протяженные жилы, в то время как на участках складчатости второго и более высоких порядков форма жил более сложная. При вышолаживании крыла антиклинали или под куполовидными осложнениями появляются очень пологие почти горизонтальные жилы, иногда дугообразно изогнутые. На участках дугообразных изгибов наблюдается разветвление жил, появление новых апофиз при постепенном выклинивании жилы основного направления.

Жилы сложены массивным кварцем и большей частью имеют брекчиевидное строение, обусловленное присутствием в жильной массе обломков вмещающих пород. Включения пород имеют остроугольную форму с размерами от единиц до нескольких десятков сантиметров. Кроме того, проявлены параллельно-полосчатые руды, которые образуются в результате замещения пород кварцем по серии близрасположенных параллельных трещин, совпадающих с межпластовыми трещинами и сланцеватостью. При таком замещении иногда местами возникают сложные тонкополосчатые метасоматические жилы с многочисленными лентами ксенолитов сланцев, разделяющих кварц. На участках развития открытых трещин иногда проявлены друзовые текстуры, особенно типичные для поздних генераций кварца. Руды месторождения содержат: кварца — 60%, адуляра — 10%, серицита — 4—5%, хлорита — 3—5%, карбонатов — 5—6%, глинистых минералов — до 12%. При микроскопических исследованиях обнаружены циркон, апатит, турмалин, рутил, биотит, графит, цоизит, золото, пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды и касситерит. Золото находится в самородном состоянии и механически связано с кварцем, пиритом, арсенопиритом, галенитом. Основная часть золота (более 70% по весу) приходится на долю крупных золотинок (от 0,25 до 2—3 мм). Для золота характерны разнообразные зерна неправильной формы. Пробность золота на месторождении колеблется от 600 до 800. Возраст золоторудных кварцевых жил на основании калий-аргоновых определений по адуляру из кварцевых жил и серициту из околожильноизмененных пород, а также данных анализа взаимоотношений их с осадчико-метаморфическими и интрузивными породами рудного поля — средневерхнеюрский и, возможно, нижнемеловой (Мельников, Овчарек, 1969).

К послерудным гидротермальным образованиям Токурского рудного поля могут быть отнесены кварц-карбонатные, карбонатные жилы и пропилитизированные дайки диабазовых и диоритовых порфиритов. Кварц-

карбонатные и карбонатные жилы широко развиты во всем рудном поле и, как показывают многочисленные наблюдения в наземных и подземных горных выработках, образовались в заключительный (последайвовый) этап формирования рудного поля. Эта ассоциация минералов тесно связана с послерудными тектоническими нарушениями и резко обособлена от всех предыдущих процессов.

Анализ распределения золота в рудовмещающих породах (терригенные осадочные породы, метасоматические кварциты, контактовые роговики ингаглинских гранитоидов) и в золоторудных кварцевых жилах, наряду с расчетом баланса его на основе реальных геологических соотношений с учетом возможных условий и форм миграции, может быть одним из путей выяснения возможного источника полезного компонента в рудных телах. До недавнего времени проведение таких исследований было затруднительно из-за отсутствия аналитических методов определения малых концентраций золота.

С помощью высокочувствительных методов нами проанализировано более 200 проб осадочных и магматических пород (с учетом более 1000 определений в метасоматических кварцитах и кварцевых жилах). В некоторых отложениях определенного возраста, состава и фациальной принадлежности выявлены повышенные количества рудного вещества, находящегося в рассеянном состоянии.

В рудовмещающих средне-, верхнепалеозойских отложениях рудного поля среднее содержание золота составляет 2,9 мг/т (табл. 1, 2). Максимальные содержания золота отмечены в токурской свите, минимальные — в сагурской. При сравнении главных литологических типов пород устанавливается преимущественное накопление золота в более крупнозернистых разностях. Если среднее содержание золота в аргиллитах составляет 1,8 мг/т, то в алевролитах уже 2,1 мг/т, а в песчаниках вообще увеличивается до 56,7 мг/т, составляя в среднем 4,8 мг/т. Установлена отчетливая прямая зависимость между содержанием золота в породе и медианным диаметром слагающего ее обломочного материала и обратная — между коэффициентом сортировки обломочного материала и содержанием золота.

Таблица 1

Среднее содержание золота в осадочных породах Токурского рудного поля, мг/т

Свита	Порода	Колич. ан.	Содерж. золота
Сагурская	Песчаники	8	2,25
	Алевролиты	20	1,57
	Аргиллиты	32	1,59
Среднее			1,61
Токурская	Песчаники	37	4,92
	Алевролиты	4	2,01
	Аргиллиты	5	0,8
Среднее			4,17
Экимчанская	Песчаники	6	1,81
	Алевролиты	10	2,12
	Аргиллиты	5	2,41
Среднее			2,84
Амнуская	Песчаники	8	2,51
Среднее по Токурскому полю			2,9

Это позволяет сделать вывод, что при осадконакоплении в процессе неоднократной переработки материала содержание золота в нем увеличивалось, что связано, по-видимому, с удалением более мелких и более легких фракций из осадка.

В метасоматических кварцитах, являющихся также рудовмещающими породами для золоторудных кварцевых жил, повсеместно обнаружено повышенное содержание золота (до 2 усл. ед.). При пересечении метасоматических

кварцитов кварцевыми жилами наблюдается перекристаллизация кварца с его укрупнением и самоочисткой от рудных минералов.

В контактовых биотитовых роговиках Ингаглинского массива, в которых расположен ряд золоторудных кварцевых жил (рудопроявления Тарнах, руч. Боддиского и др.) детальными исследованиями (Моисеенко и др., 1971) установлено повышенное содержание золота в целом на порядок выше кларка земной коры и среднего содержания по массиву в целом.

Таким образом, в процессе формирования Токурского рудного поля значительные повышенные концентрации золота возникали как при осадконакоплении (песчаники токурской свиты), так и при образовании метасоматических кварцитов и контактовых роговиков Ингаглинского массива. Расчет баланса золота в этих рудовмещающих толщах и золоторудных кварцевых жилах показывает, что в последних содержится всего лишь около сотой части всего золота рудного поля. Анализ взаимоотношений золоторудных кварцевых жил рудного поля с вмещающими породами наряду с количественной оценкой содержания золота во всех типах пород показывает, что недостаточное количество золота для образования золоторудных кварцевых жил могло быть мобилизовано из рудовмещающих и подстилающих рудные тела пород. При этом последние могут рассматриваться как промежуточные коллекторы золота при формировании золоторудных кварцевых жил.

Сложным и наиболее дискуссионным вопросом взаимоотношений рудовмещающих толщ и жильного оруденения является возможность и пути мобилизации золота из пород и переход его в гидротермальный раствор. На современной стадии развития геологической науки сам факт миграции золота не вызывает сомнения. Несмотря на обилие противоречивых представлений о формах и возможных механизмах эндогенного перемещения, к настоящему времени можно считать более или менее установленной преимущественную миграцию золота в растворах в хлоридной форме (Helgeson, Garrels, 1968).

Исследования водных вытяжек из кварца золоторудных кварцевых жил Токурского рудного поля, проведенные И. И. Фатьяновым, показали наличие значительного (до 4,30 г/л) количества хлора.

Геологическими наблюдениями установлена связь золотоносности с зонами метаморфизма. Данные сравнительных определений кларковых содержаний золота в породах различных фаций метаморфизма указывают на то, что с увеличением степени метаморфизма количество золота в них уменьшается. Особенно показательны в этом отношении разрезы в западной части рудного поля. Здесь песчаники, алевролиты и аргиллиты метаморфизованы до кварц-серицитовых сланцев, содержат золота на 1—1,5 порядка меньше, чем их слабометаморфизованные разности. Пониженное количество золота в этих породах не может быть объяснено малым поступлением золота в осадок, так как они являются непосредственным про-

Таблица 2

Среднее содержание золота по главным литологическим типам пород Токурского рудного поля, мг/т

Порода	Колич. ан.	Содерж. золота
Песчаники	59	4,79
Алевролиты	34	2,1
Аргиллиты	42	1,8

Примечание. Из расчетов исключены пробы, в которых обнаружены наложенные гидротермальные образования.

должением толщ и пачек за зоной повышенного метаморфизма. По-видимому, при метаморфизме золото переходило из пород в поровые растворы и затем переотлагалось вместе с кварцем в трещинных полостях, образуя золоторудные кварцевые жилы.

ЛИТЕРАТУРА

- Мельников В. Д., Овчарек Э. С. О возрасте золотого оруденения Джагдинского поднятия.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969.
- Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- Helgeson H. C., Garrels R. M. Hydrothermal transport and deposition of gold.—*Econ. Geol.*, 1968, v. 63.

Н. С. ОСТАПЕНКО

(ДВТУ)

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИПОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТОКУРСКО-ИННОКЕНТЬЕВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Несмотря на давний срок эксплуатации золотоносных жил Токурского месторождения, зональность их гипогенной минерализации до последнего времени оставалась слабо изученной из-за сложности ее выявления в связи с бедностью жил рудными минералами и качественным однообразием их минералогического состава. Учитывая необходимость знаний о гипогенной зональности для уточнения вопросов генезиса месторождений и направления разведочных работ, мы исследовали характер минерализации в жилах и околожилных породах Токурско-Иннокентьевского рудного поля, которое является составной частью Токурского рудного узла Верхне-Селемджинского золотоносного района. Описание его имеется в литературе (Моисеенко, 1965; Радкевич и др., 1969).

В структурном отношении Токурско-Иннокентьевское рудное поле приурочено к южному крылу крупной антиклинали субширотного простирания, осложненному складками более высоких порядков и разрывными нарушениями продольной и поперечной ориентировки. Вмещающими оруденение являются песчано-сланцевые отложения верхнего палеозоя. Из интрузивных образований в пределах рудного поля развиты дайки и штоки основного и среднего состава позднемезозойского возраста, секущие рудные тела и вмещающие их породы.

Промышленное золотое оруденение представлено кварцевыми жилами с небольшим (1—3%) количеством сульфидов (малосульфидная формация), в составе которых преобладающими являются арсенопирит, пирит, реже устанавливаются галенит, сфалерит, халькопирит. Очень редко отмечаются блеклые руды, антимонит, молибденит, касситерит. Кроме сульфидов, часто встречаются шеелит и золото. Из числа нерудных минералов преобладающими являются кварц, в небольшом количестве присутствуют карбонаты, хлорит, серицит, адуляр, турмалин. Текстуры руд массивные, полосчатые, брекчиевые, брекчиевидные и прожилковые. Мощности жил обычно не превышают первые десятки сантиметров, протяженность их по падению и простиранию весьма различна. Жилы обычно сближены. Наиболее крупные из них сопровождаются апофизами. Они имеют обычно пологое согласное и субсогласное с падением вмещающих пород (пряжка 30—40° на юго-запад) залегание. По простиранию отдельные части единых жил оказываются то согласными с залеганием пород, то кососекущими.

Золотом обычно обогащены их верхние части. Рудные столбы имеют северо-западное склонение. Вмещающие жилы песчаники, алевролиты и аргиллиты адуляризованы, окварцованы, карбонатизированы, содержат новообразования серицита, арсенопирита, пирита, иногда молибденита на расстоянии до десятков метров. Вблизи кварцевых жил преобладают адуляр, кварц, арсенопирит, на удалении — пирит, карбонаты.

Зональность золото-кварцевых жил месторождения изучалась на примере наиболее разведанной на глубину жилы 3 Иннокентьевского месторождения. Для этого использованы дубликаты бороздовых проб Токурского рудника, отобранных из разведочных выработок и очистных забоев. Спектральный анализ проб проводился приближенно-количественным спектральным методом с просыпкой материала в сильноточную (40 А) трехфазную дугу, фиксацией спектра на спектрографе ДФС-8 с использованием микрофотометра МФ-2 для расшифровки спектрограмм. Анализировались содержания мышьяка, серебра, вольфрама, свинца, цинка, меди, молибдена, бора. Ртуть определялась химическим методом, по золоту использованы пробирные анализы лаборатории рудника.

При обработке результатов анализов отстроены изоконцентрации элементов в плоскости жилы, определены корреляционные связи золота с различными элементами.

Золото по жиле 3 распределено крайне неравномерно. Минимальные его содержания тяготеют к периферическим частям жилы, а максимальные — к внутренней прифронтальной.

Свинец, цинк и медь ведут себя аналогично. Их максимальные концентрации (0,01—0,05% и более) тяготеют к тем же участкам жилы, что и повышенные содержания золота. Между золотом и каждым элементом этой группы устанавливаются существенные положительные линейные корреляционные связи (табл. 1), что свидетельствует об их близкоодновременном отложении из гидротермальных растворов.

Серебро распределено в жиле крайне неравномерно. Его содержания варьируют от 0,00005 до 0,003% и более. Максимальные его концентрации тяготеют к тем же участкам, что и золото. Между золотом и серебром отмечается очень тесная положительная линейная корреляционная связь, свидетельствующая о временной близости отложения из растворов основной массы этих металлов.

Разброс содержаний ртути в пробах из жилы превышает два порядка. При чувствительности химического метода анализа $5 \cdot 10^{-6}\%$ ртуть обнаружена не во всех пробах. Наиболее высокие ее содержания (до $5 \cdot 10^{-4}\%$) установлены в центральном участке жилы, обогащенном золотом, и несколько выше этого участка. Для ртути и золота свойственна несущественная положительная линейная корреляционная связь, что может свиде-

Таблица 1

Коэффициенты ранговой корреляции элементов по жиле 3 Иннокентьевского месторождения

Пары элементов	Общая выборка (N = 44)	Пробы с высокими (10—200 усл. ед.) со- держаниями золота (N = 21)	Выборка проб с низкими (< 2 усл. ед.) содер- жаниями золота (N = 7)
Золото — серебро	+0,64	+0,84	+0,36
Золото — свинец	+0,70	+0,84	+0,59
Золото — цинк	+0,65	+0,81	+0,56
Золото — медь	+0,43	+0,49	+0,77
Золото — вольфрам	-0,3	-0,34	+0,72
Золото — мышьяк	-0,05	+0,01	+0,89

Примечание. Подчеркнутые коэффициенты отражают существенную связь элементов с 95%-ной вероятностью.

тельствовать о некотором различии условий отложения главной массы минерала ртути (возможно, киновари, как это установлено для Харгинского месторождения этого рудного района) и самородного золота, хотя последнее обычно содержит примесь ртути в количествах до 1% (Моисеенко, 1965).

Максимальные концентрации бора, мышьяка и вольфрама приурочены к участку жилы, имеющему наибольшую мощность. Особенно это присуще бору. Но участки, обогащенные этими элементами, по площади резко преобладают над участками с высокими содержаниями золота, свинца, цинка, серебра, частично перекрывая их в интервале штреков № 278 и 25. Высокие содержания этих элементов характерны и для более глубоких частей жилы 3, уже обедненных золотом, серебром, свинцом и медью. Такое несоответствие в пространственном распределении бора, мышьяка и вольфрама с ранее рассмотренной группой элементов свидетельствует об их одновременном отложении из гидротермальных растворов.

Преобладающее количество этих элементов выпадало в виде турмалина, арсенопирита и шеелита на ранних стадиях формирования жил близкоодновременно с кварцем из слабокислых растворов при температурах, превышающих 300°. Естественно, что максимальные количества этих элементов были отложены на более глубоких горизонтах жил, в то время как более низкотемпературная продуктивная ассоциация элементов, включающая золото, ртуть, серебро, свинец, медь и цинк, отложилась в преобладающем количестве ближе к линии верхнего выклинивания жилы. По этой причине между золотом, вольфрамом, бором и мышьяком отсутствует тесная прямая корреляционная связь. Лишь для низких содержаний золота и мышьяка в рудах такая связь существует, что можно объяснить одновременным отложением с арсенопиритом и пиритом некоторого количества золота (это подтверждается химическими анализами монофракций сульфидов).

Зональность гипогенной минерализации изученных жил Токурского месторождения однотипна с описанной вертикальной зональностью жилы 3 Иннокентьевского месторождения. Более глубокие горизонты жил, обедненные золотом, всегда богаты мышьяком. Отмеченная геохимическая зональность подтверждается и минералогическим составом протолочек рудного кварца. В протолочках из обогащенных золотом верхних и средних горизонтов жил всегда присутствуют галенит в сростках с самородным золотом, большое количество пирита, часто преобладающего над арсенопиритом. В протолочках из более глубоких горизонтов жил фиксируются повышенные количества шеелита, арсенопирита, турмалина. Отдельные элементы вертикальной зональности рудных тел отмечались и другими исследователями Токурского месторождения, в частности В. Г. Моисеенко и др. (1971).

Представляет также интерес зональность гипогенной минерализации, рассеянной в околожильном пространстве. Макроскопически улавливается лишь горизонтальная зональность, выражающаяся в последовательной смене по мере удаления от жильных тел зон метасоматически-вкрапленной адуляр-кварц-сульфидной минерализации, вкрапленной сульфидной минерализации, прожилковой и прожилково-вкрапленной пирит-карбонатной и карбонатной минерализации. Мощность первой зоны не превышает первые метры, мощность остальных зон достигает первых десятков метров. Эти зоны вокруг рудных тел образуют макроореолы гидротермальноизмененных пород.

Ввиду малых размеров выделений рудных минералов (доли миллиметра) и их малых количеств (0,1—3%) четкая смена минеральных ассоциаций в ореолах жил по падению минералогическими методами не установлена. Для выяснения вертикальной зональности, рассеянной в околожильном пространстве минерализации, нами изучались элементный состав первичных ореолов в их подрудных, рудных и надрудных сечениях,

линейные продуктивности (метропроценты) ореолов, контрастность зональности и показатели зональности (изменения отношений продуктивностей пар или групп элементов по падению ореолов). Пробы отбирались по скважинам и кварцлажным подземным горным выработкам пунктирно-бороздовым методом с каждого 3—5-метрового интервала, анализировались на те же элементы, что и рудный материал. Золото в пробах определялось спектрохимическим методом с чувствительностью $5 \cdot 10^{-7}\%$, остальные элементы — ранее указанными методами.

Были изучены первичные ореолы рассеяния наиболее разведанных жил № 3, 85, 184, Первой, Октябрьской 1, 160, 320 и других в плоскости разрезов через штольни № 1, 16, 18. Установлено, что в окolorудных интервалах вмещающих пород содержания многих элементов так же высоки, как и в жилах, а с удалением от них снижаются до фоновых. Золото-кварцевые жилы сопровождаются различной ширины и контрастности ореолами рассеяния мышьяка, вольфрама, золота, серебра, свинца, цинка, меди, ртути и других элементов. Ширина первичных ореолов их колеблется от 20 до 120 м и имеет прямую зависимость от мощности рудных тел, концентрации полезных компонентов в них, степени дорудной тектонической подготовки вмещающих пород и предрудного кислотного выщелачивания.

Наиболее широкие ореолы характерны для жил, залегающих в интенсивно нарушенных вмещающих породах. В таких участках отмечаются более высокие содержания большинства ореолообразующих элементов, чем в ненарушенных участках пород, вмещающих эту же жилу. Неравномерная раздробленность окolorудных пород по падению одних и тех же жил нарушает закономерное изменение величин продуктивностей ореолов. Поэтому для выявления зональности ореолов нами использованы величины отношений продуктивностей элементов.

Первичные ореолы золото-кварцевых жил Токурско-Иннокентьевского рудного поля характеризуются вертикальной зональностью, очень сходной с вышеизложенной вертикальной зональностью рудных тел и выражающейся в преимущественном и контрастном накоплении одной группы элементов в верхних частях ореолов и другой — в нижних, что однозначно устанавливается при построении рядов контрастности вертикальной зональности. Как видно из табл. 2, эти ряды для указанных жил сходны. Обобщенный ряд вертикальной зональности (подвижности элементов) имеет следующий вид: вольфрам — цинк — мышьяк — свинец — серебро — золото — ртуть.

В нем элементы расставлены в порядке увеличения способности отлагаться на верхних горизонтах ореолов. Левые члены этого ряда, а именно вольфрам, цинк, мышьяк, обладают способностью преимущественного накопления в нижних горизонтах ореолов жил. Это явление объясняется их более ранним по сравнению с остальными элементами отложением из гидротермальных растворов в форме шеелита, арсенопирита и сфалерита, когда растворы были нейтральные и их температура оставалась все еще относительно высокой. Так, температура начала декрепитации арсенопирита из жил Токурского месторождения (Моисеенко, 1965) равна 360° , шеелита $340—360^\circ$. Элементы правой части приведенного ряда отлагаются преимущественно на верхних горизонтах ореолов, в условиях более низких температур и, видимо, из гидротермальных растворов, приобретших слабощелочной состав.

Количественными показателями вертикальной зональности первичных ореолов золото-кварцевых жил являются парные и групповые отношения линейных продуктивностей элементов, имеющих обратные тенденции накопления (поведения) в ореолах. В табл. 3 наглядно видны изменения с глубиной отношений золота к мышьяку, золота к вольфраму, свинца к цинку, ртути к вольфраму, ртути к мышьяку. Их величины на изученных интервалах ореолов от верхних рудных к подрудным уровням жил уменьшаются на 1—3 порядка. Два групповых показателя зональности

Таблица 2

Контрастность вертикальной зональности первичных ореолов жил Токурского и Иннокентьевского месторождений

Жила	Горизонт ореола	Продуктивность, м/%						
		вольфрама	цинка	мышьяка	свинца	серебра	золота	ртути
184	Верхний рудный, шт. 34	0,010	0,094	0,360	0,112	0,0011	0,000120	0,0093
	Подрудный, кв. 76	0,019	0,145	0,330	0,052	0,0008	0,000074	0,00027
	Контрастность $\frac{\text{шт. 34}}{\text{кв. 76}}$	0,52	0,7	1,1	2,2	1,4	1,6	3,4
	Ряд контрастности	вольфрам — цинк — мышьяк — серебро — золото — свинец — ртуть						
Октябрьская 1	Надрудный, шт. 34	0,019	Н/р	0,246	0,072	0,00040	0,00045	0,000450
	Подрудный, кв. 75	0,050	»	1,830	0,044	0,00036	0,00030	0,000150
	Контрастность $\frac{\text{шт. 34}}{\text{кв. 75}}$	0,38	»	0,13	1,7	1,1	1,5	3
	Ряд контрастности	мышьяк — вольфрам — серебро — свинец — золото — ртуть						
1	Рудный, шт. 16	0,022	0,500	0,75	0,166	0,0012	0,00038	0,00334
	Подрудный, скв. 690	0,046	0,650	0,90	0,100	0,0006	0,000035	0,00011
	Контрастность $\frac{\text{шт. 16}}{\text{скв. 690}}$	0,5	0,78	0,82	1,66	2,0	11,0	30,0
	Ряд контрастности	вольфрам — цинк — мышьяк — свинец — серебро — золото — ртуть						
3	Верхний рудный, поверхность	0,065	0,504	0,841	0,453	0,0028	0,00106	0,00290*
	Подрудный, скв. 73	0,136	2,880	1,050	0,400	0,0008	0,000033	0,00082
	Контрастность $\frac{\text{поверхность}}{\text{скв. 73}}$	0,5	0,17	0,8	1,1	3,5	34,0	3,6
	Ряд контрастности	цинк — вольфрам — мышьяк — свинец — серебро — ртуть — золото						

* Взята продуктивность ореола на горизонте штольни 1. Н/р — не рассчитывалась.

Количественные показатели вертикальной зональности ореолов (изменение с глубиной парных и групповых отношений линейных продуктивных ореолов золото-кварцевых жил Токурского и Иннокентьевского месторождений)

Жила	Уровень ореола	$\frac{Au}{As} \cdot 1000$	$\frac{Au}{W} \cdot 100$	$\frac{Pb}{Zn}$	$\frac{Hg}{W} \cdot 100$	$\frac{Hg}{As} \cdot 1000$	$K_1 = \frac{Ag \cdot Au}{As \cdot W}$	$K_2 = \frac{Ag \cdot Au \cdot Pb \cdot Hg}{As \cdot W}$
<i>Токурское месторождение</i>								
184	Верхний рудный	0,30	1,20	1,2	93	2,5	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-8}$
	Глубокий рудный	0,16	0,26	0,5	8,5	2,3	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-10}$
	Подрудный	0,12	0,13	0,1	0,72	0,3	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-11}$
Октябрьская 1	Надрудный	2,0	2,30	1,3	5,57	4,3	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-9}$
	Рудный	0,20	0,60	0,9	1,35	0,4	$1,7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-10}$
	Подрудный	0,16	0,60	Н/р	0,30	0,08	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-12}$
320	Надрудный	1	0,49	0,94	2,96	6	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-9}$
	Рудный	0,78	1,22	0,23	4,44	2,9	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-11}$
	Подрудный	0,03	0,73	0,07	1,33	0,04	$7 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-13}$
Первая	Средний рудный	0,51	1,72	0,33	15,18	4,4	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-8}$
	Нижний рудный	0,39	0,56	0,59	0,20	0,14	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-10}$
	Подрудный	0,03	0,06	0,15	0,02	0,01	$5 \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-14}$
<i>Иннокентьевское месторождение</i>								
3	Надрудный	2	4	4	Н/р	Н/р	$1 \cdot 10^{-4}$	Н/р
	Рудный	0,1	0,3	1,6	»	»	$6 \cdot 10^{-6}$	»
	Подрудный	0,07	0,03	0,25	»	»	$1,5 \cdot 10^{-7}$	»
85	Надрудный	1,7	0,9	3,3	1*	2*	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-9*}$
	Рудный	0,3	0,8	1,3	3,50	1,8	$4,6 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-9}$
	Подрудный	0,017	0,04	0,07	0,20	0,1	$6 \cdot 10^{-7}$	$4,2 \cdot 10^{-12}$

* Данные по поверхности, где установлен интенсивный вынос ртути.

K_1 и K_2 более надежны, так как учитывают поведение соответственно четырех и шести элементов. Таким образом, ореолы подрудных уровней золото-кварцевых жил резко отличны по вышеуказанным геохимическим показателям от ореолов рудных (средних) и надрудных уровней, что может быть использовано в поисковой практике для разбраковки выявленных жил по уровню их эрозионного среза.

Сходство вертикальной зональности золото-кварцевых жил и их первичных ореолов рассеяния свидетельствует об их одновременном формировании из единого потока гидротермальных растворов, эволюционирующего во времени и пространстве последовательно, по мере падения температуры и изменения рН, отлагающего на пути своего движения разнотемпературные парагенетические ассоциации элементов (минералов). Выявленная зональность, по терминологии Ю. А. Билибина (1951), относится к температурной зональности отложения.

Основываясь на установленной высокой миграционной способности золота в гидротермальных растворах при формировании золото-кварцевых жил и рассеянной во вмещающих породах рудной минерализации, можно подойти к объяснению с позиций геохимии золота в процессе рудообразования обычного столбового характера золотого оруденения и обычной приуроченности обогащенных золотом участков (рудных столбов) к центральным и верхним частям жил. Золото вследствие его геохимических особенностей способно находиться в гидротермальных растворах длительное время, до завершения этапа рудообразования. По мере эволюции раствора, оно в весьма малых количествах отлагается совместно с ранним кварцем (о чем свидетельствует повсеместная слабая золотоносность этого кварца), затем в незначительных количествах (16—32 г/т), в виде дисперсных частиц, рассеивается в ранних сульфидах. Основная же масса золота выпадает в ограниченном интервале более низких температур (для Токура 200—160°C — данные Моисеенко и др., 1971) в парагенезисе с сульфидами — галенитом, отчасти сфалеритом, халькопиритом, киноварью (?), формируя на средних и верхних горизонтах жил обогащенные участки или рудные столбы. Аналогичное положение рудных столбов в золото-кварцевых жилах, видимо, обусловленное этими же причинами, отмечено для месторождений Урала (Смолин, 1970), Забайкалья (Андреева, 1971), Нижнего Приамурья и других районов Советского Союза.

Северо-западное склонение рудных столбов Токурского месторождения под углом около 40° указывает на направление поступления в рудо локализирующие структуры золотоносных гидротермальных растворов от рудовыводящего Главного разлома.

Выявленная вертикальная зональность гипогенной минерализации создает благоприятные предпосылки для разбраковки кварцевых жил на стадии поисков с выделением под разведку наименее эродированных — как наиболее перспективных.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева М. Г. Особенности состава и размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии. М., 1971. (Труды ЦНИГРИ, вып. 26, ч. 1).
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — «Зап. ВМО», 1951, вып. 2.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- Радкевич Е. А. и др. Токурское месторождение — представитель кварцевой малосульфидной формации (Приамурье). — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969.
- Смолин А. П. Самородки золота Урала. М., «Недра», 1970.

Л. В. ЭЙРИШ

(ДВГГУ)

ТОКУРСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ И ПРОБЛЕМА ПОИСКОВ СЛЕПЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Токурское месторождение расположено на хр. Джагды (Дальний Восток). Золоторудные кварцевые жилы залегают в дислоцированных песчано-сланцевых толщах средне-, верхнепалеозойского возраста и приурочены к продольным тектоническим разрывам запад-северо-западного простирания и юго-западного падения. Руда брекчиевой и полосчатой текстуры. Обломки и линзы вмещающих пород цементируются сливным серым (1-я генерация) либо шестоватым (2-я генерация) кварцем, с которым генетически связана основная масса золота. Из жильных минералов, кроме кварца, в рудах присутствуют адуляр, серицит, хлорит и кальцит. Рудные минералы, составляющие 1—4% объема руды, представлены пиритом и арсенопиритом с незначительной примесью сфалерита, галенита, халькопирита, шеелита, пирротина, очень редок касситерит. Значительная часть золота в виде сростков и эмульсионной вкрапленности заключена в пирите, арсенопирите и галените. В верхних горизонтах месторождения развита зона окисления, в которой руда богаче. С глубиной первичные руды минералогически, геохимически, по мощности и содержанию золота изменяются мало, хотя по отдельным жилам видна тенденция к падению содержания при сохранении мощности. Проба золота на месторождении колеблется в пределах 650—800. Средняя в наиболее крупных жилах достигает 700, на глубоких горизонтах — 760.

Золоторудные жилы сопровождаются устойчивыми первичными ореолами (шириной 5—20 м) рассеяния золота, мышьяка, вольфрама, серебра. Околорудные изменения: окварцевание, пиритизация, карбонатизация, серицитизация. На поверхности в делювии золоторудные жилы обнаруживают себя ореолами рассеяния золота, мышьяка, серебра, вольфрама и потоками рассеяния этих элементов в аллювии. Аллювий ручьев, размывающих золоторудные жилы, обогащен золотом, пиритом, арсенопиритом, шеелитом. Золоторудные жилы залегают преимущественно в зоне контакта двух толщ — нижней существенно песчаниковой и верхней аргиллитовой (флишевой). В общем случае жилы следуют пластам, местами пересекают их под косыми углами. Собственно вмещающими породами являются аргиллиты, полимиктовые песчаники и флишевые породы. Чаще жилы приурочены к контактам пластов и пачек различного литологического состава. Например, жила Первая залегают в толще аргиллитов вблизи ее контакта с полимиктовым песчаником и седиментационной брекчией. Золотоносные жилы Октябрьская 1 и Диоритовая локализируются в песчаниках. Замечено, что вблизи жил, на их тектонических контактах породы обогащены углито-графитистым веществом. Некоторые жилы приурочены к микрокварцитам спорного генезиса либо к контакту их с аргиллитами.

Золоторудные жилы месторождения прорваны многочисленными дайками диабазовых и диоритовых порфиритов и более молодыми штоками кварцевых диоритов и кварцевых сиенит-диоритов. Дайки концентрируются в полосы (пучки) и приурочены к поперечным близмеридиональным и северо-восточным крутопадающим трещинам и тектоническим нарушениям, которые чаще круто наклонены к западу. Мощность даек 1—2 м, редко более. Штоки образуют крутонаклонные на север столбообразные залежи сечением 1—5 тыс. м², приуроченные к поперечным тектоническим трещинам и изгибам пластов. Штоки образуют цепочки близмеридионального простирания и контролируются, вероятно, глубинными раз-

ломами этого направления. Дайки и штоки, пересекая рудные жилы, оказывают на них метаморфизирующее действие и содержат их ксенолиты.

Как доказал В. Г. Моисеенко (1965), штоки заметно влияют на перераспределение золота в жилах. В частности, жилы обогащаются золотом близ штоков, а проба золота повышается. По анализам абсолютного возраста, дайки верхнеюрские, а штоки нижнемеловые.

Продольные тектонические трещины и разрывные нарушения, к которым приурочены золоторудные жилы, рассекают южное крыло Челогорской антиклинали примерно в плоскости пластов. Крыло залегает моноклиinally (углы падения 30—40° на запад-юго-запад), но в юго-восточной части структуры в его пределах развиты нормальные складки. Крыло разбито серией поперечных и продольных тектонических разрывов, по которым происходили значительные перемещения пластов. Все существенные разломы и перемещения по ним являются дорудными. В центральной части месторождения крыло образует флексуобразный изгиб с осью северо-восточного простирания. На флангах месторождения столь значительных изгибов крыла нет, нет и такого количества штоков кварцевых диоритов. Упомянутый изгиб в значительной мере повторяется рудными жилами. В районе изгиба проходят Токурский и Северо-Западный разломы, по которым юго-восточный блок сброшен и сдвинут к северо-востоку на 400 м. Вблизи сочленения этих разломов располагается группа (цепочка) штоков кварцевых диоритов. Таким образом, этот узел тектонически наиболее напряженный. Именно здесь залегают золоторудные столбы.

В пострудный период смещения тектонических блоков вдоль продольных и поперечных разрывов были незначительными — до 5—12 м, обычно в пределах 2 м. Пострудные подвижки захватывают все элементы структуры, включая и штоки.

Геологические данные и результаты анализов абсолютного возраста минералов рудных жил (Мельников, Овчарек, 1969) и пострудных интрузивных пород указывают на средне-, верхнеюрский возраст золотого оруденения.

За время эксплуатации месторождение изучалось многими геологами. Первая обстоятельная работа проведена под руководством С. Д. Шера (1956), который показал, что Токурское месторождение приурочено к пересечению зоны развития кварцевых жил со сложной близмеридиональной зоной нарушения, заложеной в дорудный период. В дальнейшем эта зона была активна в пострудное время, так как вдоль нее раздроблен не только кварц, но и дайки и роговики близ диоритовых штоков. Поперечным тектоническим зонам С. Д. Шер придавал первостепенное значение в локализации золотого оруденения. Он считал, что положение рудных жил по отношению к меридиональной тектонической зоне следует учитывать при оценке глубины оруденения: наиболее благоприятны на глубину жилы, тяготеющие к главной зоне развития даек.

Видимо, поэтому в дальнейшем разведочные работы на месторождении были сосредоточены в его центральной части, а фланги изучались сравнительно слабо. При последующих геологических исследованиях большинство геологов поддержало идею С. Д. Шера о рудоконтролирующем значении поперечных тектонических структур, указывая, что присутствие даек может служить поисковым критерием на золото, поскольку они следуют вдоль ослабленных тектонических зон, заложённых в период, предшествовавший оруденению. Возможно, дайки сгущаются под скрытыми разломами фундамента.

Сходные соображения позже высказывали многие, но не с такой убежденностью, как С. Д. Шер. Вероятно, настораживал пострудный характер даек и штоков, трассирующих поперечные разломы. В 1965—1967 гг. детальным геологическим картированием рудного поля нами были зафиксированы крупные дорудные смещения пластов вдоль этих разломов, в том числе сброс (Токурский) на 400 м юго-восточного блока, что подтверждает

дородный возраст поперечных разломов. Совместив геологический план с проекциями рудных столбов, мы обнаружили несомненную связь их с зонами сосредоточения даек и штоков, узлами пересечения продольных и поперечных тектонических разрывов и участками изгибов пластов. Рудные столбы следуют на глубину вдоль таких зон либо располагаются в узких блоках между двумя сближенными зонами. В целом же рудное поле является многокорневым в понимании П. Ф. Иванкина (1970). В связи со сказанным уместно напомнить мнение Х. М. Абдуллаева (1957) о том, что пострудные дайки, локализуясь в структурах более раннего цикла, чем оруденение, контролируют додайковые рудные месторождения.

Установлено, что глубина эрозионного среза к северо-западу от центрального участка месторождения увеличивается, а к юго-востоку уменьшается. Это подтверждается тем, что при движении на северо-запад количество даек, штоков и кварцевых жил, выходящих на дневную поверхность, возрастает, а к юго-востоку уменьшается. В иннокентьевских рудах (западный фланг месторождения) содержится значительное количество шеелита, основным сульфидом является арсенопирит, проба золота более высокая (785). На Токуре же шеелит и арсенопирит появляются лишь в рудах на глубоких горизонтах, а проба золота значительно ниже — 700—760. Приведенные данные указывают на более высокотемпературный характер иннокентьевских руд по сравнению с токурскими, а это, в свою очередь, свидетельствует о разнице в эрозионных срезах. На менее глубокий эрозионный срез юго-восточного фланга рудного поля указывает и то обстоятельство, что вдоль поперечных нарушений юго-восточные блоки обычно опущены относительно северо-западных (особенно по Токурскому сбросу) и, следовательно, трещины, которые в дальнейшем использовались рудными жилами и дайками, в юго-восточной части рудного поля залегают глубже, чем на центральном участке.

Из сказанного следует вывод о том, что юго-восточный фланг рудного поля, несмотря на отсутствие с поверхности существенных рудных жил и относительно бедность дайками и штоками, представляется интересным для поисков слепых рудных жил. Это не значит, что умаляются возможности центрального участка. Он остается, судя по всем геологическим данным, наиболее интересным.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., 1957.
Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970.
Мельников В. Д., Овчарек Э. С. О возрасте золотого оруденения Джагдинского подъятия. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969.
Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
Шер С. Д., Ковалева О. И. О связи золотого оруденения с изверженными породами в одном из районов Приамурья. М., 1956. (Труды НИГРИЗолото, вып. 21).

Г. И. НЕРОНСКИЙ, В. Т. ДОБРАЯ

(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

ПРОБНОСТЬ ЗОЛОТА И ХАРАКТЕР ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОНОСНЫХ РАЙОНАХ ПРИАМУРЬЯ

Под пробностью мы понимаем соотношение $\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$, хотя в отечественной литературе под этим термином подразумевается отношение химически чистого золота к шлиховому. Другие элементы-примеси

в золоте, кроме серебра, имеют подчиненное значение, но, по мнению О. Е. Звягинцева (1941), несмотря на это, отражают геохимическую обстановку формирования рудных месторождений. Выщелачивание серебра с поверхности зерен золота происходит даже в экзогенных условиях, за счет чего образуется высокопробная оболочка. При термической обработке и под действием тепла интрузий также повышается проба золота, и опять в первую очередь за счет уменьшения в нем примеси серебра (Моисеенко, 1965). Естественно, что и в гипогенных условиях серебро должно чутко реагировать на изменение условий рудообразования. А. Е. Ферсман (1931) пробность золота ставит в прямую зависимость от температур рудообразования, Е. З. Горбунов (1962) для Яно-Колымского пояса указывает, что «наиболее раннему возрасту и высоким температурам золотого оруденения в одной и той же золотоносной провинции или одном районе соответствует более высокая чистота (пробность) золота и меньшая его серебримость».

С позиции геохимии процесса рудоотложения проба золота возрастает с ростом кислотности среды при прочих равных условиях (Крейтер и др., 1958; Тюрин, Холманских, 1962).

Для эндогенных месторождений Узбекистана Р. П. Бадаловой и С. Т. Бадаловым (1967) установлено изменение пробности золота в зависимости от температуры, глубины формирования и генезиса месторождений, а также минерального состава рудных тел и химических особенностей вмещающих пород. Вместе с тем известна тенденция повышения пробности золота в каждую последующую стадию минерализации (Fisher, 1945; Бакенов, 1963) и с увеличением содержания этого элемента в золото-сульфидных рудах.

Вероятно, все перечисленные факторы в какой-то степени влияют на изменение пробности золота, но роль их в каждом конкретном случае различна. В рудных месторождениях (в первичных рудах) с глубиной проба золота обычно увеличивается, хотя известны случаи и увеличения примеси серебра. Для некоторых районов устанавливается зональное изменение пробности золота. Так, в Яно-Колымском поясе месторождения с одинаковой пробой золота укладываются в линейно-вытянутые зоны северо-западного простирания согласно складчатым структурам с постепенным понижением пробы на юго-восток в сторону Охотско-Колымского водораздела.

Зональное расположение россыпного золота в бассейне р. Индигирки отмечено А. И. Скрыбным (1966). Пробность россыпного золота, по его данным, находится в тесной связи с пробностью золота в коренных источниках и указывает на зональное их размещение.

Нами составлены схемы пробности золота (преимущественно в россыпях) для некоторых рудных районов Приамурья с учетом важного геохимического смысла золото-серебряного отношения. Использовались данные литературных источников (Тове, Иванов, 1905; Воларович, Николаев, 1967; Рязанов, 1903; Анерт, 1928; Моисеенко, 1965), фондовые материалы и результаты исследований авторов. Золотая минерализация представлена месторождениями различного возраста и генезиса, однако в пределах каждого рудного бассейна чаще всего преобладает какой-либо один тип минерализации, поэтому изменение пробности золота в этих районах должно контролироваться в основном термодинамическими и физико-химическими условиями, при которых происходило формирование рудных тел этого типа минерализации.

Впервые анализ распределения пробности золота в россыпях для западной части Амурской области проведен Г. В. Дитмаром (1966). Им в основу положен возраст оруденения, а не физико-химические условия рудообразования. Зависимость пробности золота от возраста оруденения хотя и установлена в некоторых районах (Горбунов, 1962), но причина ее, скорее всего, обусловлена глубиной эрозионного среза.

Примером зональности золоторудной минерализации по отношению к определенному интрузивному телу является Соловьевский рудный узел

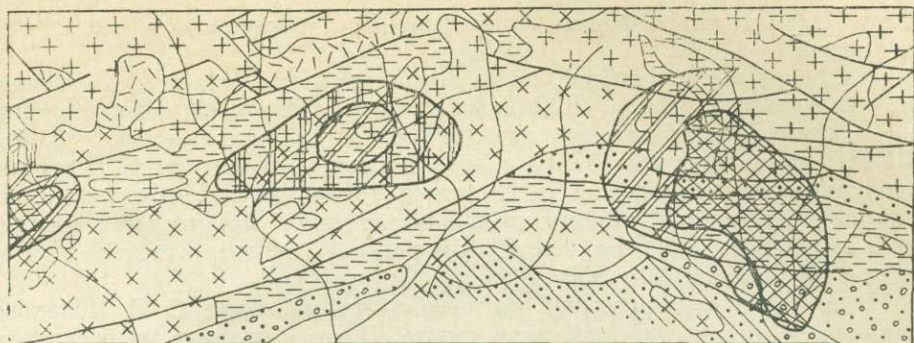


Рис. 1. Зональное изменение пробности золота в Соловьевском, Уруша-Ольдойском и Урюмском узлах.

1 — неоген-нижнечетвертичные отложения; 2 — континентальные верхнеюрского-нижнемелового возраста; 3 — лавы и туфы кислого состава верхнеюрского возраста; 4 — кварциты и кварцитовые песчаники силурийские; 5 — гнейсы нижнепротерозойские; 6 — граниты и гранодиориты мезозойские; 7 — диориты и габбро-диориты среднепалеозойские; 8 — нижнепротерозойские граниты; 9 — тектонические нарушения; площади с пробностью золота больше 950 (10), 900—950 (11), 850—900 (12).

(рис. 1). Он приурочен к зоне глубинного Южно-Тукурингского и серии более мелких разломов субширотного простирания. К северу от Южно-Тукурингского разлома расположена складчатая область, сложенная докембрийскими породами станового комплекса, метаморфизованными до амфиболитовой фации. Южнее развиты протерозойские образования тукурингского комплекса, метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Грабен, приуроченный к зоне Южно-Тукурингского разлома, выполнен терригенными осадочными образованиями верхнеюрского возраста, с юга ограничен Мурманским разломом. С юга породы тукурингского комплекса ограничены широтным Ольдой-Урканским глубинным разломом, который на востоке сочленяется с Южно-Тукурингским. Он является северной границей Ильтывусского сводового поднятия (Нагибина, 1964), сложенного среднепалеозойскими слабометаморфизованными отложениями, и паложенного Урканского прогиба, выполненного нижнемеловыми пресноводными осадками ундытканской свиты и толщей вулканогенно-осадочных пород, озерно-речными отложениями кивдинской свиты (верхний мел — палеоген) и плиоцен-четвертичными отложениями соктаханской свиты. Описанные породы в районе рудного узла прорваны разновозрастными интрузиями, начиная от синорогенных протерозойских до верхнемеловых.

Площадь рудного узла охватывает практически все описанные отложения, но более богатые участки россыпей приурочены к водотокам, берущим начало с Джалиндинского гольца. Проба золота в россыпях этого узла находится в пределах 940—963, причем самые высокие значения характерны для верхних частей долин. Уменьшение пробности золота в нижней части россыпей, наличие на всем протяжении неокатанного золота и сохранение высоких его содержаний на большом протяжении указывают на то, что, кроме Кировского месторождения, есть еще и другие источники их питания. По мнению Л. П. Гурова (1969), детально изучавшего Кировское месторождение, проба золота в россыпях обусловлена пространственным размещением рудных тел этого месторождения, сложенных различными минеральными ассоциациями. Он выделяет шесть ассоциаций — от высокотемпературной турмалин-магнетитовой до низкотемпературной кварцево-антимонитовой с киноварью, содержащих различное количество

золота характерной формы, определенного химического состава и крупности.

Наиболее высокопробное, очень мелкое золото описано С. В. Яблоковой в верховьях р. Янкан. По данным Л. П. Гурова, здесь развиты рудные тела турмалин-магнетитовой ассоциации, в которых мелкое (0,001—0,01 мм) высокопробное (973,6) золото заключено в магнетите. В верхних частях россыпей рек Джалинда, Инагли и Янкан, где пространственно размещены рудные тела с висмутит-халькопиритовой минеральной ассоциацией, преобладает крупное золото размером 0,2—2,0 мм золотисто-желтого цвета с пробностью 930—950.

В средней части россыпей на нескольких участках С. В. Яблоковой установлено понижение пробности золота. По р. Джалинде на расстоянии 17 км от устья руч. Ивановского средняя пробность золота понижается до 930, а по линии 272 — до 889. В интервале 20—28 км проба золота составляет 915—925. На этих же участках появляется неокатанное золото, увеличиваются его крупность и содержание, что указывает на дополнительные коренные источники. Аналогичные участки уменьшения пробности золота имеют место в бассейнах рек Инагли и Мал. Уркан (р. Мал. Инагли — 903, кл. Мурманский — 908). Как считал Л. П. Гуров, низкопробное золото здесь связано с проявлением низкотемпературных (кварц-антимонитовая и карбонатная с киноварью) минеральных ассоциаций с пробностью золота 850,4—864,6, рудные тела которых контролируются Южно-Тукурингским разломом.

Таким образом, зональное изменение пробности золота в районе Соловьевского рудного узла обусловлено зональным размещением коренных источников по отношению к Джалиндинскому массиву, с которым они генетически связаны. В Уруша-Ольдойском рудном узле, расположенном к западу от Соловьевского рудного узла на протяжении Южно-Тукурингского разлома, форма рудного узла линейно вытянута в широтном направлении и контролируется ослабленной тектонической зоной, которая, вероятно, являлась магмоподводящей для мезозойских вулканитов. Концентрация золота в пределах этого рудного района известна на двух разобщенных участках. Проба золота в пределах рудного узла по 49 анализам в общем высокая, редко опускается ниже 850, но наибольшие значения установлены по р. Уруше и в истоках р. Монгали — 980. Самая низкая проба — в средней части района, в бассейне р. Бол. Ольдой (850—780). Золоторудная минерализация в этом районе связывается с зонами дробления мезозойского возраста, с золото-сульфидной минерализацией и зонами березитизации. Очень высокая (907,8—937,3) проба золота характерна для россыпей Урушинского рудного узла, расположенного в поле развития среднедевонских отложений.

Небольшой по площади Буридинский рудный узел расположен в поле развития отложений юрского и мелового возраста и совпадает с зоной тектонических нарушений северо-восточного простирания. Проба золота в россыпях изменяется от 800 до 957,9, причем наиболее высокое значение характерно для средней части узла.

В Дамбукинском рудном узле (рис. 2) В. Н. Кондрашенко была подмечена четкая горизонтальная зональность пробности золота. Район приурочен к осевой части протерозойской антиклинальной структуры, сложенной гнейсами и амфиболитами, и к мощной (10—20 км) зоне разломов субширотного простирания, названной Ю. Л. Скатынским (1963 г.) Горациево-Джуваскитской. Эта зона прослеживается далеко за пределы района в бассейны рек Уды и Май (М. П. Материков, 1938 г.) и имеет важное рудоконтролирующее значение. Южная ее граница проходит по крутопадающему разлому. Оперяющие его с севера более мелкие разломы имеют пологое падение на юг. Самый крупный из них носит название Северо-Джалиндинского надвига. Интенсивность переработки пород и мощность зон диафтореза вдоль этих разломов к северу постепенно затухает.

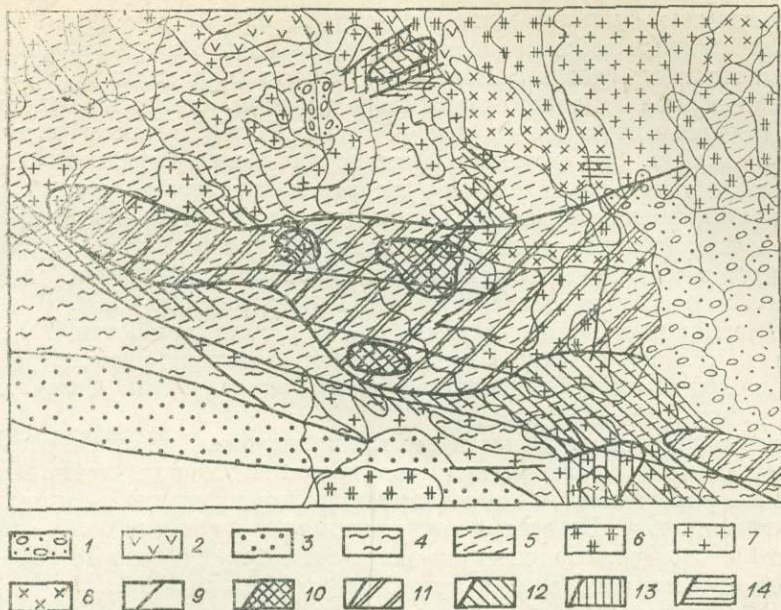


Рис. 2. Зональное изменение пробности золота в пределах Дамбухского рудного узла.

1 — неогеновые и современные рыхлые отложения; 2 — лавы и туфы среднего состава; 3 — континентальные терригенно-вулканогенные отложения верхнеюрского-нижнемелового возраста; 4 — усть-гиллойская серия; 5 — иликаянская; 6 — граниты и гранодиориты верхнеюрского-нижнемелового возраста; 7 — граниты нижнепротерозойские; 8 — габбро нижнепротерозойского возраста; 9 — тектонические нарушения; площадки с пробностью золота больше 950 (10), 900—950 (11), 850—900 (12), 800—850 (13), 750—800 (14).

Основными источниками россыпного золота для этого района считаются мощные зоны диафтореза с серией кварцевых и кварц-кальцитовых прожилков. Примером может служить месторождение Золотая Гора с высокопробным золотом (960—985). Кроме того, присутствие золота установлено в амфиболитовых и кварц-кальцитовых жилах. Россыпное золото в пределах этого узла преимущественно крупное, хорошей и средней окатанности и имеет высокую среднюю пробу (850—976,4), которая только в редких случаях опускается до 792. При изучении шлихового золота из некоторых россыпей этого района нам удалось установить, что состав золота в них неодинаков. Почти в каждой россыпи по цвету различаются две, а иногда и три разновидности.

Наибольшим распространением пользуется высокопробное золото (850—950), около 10—15% его имеет пробу на 50—70 ед. ниже, причем переход этот постепенный. Встречаются также единичные зерна мелкого низкопробного золота, приближающегося по составу к электруму.

При изучении характера изменения пробности золота в пределах района было использовано 113 анализов В. Д. Рязанова (1903), характеризующих среднюю пробу золота для всей россыпи или ее части, а также наши данные по отдельным разведочным линиям с предварительной сортировкой золота по цвету. При сравнении результатов определения пробности установлено, что низкопробное золото из-за его незначительного количества практически не влияет на валовую пробность золота и выявленную закономерность в изменении его состава. Исключение составляют лишь некоторые россыпи, например руч. Благовещенского и р. Олонгро. В них золото представлено двумя, а иногда и тремя разновидностями. Количество светло-желтого золота с пробностью 800—680 в некоторых случаях достигает 47,57%. Этот факт, безусловно, указывает на существование в бассейнах этих рек других типов золоторудной минерализации.

Субширотные тектонические структуры обусловили удлиненность в этом направлении всего рудного узла и площадей с одинаковой пробностью золота. Наиболее высокопробное золото в россыпях (950—976) установлено вблизи основного глубинного разлома, ограничивающего Горациево-Джуваскитскую зону с юга (Золотая Гора), а также в нижнем течении р. Иликан. Оба участка имеют почти изометрическую форму и располагаются в местах пересечения широтных и северо-восточных разломов. Площадь, ограниченная изолиниями пробности 900—950, резко вытянута в субширотном направлении и совпадает с направлением складчатых структур и соскладчатых разрывных нарушений. В свою очередь, она опоясывается зоной с пробностью золота в пределах 850—900. К западу пробность золота постепенно уменьшается, изолиния пробности 900 замыкается, а к востоку, наряду с расширением площади распространения золота с пробой выше 900, увеличивается и поле развития более низкопробного золота (850—900).

К югу уменьшение пробности золота происходит довольно резко, по глубинному разлому, который является границей между иликанской и усть-гиллюйской сериями, и контролирует распространение золоторудной минерализации к югу. На севере же уменьшение пробности золота происходит постепенно. Здесь значительно шире зона с пробой золота 850—900, а в среднем течении рек Унаха и Утугей опускается до 792,6.

На всей территории Дамбукинского рудного узла закономерного увеличения пробности золота к устью рек не происходит. Чаще встречаются случаи, когда проба его практически не изменяется. Иногда в верховьях или в средней части долины находим более высокопробное золото, чем в нижнем течении.

Преобладающее количество золота в россыпях с близкой пробностью и насыщенность россыпями подтверждают имеющиеся данные о широком развитии в районе преимущественно однотипной золоторудной минерализации, связанной с зонами диафореза субширотного простираания. Такое зональное изменение пробности золота в россыпях, на наш взгляд, является результатом различной пробности золота в коренных источниках.

Для однотипной золоторудной минерализации в породах близкого химического состава пробность золота в рудных месторождениях в первую очередь зависит от температуры формирования рудных тел. С этой точки зрения на одном и том же горизонте большая температура будет у гидротермальных растворов, поднимающихся по основному разлому и в местах пересечения разломов различных направлений, где мы в действительности и имеем наиболее высокопробное золото. Растворам, которые движутся по второстепенным оперяющим разломам, для достижения того же уровня требуется пройти гораздо больший путь, вследствие чего они, достигнув этого уровня, будут иметь более низкую температуру, а значит, и проба золота в рудных телах будет значительно ниже. Этой причиной, вероятно, и объясняется зональное изменение пробности золота по отношению к главному рудоконтролирующему разлому.

Насыщенность территории россыпями с высокопробным золотом указывает на то, что рудные тела здесь в значительной степени уже эродированы. На удалении от основной рудоконтролирующей структуры, где проба золота ниже, рудные тела представляются более перспективными на глубину.

В Унья-Бомском золотоносном районе все россыпи приурочены к интенсивно дислоцированным, метаморфизованным до фации зеленых сланцев терригенным отложениям палеозойского возраста и располагаются в виде узкой полосы широтного простираания, совпадающей с границей толщ верхнедевонского-нижнекарбонového и верхнекарбонového-нижнепермского возраста (рис. 3). Пробность золота в пределах всего района, по данным 26 анализов (Тове, Иванов, 1905), удивительно сохраняется (924,2—937,8).

Только в верховьях руч. Бактор и по правому притоку р. Маган она значительно ниже (825,9—827,9). Золото в россыях крупное, часто встречаются самородки, окатанность его хорошая, но попадаются и сростки его с кварцем и сланцами. Распределение золота в россыях неравномерное, особенно в террасовых и увальных. Несмотря на присутствие россыпей, рудного золота в этом районе не обнаружено. Четыре известных рудопроявления и точки минерализации представлены согласными и секущими кварцевыми жилами, а также зонами смятия, содержащими до 4,4 усл. ед. золота, а также пирит, арсенипирит и шеелит.

Постоянство пробности золота Унья-Бомского района, если анализы считать достоверными, указывает на однородность коренного источника, которым, на наш взгляд, могут являться базальные горизонты толщи пермокарбонového возраста. Встречающееся иногда более низкопробное золото (825—827) связано, вероятно, с кварцевыми жилами.

В Верхне-Селемджинском золотоносном районе, расположенном в пределах Монголо-Охотской складчатой зоны на границе с Бурейским массивом, основная золотоносность пространственно приурочена к полю развития пород палеозойского возраста, метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Наиболее интересные рудные тела в районе представлены малосульфидной золото-кварцевой формацией, они являются основным источником металла для россыпей. Для них установлена тесная, возможно, генетическая связь с процессами регионального метаморфизма. Известные в районе месторождения находятся в породах с различной степенью метаморфизма (рис. 4), а значит, и образование рудных тел происходило при различных температурах и давлениях.

Это сказалось на форме рудных тел, температуре кристаллизации минералов, крупности и составе золота, которые закономерно изменяются с изменением интенсивности метаморфизма вмещающих пород (Мойсеенко, 1965; Мойсеенко, Неронский, 1968).

В породах, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой субфации, проба рудного золота изменяется от 850 до 910 (Харгинская группа, Афанасьевское месторождение), в породах биотит-хлоритовой субфации — от 750 до 800 (Ворошиловское, Сагурское месторождения). В породах, метаморфизованных до мусковит-хлоритовой субфации, проба золота еще ниже — 720 (Ясненское). Самая низкая проба золота — в породах, метаморфизованных по цеолитовой фации. В бассейне р. Харги в пределах этой фации известны только рудопроявления с очень бедным содержанием золота (проба 650—720). На Токурском месторождении проба золота изменяется от 640 до 720. Средняя считается равной 700. Не менее интересные данные получены и для пробности золота в россыях. Наиболее наглядно увеличение пробности золота в россыях с увеличением интенсивности метаморфизма пород плотика видно в бассейне р. Харги. Здесь в пределах эпидот-амфиболитовой субфации проба золота наиболее высокая для всего

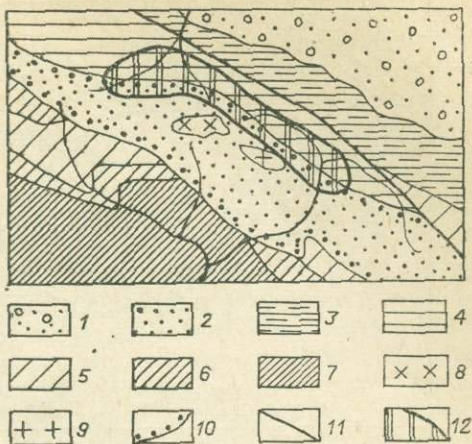


Рис. 3. Пространственная приуроченность россыпей золота Унья-Бомского узла к границе толщ.

1 — современные отложения; 2 — терригенно-вулканогенно-кремнистые верхнекарбонového-нижнепермского возраста; 3 — терригенные отложения условно нижекарбонového возраста; 4 — терригенно-вулканогенно-кремнистые верхнедевонского-нижнекарбонového возраста; 5 — 7 — терригенно-вулканогенно-кремнистые верхнепротерозойские (5 — верхняя толща, 6 — средняя, 7 — нижняя); 8 — габбро верхнепалеозойские; 9 — гранитоиды верхнепалеозойские; 10 — граница несогласного залегания пород; 11 — тектонические нарушения; 12 — площадь с пробой золота 924,2—937,8.

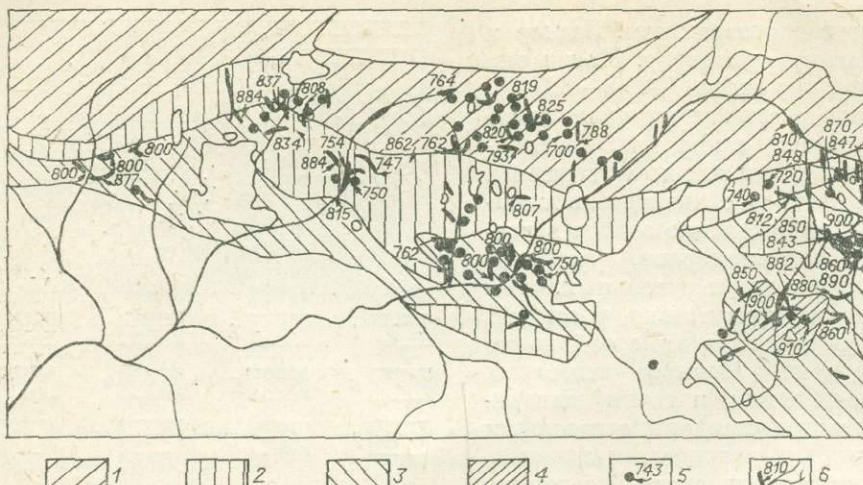


Рис. 4. Локализация золота в породах метаморфического комплекса и изменение его пробыности в зависимости от интенсивности метаморфизма вмещающих пород, Верхне-Селемджинский район.

1 — цеолитовая фация; 2 — серицит-хлоритовая субфация; 3 — биотит-хлоритовая субфация; 4 — эпидот-амфиболитовая; 5 — пробаность золота в коренных проявлениях; 6 — в россыпных.

района (в районе пос. Златоустовска 850—880, в районе Ольгинска — 850—900). Вниз по течению рек Харги и Бол. Эльги интенсивность метаморфизма пород постепенно уменьшается, и закономерно уменьшается пробаность золота от 900 до 810, хотя при транспортировке золота от его коренного источника она должна увеличиваться. В бассейне р. Харги мы наблюдаем обратное явление, вероятно, за счет новых источников золота с низкой пробаностью. В целом для Верхне-Селемджинского района можно наметить следующую последовательность уменьшения пробаности золота в соответствии с уменьшением интенсивности метаморфизма вмещающих пород: 900—850, 850—800, 800—747. В породах цеолитовой фации метаморфизма средняя проба золота группы россыпей изменяется от 762 до 825. Они расположены в бассейне р. Бол. Караурак, где широкое распространение получили дайки и штоки верхнемелового возраста, на контакте с которыми пробаность золота в рудных телах повышается. Для рудных месторождений Харгинской группы сумма золота и серебра равна 99,01%, а для жилы Новой Ясенского месторождения 97,6%. В россыпях эта разница еще более резкая. В породах эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма сумма золота и серебра составляет 98—99%, биотит-хлоритовой — 94—97%, мусковит-хлоритовой — 92,94%. Одновременно с этим количество примеси ртути в золоте уменьшается с увеличением интенсивности метаморфизма вмещающих пород от 1% на Ясенском месторождении до «следов» на Харгинском. Аналогичное уменьшение содержания ртути в самородном золоте (от 1 до 0,0005%) получено и для россыпных месторождений (Моисеенко, 1965).

Крупность рудного золота изменяется от дисперсных выделений до небольших самородков и непостоянна даже в жилах одного месторождения. Наиболее четко эта разница проявляется при сравнении размеров золота из месторождений, расположенных в породах с различной интенсивностью метаморфизма. Так, в группе Харгинских месторождений, расположенных в породах эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма, размер золота меньше 0,5 мм по разным жилам составляет от 9,5 до 34,4%, а в жиле Новой Ясенского месторождения (мусковит-хлоритовая субфация) — 51,5%; самородки весом больше 5 г известны только на Афанасьевском и Харгинском месторождениях. Таким образом, очевидно, что крупность

золота в рудных месторождениях возрастает с интенсивностью метаморфизма вмещающих пород. Еще нагляднее зависимость крупности золота от степени метаморфизма пород плотика устанавливается в россыпях. Характерно, что самородки весом более 100 г найдены в россыпях, в которых плотик сложен породами, метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой субфации. В породах, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой субфации, фракция золота $+1,2$ мм составляет 35,9%, в биотит-хлоритовой — 12, а в серицит-хлоритовой — только 0,6% от общего количества золота.

Эта же закономерность устанавливается при анализе результатов дегрепитации кварца из рудных тел, расположенных в породах с различной степенью метаморфизма. В общем случае рудные тела палеозойского возраста имеют температуру кристаллизации минералов, близкую к температуре, при которой происходили процессы регионального метаморфизма. В породах, метаморфизованных до фации зеленых сланцев, как указывает У. Файт и др. (1962), температура не должна значительно превышать 300° . Ниже изограды граната она, вероятно, может достигать 400° . В кварцевых жилах температура кристаллизации кварца закономерно увеличивается с увеличением степени метаморфизма пород. Для кварцевых и кварц-полевошпатовых жил альпийского типа, расположенных ниже изограды граната, температура кристаллизации раннего кварца достигает $380-420^{\circ}$, в то время как выше изограды граната она не превышает 350° . Для жил токурско-харгинского типа устанавливается аналогичная закономерность. На Токурском месторождении, расположенном в породах, метаморфизованных до цеолитовой фации, первая генерация кварца имеет температуру кристаллизации $330-350^{\circ}$, вторая — $190-220^{\circ}$, а третья — $100-130^{\circ}$, в то время как на Харгинском месторождении температуры кристаллизации кварца соответственно равны $350-355$, $215-235$ и 120°C .

Таким образом, проведенные исследования позволили установить определенную вертикальную зональность золоторудной минерализации, совпадающую с изменением интенсивности метаморфизма вмещающих пород (см. таблицу).

В зависимости от интенсивности метаморфизма пород изменяются и кларки золота в них. Наиболее показательным в этом отношении является закономерное изменение содержания золота в глинистых сланцах. Характерно, что обогащение пород золотом идет за счет кремнезема, который, вероятно, выносился одновременно метаморфогенными растворами из зон более глубокого метаморфизма.

На основании установленной зональности наиболее благоприятные условия для образования рудных тел (токурско-харгинский тип) с промышленными концентрациями золота и большой протяженности на глубину были в пределах мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и нижней части цеолитовой фации. В пределах этих зон метаморфизма жильные зоны находятся в начальной стадии эрозионного среза. Наглядным примером может служить Токурское месторождение, где основная масса рудных тел не имеет выхода на дневную поверхность. В районе же Харгинской группы месторождений в породах эпидот-амфиболитовой субфации «слепые» жилы встречаются крайне редко, а на глубину содержание золота в рудах падает. Основная масса рудных тел здесь уже эродирована и дала протяженные россыпи с довольно равномерным распределением золота, в то время как в районе Токурского рудника россыпи в общем беднее, менее выдержанные, и распределение металла в них менее равномерное.

Ниманский золотоносный район расположен на северо-восточной окраине Бурейской глыбы на пересечении разновозрастных тектонических структур (Воларович, 1960) в поле развития пород (возраст которых принято считать протерозойским), разделенных на три свиты: ольгинскую (нижнюю), таенальгинскую и учунейальгинскую, которые прорываются

рым, местами брекчиевидным и мелкодрозовым кварцем. Содержание сульфидов в них несколько большее, а золото имеет бледно-желтый цвет, что соответствует пробе 790 (Нижне- и Верхне-Дмитриевские рудопроявления).

По химическому составу золото из россыпей Ниманского золотоносного района (27 анализов) отличается высокой чистотой. Средняя проба его в большинстве россыпей составляет 930—945, хотя оно и не все одинаковое. Основная масса во всех россыпях представлена золотом ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Оно присутствует во всех классах крупности. Такой же цвет имеют и самородки. Средняя проба золота ярко-желтого цвета 930 (по микрохимическому анализу). Кроме того, оно содержит повышенные содержания меди (до 0,3%) и незначительное количество свинца и мышьяка. Аллювий рек, на 10—25% состоящий из золотоносной кварцевой гальки, аналогичной кварцу из четковидных жил и жильных зон, содержит золото только высокой пробы.

В ряде долин центральной части района, наряду с высокопробным золотом, наблюдается золото бледно-желтого цвета с зеленоватым оттенком. Золото этой категории мелкое или средней крупности, обычно менее окатанное. Доля низкопробного золота невелика, но в некоторых россыпях количество его достигает 65%. Средняя проба бледно-желтого цвета — 790, а тускло-серого — 651. Кроме того, обе эти разновидности содержат повышенные количества свинца, мышьяка, титана, отмечается также присутствие олова (до 0,3%). Источником золота средней пробы (790) являлись и являются секущие крутопадающие жилы северо-восточного и субмеридионального направлений с белым, розоватым, иногда брекчированным и друзовидным кварцем, аналогичные тем, которые известны в бассейне руч. Дмитриевского. Коренных источников тускло-серого золота не найдено, хотя в россыпях и встречаются случаи его сращения с кварцем. Основная масса высокопробного золота, образовавшегося за счет разрушения рудных тел домезозойского возраста, имеет незначительные колебания пробы (930—945). Концентрация всех россыпей в пределах небольшого тектонического блока треугольной формы и приуроченность к отложениям одной свиты, вероятно, создали среду, в равной степени благоприятную для циркуляции рудоносных растворов с близкими физико-химическими свойствами на площади всего рудного узла, что в конечном счете сказалось на пробы золота. Судя по тому, что проба золота в рудных телах домезозойского возраста высокая, а россыпи относительно богатые, следует предположить, что они уже эродированы.

На фоне россыпей с высокопробным золотом выделяются некоторые ручьи, в которых проба золота значительно ниже, что обусловлено наличием в россыпях низкопробного золота, поступающего из рудных тел мезозойского возраста. В бассейне кл. Дмитриевского рудные тела этого возраста имеют субмеридиональное простирание и, вероятно, связаны с развитием крупного разлома этого же направления, ограничивающего золотоносный район с востока. Очевидно, появление в россыпях Ниманского рай-

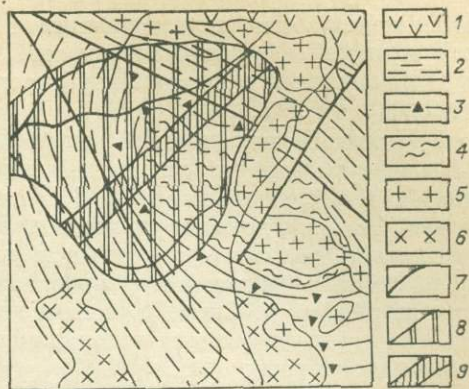


Рис. 5. Наложение верхнемеловой золото-рудной минерализации с низкопробным золотом на золоторудную минерализацию палеозойского возраста с высокопробным золотом. Ниманский район.

1 — лавы и туфы кислого состава верхнемелового возраста; 2 — расланцованные песчаники, филлитизированные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы верхнепротерозойские; 3 — слюдяные и слюдиисто-кварцевые сланцы среднепротерозойские; 4 — кристаллические сланцы нижнепротерозойские; 5 — граниты верхнемеловые; 6 — гранодиориты верхнемеловые; 7 — тектонические нарушения; 8 — площадь с высокопробным золотом (930—945); 9 — зона наложенной верхнемеловой минерализации с низкопробным (650—790) золотом.

она низкопробного золота указывает на местоположение рудных тел мезозойского металлогенического цикла, которые находятся еще в начальной стадии эрозии и представляют определенный практический интерес для разведки на глубину.

Нижне-Селемджинский золотоносный район расположен в пределах Мамынского выступа древних метаморфических пород, который является частью Буреинского массива. В пределах района, по данным А. Ф. Майборды (1957 г.), доминирующее значение имеют породы метаморфического комплекса, условно отнесенные к докембрийским, и крупные интрузии палеозойских гранитондов, прорванных мелкими телами верхнемеловых гранит-порфиров. С юга и запада перечисленные образования перекрыты чехлом континентальных отложений палеоген-неогенового возраста со знаковой золотоносностью.

Единичные данные пробности золота в Нижне-Селемджинском районе, имеющиеся у Э. Э. Аперта (1928) и в фондовых материалах, определялись отношением золота ко всей навеске. Для некоторых россыпей, где еще сохранилось разведочное золото, установлено, что основная масса (не менее 95%) представлена золотом, проба которого изменяется в пределах 849,9—949,09. Остальная часть золота — это более низкопробная (730—840) его разновидность. Из-за незначительного количества примесь этого золота существенно не влияет на среднюю пробу золота в россыпи. В отличие от других описанных районов в пределах Нижне-Селемджинского рудного узла для всех россыпей намечается закономерное увеличение пробности золота от вершины ручья к устью, т. е. подтверждается общее правило о повышении пробности золота при его транспортировке. Вместе с тем наиболее высокую пробу (930—949) золото имеет в россыпи р. Некли (рис. 6). Непосредственно на северо-восточном продолжении тектонического нарушения, по которому заложена долина р. Некли, расположены россыпи р. Будаки, где проба золота изменяется от 898 до 946.

К востоку от р. Некли, по руч. Загадочному, проба золота понижается

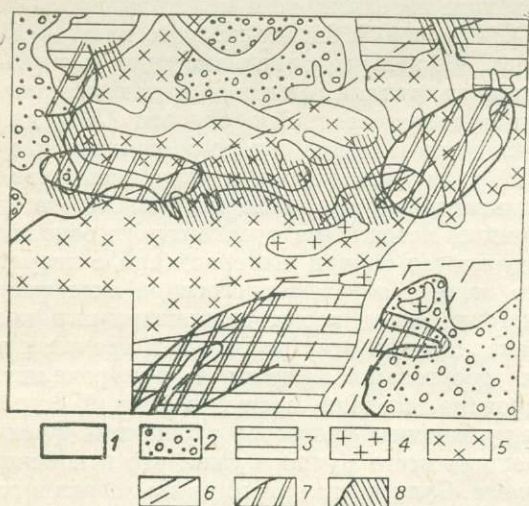


Рис. 6. Изменение пробности золота в россыпях Нижне-Селемджинского золотоносного узла.

1 — пойменные аллювиальные отложения; 2 — континентальные неоген-нижнечетвертичного возраста; 3 — гнейсы и кристаллические сланцы условно архейского-нижнепротерозойского возраста; 4 — гранит-порфиры верхнемеловые; 5 — граниты палеозойские; 6 — тектонические нарушения; 7, 8 — площади с пробой золота 900—950 и 850—900 соответственно.

на 30—50 ед. и находится в пределах 898—912. Происхождение россыпи здесь связано с кварцевыми жилами и зонами окварцевания северо-восточного простирания, однако эти разломы являются менее значительными, чем по р. Некле. Этим, вероятно, и объясняется более низкая пробность золота в рудных телах, локализирующихся в этих зонах разломов.

В нижней части р. Татarki и по р. Голубой против ее впадения выделяется участок с пробой золота 894—924. Он также расположен в зоне крупного северо-восточного разлома, на продолжении которого к северо-востоку известна золотоносность по ключам Мальцевскому, Черемуховому и Спортивному (пробность, к сожалению, неизвестна). К востоку от этого разлома в верхнем те-

чении р. Татарки проба золота понижается от 900 до 884, а по кл. Северному, впадающему в р. Мал. Будаки, находится в пределах 840—871.

Вверх по р. Голубой пробность золота уменьшается, но при впадении р. Надяги вновь повышается на 30 ед.— до 909,09, хотя золото в россыпи этого притока имеет пробу золота значительно ниже (856,76). Как и в двух предыдущих случаях, здесь, вероятно, существует аналогичная зона разломов. На это указывают уменьшение степени окатанности золота, увеличение его крупности и количество включений кварца в шлиховом золоте. Если предположить, что эта зона разломов параллельна Неклинской, то на северо-восточном ее продолжении окажутся россыпи ручьев Безназванного, Корейского и Косматого в бассейне р. Надяги, а на юго-западном — р. Конто.

Таким образом, для Нижне-Селемджинского золотоносного района намечается линейное расположение участков с высокопробным золотом, приуроченных к зонам наиболее крупных тектонических нарушений северо-восточного простирания, которые и являлись основными рудоподводящими структурами. Рудные тела с более низкопробным золотом локализуются в оперяющих их тектонических трещинах.

В остальных золотоносных районах результаты определения пробности малочисленны.

В россыпях Ньюжинского золотоносного района проба золота изменяется от 768 до 925 (по 16 анализам), но характер изменения пробности проследить не удалось. Известно только, что в россыпи р. Уркима она варьирует от 853 до 925, а в левых ее притоках — от 854 до 917. В правых притоках золото более низкопробное (768—822). Пробность золота в данном случае определялась по отношению ко всей навеске, поэтому значительные расхождения можно получить от количества включений кварца в россыпном золоте.

Для Сугджарского золотоносного района по 6 анализам намечается тенденция повышения пробности золота к нижней части долин: от 720—780 до 850—860.

Из приведенных примеров видно, что пробность золота чутко реагирует на малейшие изменения условий рудообразования и в конкретных случаях может быть использована при оценке глубины формирования рудных тел, выявления рудоконтролирующих структур и решения вопросов генезиса месторождений золота.

ЛИТЕРАТУРА

- Анерт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск — Владивосток, 1928.
- Бадалова Р. П., Бадалов С. Т. О пробности золота эндогенных месторождений и рудопроявлений Узбекистана.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1967, т. 173, № 4.
- Бакенов М. М. Пробность золота как критерий определения стадийности оруденения и интенсивности золотой минерализации.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол. наук», 1963, вып. 3 (5, 4).
- Воларович Г. П. Сочленение тихоокеанских и монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока.— В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.
- Воларович Г. П., Николаев С. С. Характеристика золота россыпей Ниманского золотоносного района (Дальний Восток). М., 1967. (Труды ЦНИГРИ, вып. 72).
- Горбунов Е. З. Некоторые закономерности размещения различного состава золота в юго-восточной части Яно-Колымского золотоносного пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гуров Л. П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье).— В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969.
- Дитмар Г. В. О пробе разновозрастного золота южной части Станового хребта (Дальний Восток).— «Геол. рудн. месторож.», 1966, № 6.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М., Изд-во АН СССР, 1941.

- Крейтер В. М., Аристов В. В., Вольтский И. С., Крестовников А. Н., Кувчинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития. Гималайский и Альпийский орогеноз. М., «Недра», 1964.
- Рязанов В. Д. Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотоносности Амуро-Приморского района. Т. II. Амурская обл. Ч. 2, 1903.
- Скрябин А. И. К вопросу о зональности распределения золота по пробности в бассейне верхнего течения р. Индигирки.— В кн.: Геология россыпей золота и закономерности их размещения в центральной части Яно-Колымского складчатого пояса. М., «Наука», 1966.
- Тове Л. Л., Иванов Д. В. Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотопромышленности Амуро-Приморского района. Т. II. Амурская область. Ч. 1, 1905.
- Тюрин Н. Г., Холманских Ю. Б. Об условиях образования гипергенных месторождений золота и серебра.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1962, № 6.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Д. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Л.— М., 1962.
- Ферман А. Е. К геохимии золота.— «Докл. АН СССР. Сер. А», 1931, № 8.
- Fisher N. H. The fineness of Gold, with Special reference to the Morobe goldfield New Guinea.— «Econ. Geol.», 1945, v. 40, № 7, 8.

В. Г. МОИСЕЕНКО, П. П. САФРОНОВ
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ СПЛАВОВ ЗОЛОТА С СЕРЕБРОМ

Самородное золото месторождений различных генетических типов имеет как общие черты, так и существенные различия. Общей и наиболее характерной чертой самородного золота является постоянная примесь в нем серебра. Собственно самородное золото содержит золота 70 и более вес.%, его разновидность с содержанием 28—69 вес.% золота принято называть электрумом; иногда встречается кюстелит, в составе которого всего 10—20 вес.% золота. Следует заметить, что по составу самородного золота электрума и кюстелита в настоящее время единого мнения нет.

В самородном золоте, помимо серебра, имеются и другие примеси. Обнаруживаются определенные зависимости содержания этих элементов-примесей от условий образования. В самородном золоте из руд месторождений малосульфидной формации по сравнению с золотом месторождений других формаций больше ртути и свинца, в золоте из умеренно-сульфидной формации — висмута и меди, а из убогосульфидной — сурьмы и платины (табл. 1).

Изменение пробы самородного золота и содержания элементов-примесей в нем связано с эволюцией гидротермальных растворов при формировании месторождений. Подробно этот вопрос рассмотрен в специальных работах (Моисеенко, 1963, 1973, 1974; Moiseenko, Fatyanov, 1972) и в статье В. Г. Моисеенко, помещенной в этом сборнике. Здесь следует только заметить, что золото и серебро, как правило, в сумме составляют 98—99% и более от общего веса золотин (см. табл. 1). Следовательно, самородное золото в первом приближении можно рассматривать как твердый раствор золота — серебро с небольшой примесью других элементов. Золото и серебро имеют близкие параметры кристаллической решетки (4,078 Å у золота и 4,086 Å у серебра) и, располагаясь в одной подгруппе периодической

Химический состав самородного золота месторождений Дальнего Востока СССР

Элемент	Формация			
	малосульфидная		умеренно-сульфидная	убогосульфидная
	Харгинское м-ие	Токурское м-ие	Кировское м-ие	Карамкенское м-ие
Au	88,3233	74,0386	93,51	34,583
Ag	10,8533	24,9857	5,43	63,223
Cu	0,0131	0,0103	0,055	0,0372
Pt	0,0012	0,0022	0,0004	0,0189
Hg	0,3083	0,1503	0,008	0,002
Te	0,02	0,0474	0,035	0,042
Se	0,008	0,0124	0,008	0,009
Bi	0,0002	0,0005	0,012	0,00008
Sb	0,0047	0,0030	0,0006	1,255
As	0,0164	0,0320	0,0007	0,0410
Pb	0,0310	0,0390	0,0015	0,0062
Zn	0,00003	0,00002	0,0002	0,0001
Sn	0,0009	0,00003	0,0011	0,0079
Mn	0,00183	0,00004	0,0003	0,0024
Fe	0,2548	0,3350	0,1763	0,385
Ni	0,0004	0,00001	0,00005	0,00002
Co	0,0003	0,00002	0,00003	0,0001
Ca	0,0097	0,02	0,046	0,07
Al	0,1050	0,1243	0,12	0,02
Si	0,0203	0,0257	0,074	0,19
Σ	99,97	99,83	99,48	99,89

Примечание. Палладий не обнаружен.

таблицы, обладают сходными физико-химическими свойствами. Сплав золото — серебро представляет собой непрерывный ряд твердых растворов замещения, в которых атомы металлов-компонентов могут замещать друг друга в любом узле кристаллической решетки. В связи с этим в природных условиях следовало бы ожидать существования минералов, содержащих золото и серебро во всех пропорциях. Однако, как отмечали В. И. Вернадский (1955), В. Г. Моисеенко (1971, 1973, 1974), в рассматриваемом ряду имеются существенные перерывы.

Нами собраны материалы по химическому составу золота не только месторождений Дальнего Востока СССР, но и других регионов — как в нашей стране, так и за рубежом. Статистически обработаны данные, полученные только при химических или микрохимических анализах самородного золота рудных месторождений.

Всего использовано 488 анализов, разбитых на группы с интервалом в 20 ед. Вычисленные частоты встречаемости золота определенной пробы показали, что наиболее распространено в природе самородное золото с пробой 860—920, сравнительно часто — с пробой 720—780, реже — с пробой 640—660 и только спорадически встречаются золото-серебряные минералы с пробой ниже 500.

Следует заметить, что и самородное серебро, как правило, содержит примесь золота в количестве 0,1—0,8 вес. %.

Анализ частот встречаемости самородного золота разной пробы подтверждает наличие перерывов в ряду золото — серебро и наводит на мысль о существовании интерметаллических соединений золота с серебром; эта мысль высказывалась ранее исследователями, но пока не получила веских подтверждений. Данные теоретических исследований свидетельствуют о возможности существования таких соединений, но для дока-

зательства этого положения нужны специальные исследования. Проверка возможных структурных превращений в твердом состоянии в сплавах золото — серебро при их нагревании в интервале температур 20—800°C проводилась нами методом количественной термографии на дифференциальном микрокалориметре на сплавах следующих составов: 10,4; 40; 70; 85 ат. % золота. В пределах калориметрической чувствительности прибора каких-либо фазовых превращений в твердом состоянии не удалось обнаружить. Процессы распада твердого раствора золото — серебро идут очень медленно; они могут проявляться в геологических условиях, но не фиксируются при термографическом анализе из-за малых тепловых эффектов.

Полученные данные о частоте встречаемости золото-серебряных минералов определенной пробы, несомненно, характеризуют только их общую количественную роль в природных условиях, поскольку объемы анализов по золотоносным регионам не соответствуют масштабам оруденения, развитого в них. Примерно половина учтенного в мире золота добыта на месторождениях Витватерсранд, содержащих самородное высокопробное золото. Высокая проба золота характерна также для крупных месторождений Австралии; с поправкой на количество добытого золота станет еще более очевидным, что высокопробное золото в природных условиях встречается наиболее часто; 81% известных нам анализов самородного золота отвечает интервалу пробы от 700 до 960.

Резкое преобладание высокопробных разностей самородного золота в природе в определенной мере может быть объяснено метаморфизмом золотин. Как установлено нами (Моисеенко, 1965), при термическом метаморфизме в системе золото — серебро скорость диффузии серебра примерно в 2,5 раза больше скорости диффузии золота. В связи с этим при повышении температуры система золото — серебро неизбежно будет обогащаться золотом. Низкопробные золотины при термическом метаморфизме наиболее неустойчивы и превращаются в более высокопробные разности. Процесс обеднения самородных золотин серебром протекает очень медленно и при обычных температурах; с учетом длительности геологических процессов в составе золотин вполне возможны ощутимые изменения в сторону повышения их пробы. Древние месторождения золота отличаются от молодых прежде всего высокой пробой золотин.

Резкое преобладание в природных условиях самородного золота высокой пробы нельзя объяснить только процессами метаморфизма, так как на некоторых молодых месторождениях (практически неметаморфизованных) развиты преимущественно высокопробные золотины.

Учитывая то, что энергетическое состояние металла связано с его межатомными расстояниями, нами (Моисеенко, Сафронов, 1971) вслед за Л. Кармазиным (Karmazin, 1969) изучены зависимости параметров кристаллической решетки от составов сплавов золото — серебро.

Впервые определение периода кристаллической решетки сплава золото — серебро проведено Дж. Заксом и И. Вертцем (Sachs, Weerts, 1930) с точностью $\pm 0,0002$ Å. Они установили отрицательное отклонение параметров решетки от закона Вегарда с максимумом провала в области 68,7 ат. % Au. Однако точек наблюдения у них было мало, и золото с серебром, применяемые для приготовления сплавов, были недостаточно чистыми.

В более позднее время В. А. Вальчиковская с соавторами (Вальчиковская и др., 1966), изучая параметры кристаллической решетки сплавов с серебром, получили в общем виде плавную кривую зависимости периода решетки от состава сплава с очень слабым отклонением от закона Вегарда в области 60 ат. %. Полученные этими исследователями несколько другие, по сравнению с данными Дж. Закса и Вертца результаты, видимо, связаны с недостаточной чистотой золота и серебра, используемых для приготовления сплавов, а также недостаточной длительностью отжига опытных образцов.

Л. Кармазин (Karmazin, 1969) на сплавах, приготовленных из золота и серебра высокой чистоты и отожженных в течение 850 ч при 600° (в результате прецизионных измерений с точностью $\pm 0,00003 \text{ \AA}$) определил концентрационную зависимость периода решетки и эмпирически подобрал функцию, описывающую эту зависимость:

$$a = 4,08617x + 4,07842(1-x) - 0,0213x(1-x) [\text{Å}],$$

где a — значение периода решетки сплава; x — атомарная концентрация серебра.

Принимая во внимание противоречивые данные о зависимости параметров решетки сплавов золота с серебром от их составов, мы провели дополнительные исследования, первые результаты которых сообщались ранее (Моисеенко, Сафронов, 1971). Для приготовления сплавов использовались золото и серебро с чистотой элементов 99,999. Из сплавов с помощью пресса при давлении 150 атм готовились пластины диаметром 14 мм и толщиной 0,7 мм, которые затем отжигались при 600°C в течение 25 ч. Так как образцы снимались в расходящемся пучке, т. е. облучаемая площадь была достаточна для статистического усреднения, не требовалось длительного отжига для приготовления мелкодисперсных образцов. Определение периода решетки Au—Ag сплавов осуществлялось методом обратной съемки с эталоном. Съемка рентгенограмм проводилась на медном излучении в камере РКЭ.

Съемке подвергались обе стороны образца, что давало возможность учесть возможный градиент концентраций, который возникает при отжиге. Эталон снимался последовательно на каждую из рентгенограмм. Измере-

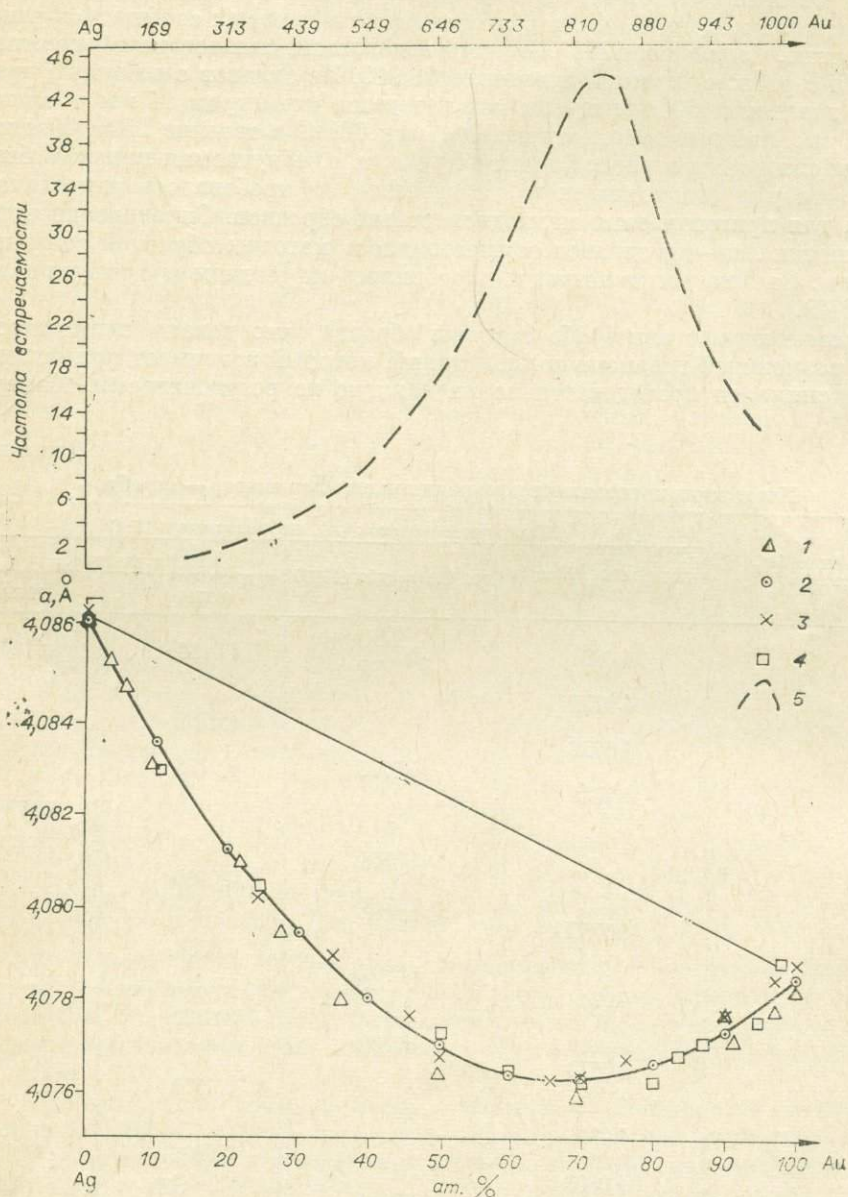
Таблица 2

Параметры кристаллических решеток сплавов золото — серебро

Содержание Au, ат. %	Параметры решеток (Å), приведенные к 25°C			
	по: Sachs, Weerts (1930)	по: Karmazin (1969)	Наши данные	
			(1971)	(1972)
100,00	4,0783	4,0784	4,0786	4,0784
97,00				4,0789
96,47	4,0777			
95,00			4,0784	4,0775
91,50	4,0771			
90,00		4,0773	4,0774	
89,50	4,0775			
87,00				4,0771
83,00				4,0768
80,00		4,0766		4,0762
75,00			4,0766	
70,00		4,0763	4,0763	4,0762
68,70	4,0759			
65,00			4,0763	
60,00		4,0764		4,0765
50,00	4,0763	4,0770	4,0769	4,0773
45,00			4,0776	
40,00		4,0780		
35,50	4,0778			
35,00			4,0789	
30,00		4,0794		
27,00	4,0794			
25,00			4,0801	4,0803
22,50	4,0808			
20,00		4,0812		
10,00		4,0835		4,0829
9,10	4,0830			
6,10	4,0846			
3,30	4,0852			
0,00	4,0862	4,0862	4,0863	4,0862

ния периода решетки растворов золото — серебро велись по линии 333,511 \AA эталона. Расстояние между линиями измерялось с помощью компаратора ИЗА-2. Для каждого снимка проводилось 5 промеров и соответственно 5 вычислений периода, затем находилось среднее значение. В качестве истинного значения периода решетки сплава принималось среднее из двух значений, соответствующих той и другой сторонам пластинки.

Первая партия образцов снималась при $25,5 \pm 1^\circ\text{C}$ с точностью определения $\pm 0,0002 \text{\AA}$. Для второй партии значения периодов решетки были откорректированы к 25°C . Температура вблизи образца измерялась в начале и в конце каждой съемки. Учитывалось также влияние температуры



Зависимость параметров кристаллической решетки от состава твердого раствора золото — серебро и кривая частоты встречаемости пробы самородного золота.

1 — по: Sachs, Weerts (1930); 2 — по: Karmazin (1969); 3, 4 — наши данные (1971, 1972); 5 — частота встречаемости пробы самородного золота.

на эталон. Точность определений оказалась такой же. Результаты наших наблюдений и данные других исследователей сведены в табл. 2 и на совмещенном графике (см. рисунок). Для твердого раствора золото — серебро обнаруживается отрицательное отклонение от закона Вегарда в концентрационной зависимости параметров решетки от состава сплавов, минимум решетки приходится на состав с 70 ат. % золота. Кривая частоты встречаемости самородного золота определенной пробы в общем виде является зеркальным отражением кривой параметров решетки сплавов золото — серебро. Следовательно, в природных условиях наиболее часто встречается самородное золото с минимальными параметрами кристаллической решетки.

Некоторый сдвиг максимума пробы самородного золота относительно максимального отклонения от закона Вегарда объясняется, видимо, тем, что в природных условиях большая часть минералов в той или иной мере метаморфизована, а при метаморфизме повышается проба золота (Моисеенко, 1965).

В области минимальных межатомных расстояний сплавы (и самородное золото) имеют, при прочих равных условиях, максимальную энергию связи атомов в кристаллической решетке. Достоверность такого вывода подтверждается опытами, показывающими зависимость испарения и растворимости сплавов золота с серебром от их составов. При длительном нагревании сплавов золота с серебром, когда на кинетику испарения накладывается кинетика диффузии, имеем отрицательное отклонение от закона Рауля, максимальное в области 65—90 ат. % золота. Растворение золота, серебра и сплавов этих металлов в средах, содержащих хлор, калий и натрий, в интервале 100—350°C при давлении 40—200 атм в общем виде подчиняется закону Рауля, но имеет отрицательное отклонение в области составов с 65—70 ат. % золота. Золото-серебряные сплавы такого состава при данных условиях даже несколько более устойчивы, чем химически чистое золото. Максимальное отрицательное отклонение от закона Рауля растворимости сплавов золото — серебро в хлоридах, калиевых и натрово-калиевых растворах при 65—70 ат. % золота в определенной мере объясняет наиболее частое нахождение в природе гидротермального самородного золота (такого или близкого к этому составу) как наиболее устойчивой разновидности, имеющей минимальные параметры кристаллической решетки и максимальные энергии связи атомов золота с серебром.

На примере самородного золота, которое в природе проявлено не в виде чистого золота, а в виде золота с изоморфной примесью серебра, особенно отчетливо видна справедливость высказанного А. Е. Ферсманом (1939) правила: изоморфизм — не случайная замена одних элементов другими, а один из способов достижения более устойчивых энергетических комплексов (аналогичных химическим соединениям).

ЛИТЕРАТУРА

- Вальчицкая В. А., Кушта Г. Г., Рыбайло О. И. Температурная зависимость параметра решетки и интенсивности правильных рентгеновских отражений для сплавов Au—Ag. «Физика металлов и металловедение», 1966, т. 21, вып. 4, с. 519—523.
- Вернадский В. И. Самородные металлы. Избр. соч. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 128—131.
- Моисеенко В. Г. Химический состав самородного золота как один из факторов выделения металлогенических зон на примере Верхне-Селемджинского района.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 385—390.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965, 128 с.
- Моисеенко В. Г. Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 156—161.
- Моисеенко В. Г. Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 230—239.

- Моисеенко В. Г. Главные факторы, определяющие поведение золота в природных процессах.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1974, с. 3—5.
- Моисеенко В. Г., Сафронов П. П. Зависимость параметров кристаллической решетки твердого раствора золото—серебро от его состава.— В кн.: Вопросы золотодобычи Дальнего Востока. Благовещенск, 1971, с. 26—30.
- Ферман А. Е. Геохимия. Т. 4. Л., Гостехиздат, 1939, 355 с.
- Karmazin L. Accurate measurement of lattice parameters of Au—Ag solid solutions.— «Gzch. J. Phys.», 1969, Bd. 19, S. 634—639.
- Moiseenko V. G., Fatyanov I. I. Geochemistry of gold.— In: Intern. Geol. Congress. Canada, 1972, p. 497—499.
- Sachs J., Weerts I. Die Gitterkonstanten der Gold—Silber Legierungen.— «Z. für Physik», 1930, Bd 60, S. 481—490.

Н. В. РОСЛЯКОВА, В. Г. ЦИМБАЛИСТ, Н. А. ШУГУРОВА

(ИГиГ СО АН СССР)

СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ БЕРИКУЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На современном этапе один из основных путей к познанию состава рудообразующих растворов — изучение микровключений в минералах. С целью выявления физико-химических условий образования Бериккульского золоторудного месторождения нами определен состав растворов включений в кварцах различных стадий его формирования.

Исследование проводилось с использованием ультрамикрoхимического метода газового анализа индивидуальных включений (Шугурова, 1968) и широко распространенного метода водных вытяжек содержимого включений (Калужный, 1961; Хитаров, 1965; и др.). Предварительно кварцы тщательно изучались макро- и микроскопически. Определялись температуры гомогенизации включений.

Водные вытяжки готовились из 4-граммовой навески кварца. Пробы делились на 2 равные части, растирались в агатовой ступке и заливались 50 мл бидистиллированной воды. Для полного извлечения растворов включений в бидистиллят проба перемешивалась с помощью магнитной мешалки в течение 15 мин. Температура режима водной вытяжки составляла 60°C. Химический анализ водных вытяжек был произведен по общепринятым микрохимическим методикам. Следует заметить, что содержания компонентов, приведенные в табл. 1, не могут непосредственно использоваться для сравнения составов по стадиям. Это обусловлено тем, что в одинаковых навесках кварцев, но разных стадий минералообразования общий объем включений различен. Отношения же содержаний этих компонентов не зависят от истинной концентрации растворов во включениях. Поэтому при обсуждении результатов наряду с содержаниями компонентов в водных вытяжках были использованы и их отношения (табл. 2).

Золото в водных вытяжках растворов включений определялось спектрохимическим методом. Концентраты для спектрального анализа готовились следующим образом. Вытяжки подкислялись царской водкой и немного подогревались, чтобы перевести в раствор случайно восстановленное на стенках посуды золото. К раствору добавляли растертый активированный уголь марки «карболон» и тщательно перемешивали в течение получаса. Уголь отфильтровывали и озоляли в муфеле. Далее сорбируванное на угле золото переводили в раствор, для чего к золе прибавляли 5—10 мл концентрированной соляной кислоты, 3—5 мл перекиси водорода и нагревали. Отфильтровывали нерастворимый осадок, который снижает чувствительность при спектральном анализе, и в фильтрате соосаждали золото с теллуром. Параллельно с пробами проводился анализ приготовленных нами «стандартных проб» (к 100 мл воды добавляли 0,005; 0,01; 0,1 γ золота).

Все использованные реактивы тщательно проверялись на содержание в них золота.

При спектральном определении использовался прибор ДФС-13, пластинки II типа с чувствительностью по ГОСТу 16 ед. Количественная оценка содержания проводилась по графику (ΔS от $Ig C_{Au}$), построенному по эталонным концентратам, приготовленным соосаждением 0,002; 0,005; 0,01; 0,05; 0,1; 0,5 и 1,0 γ золота с теллуром. Эталонные концентраты снимались на одну пластинку с пробами. Получилось некоторое расхождение значений, взятых по эталонной и стандартной кривым. В табл. 3 приведены те и другие результаты. Содержание золота дано на основании эталонной кривой. Абсолютная чувствительность анализа — 0,002 γ , коэффициент вариации — 20—25%.

Первоначальная попытка произвести анализ золота из 10—15 мл вытяжки показала, что в растворе оно присутствует, но для количественной оценки его содержания требуется больший объем раствора. Объемы вытяжек, приведенные в табл. 3, оказались вполне достаточными. Для этого пришлось объединить 2—3 пробы, принадлежащие к одной стадии минерализации и показавшие очень близкие содержания натрия, калия, кальция, магния, хлора, гидрокарбонат-иона и др.

Определение истинной концентрации растворов включений проводилось с помощью криометрической установки (Базаров, Моторина, 1970). В табл. 3 (последняя графа) приведены содержания золота в растворах включений с учетом их концентрации.

Кроме того, изучалось распределение золота в минералах руд с помощью радиоактивационного (чувствительность $1 \cdot 10^{-9}\%$, аналитики Л. К. Павлова и Р. Д. Мельникова, ИГиГ СО АН СССР) и спектрохимического (чувствительность $2 \cdot 10^{-8}\%$) методов определения.

Берикульское месторождение представлено кварцевыми жилами умеренно сульфидной формации по Н. В. Петровской (1960). В составе руд преобладают продукты четырех стадий минерализации. В первую образовались белокварцевая и пирротин-пиритовая, во вторую — кварц-пирит-арсенопиритовая, в третью — продуктивная карбонатсульфидная и в четвертую — карбонатная.

Таблица 1

Результаты анализов водных вытяжек из кварцев золоторудных жил Берикульского месторождения

Минеральная ассоциация	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Σ катионов		Cl ⁻		HCO ₃ ⁻		Σ анионов		Общ. минерализация, мг/л	Колич. зн.
	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв		
Белокварцевая	4,84	0,08	0,54	0,13	43,7	2,16	2,3	0,19	48,4	2,46	3,1	0,08	144,8	2,37	148,0	2,46	196,4	5
Пирротин-пиритовая	1,0	0,04	0,9	0,02	46,9	2,34	2,0	0,17	50,8	2,57	2,1	0,06	176,9	2,78	172,0	2,84	223,0	3
Кварц-пирит-арсенопиритовая	2,3	0,10	0,8	0,018	6,9	0,35	1,8	0,15	11,9	0,62	6,3	0,18	23,5	0,39	32,3	0,56	44,2	7
Продуктивная	2,3	0,10	0,7	0,017	7,3	0,36	1,8	0,15	12,1	0,63	6,2	0,17	27,1	0,44	33,2	0,62	45,3	11
Карбонатная	6,0	0,27	1,0	0,023	21,5	1,07	2,2	0,18	30,6	1,54	4,8	0,05	114,0	1,87	116,0	1,92	147,0	2

Примечание. В вытяжках качественно определено наличие фтора; SO₄ не обнаружено.

Отношения компонентов в растворах включений из кварцев Берикюля

Минеральная ассоциация	Т гомогенизации включений, °С	HCO_3^-	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	Ca^{2+}	Na^+	Колич. ан.
		Cl^-	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Mg^{2+}	K^+	
Белокварцевая	>400—390	27,1	25,3	11,4	6,1	5
Пирротин-пиритовая	390—315	46,3	41,8	13,8	2,0	3
Кварц-пирит-арсенопиритовая	380—240	2,1	4,2	2,3	5,5	7
Продуктивная	240—130	2,6	4,3	2,3	5,8	11
Карбонатная	130—70	37,0	4,3	6,0	11,7	2

Исследование показало, что состав и температура гомогенизации включений в жильном кварце закономерно изменяются по ходу процесса формирования рудных тел. Золото обнаружено во всех изученных вытяжках растворов включений и во всех минералах руд.

Включения, возникшие в раннюю высокотемпературную (от свыше 400 до 315°C) стадию — газовой-жидкие. Газ в них составляет 2/3—1/2 объема. Растворы этих включений существенно гидрокарбонатно-кальций-магниевого (см. табл. 1, 2). Концентрация растворов включений менее 10 вес. % (по 3 определениям). Общая минерализация водных вытяжек составляет около 200 мг/л (см. табл. 1). Следовательно, разбавление растворов включений в результате приготовления вытяжек было примерно в 250—500 раз. Расчеты показывают, что содержание золота в растворах включений составляет сотые доли миллиграммов на литр (см. табл. 3). В газовой фазе включений первой стадии установлены углекислота, азот и «кислые» газы (H_2S , SO_3 , HCl , SO_2 , HF) + NH_3 (табл. 4). Дифференциация газов этой группы нами не производилась. Встречаются включения, не содержащие «кислых» газов.

В растворах включений следующей высокотемпературной (380—240°C) стадии, когда образовалась кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация, отношения HCO_3^- к Cl^- , Ca^{2+} к Mg^{2+} , $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ к $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ резко снизились (см. табл. 2). Растворы стали гидрокарбонатно-хлоридно-кальций-магний-натрий-калиевыми. В газовой фазе обнаружено значительно большее количество «кислых» газов и углекислоты, чем в предыдущую

Таблица 3

Содержание золота в водных вытяжках и растворах включений из кварцев Берикюльского месторождения

Стадия	Объем вытяжки, мл	Содерж. золота, γ		Содерж. золота	
		по эталонной кривой	по стандартной кривой	в водной вытяжке 10 ⁻⁴ мг/л	в растворах включений, мг/л
Ранний кварц	46	0,005	0,008	1,09	0,05
	65	0,007	0,011	1,08	0,05
Кварц-пирит-арсенопиритовая	42	0,003	0,005	0,71	0,40
	55	0,004	0,006	0,73	0,40
Продуктивная	41	10,00	10,00	2500,0	1650,0
	28	0,060	0,080	21,40	14,12
	59	0,025	0,035	4,24	2,79
	54	0,020	0,030	3,70	2,44
Карбонатная	49	0,005	0,008	1,12	0,74
	65	0,006	0,009	0,95	0,0 n—0, n
	49	0,002	0,004	0,41	0,0 n—0, n

Результаты количественного анализа состава газовой фазы индивидуальных включений в кварцах

Минеральная ассоциация	Глубина взятия образца, м	Т гомогенизации, °С	Увеличение объема пузыря при вскрытии включения	Концентрация газов, об. %				
				H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , HCl, HF, NH ₃	CO ₂	O ₂	H ₂	N+редкие газы
Белокварцевая	130	~ 400	Очень большое	7,2	59,1	0,0	0,0	33,1
	130	~ 400	»	5,3	59,7	0,0	0,0	35,0
	330	~ 400	»	0,0	33,35	0,0	0,0	66,65
Среднее Кварц-пирит-арсенопиритовая	60	375	575	4,1	51,0	0,0	0,0	44,9
	130	280	Очень большое	2,2	85,0	0,0	0,0	12,8
	130	290	»	5,0	58,3	0,0	0,0	35,7
	130	290	»	6,0	61,0	0,0	0,0	33,0
	330	380	28,9	6,5	60,8	0,0	0,0	32,7
	410	315	167,0	17,0	60,0	0,0	0,0	23,0
Среднее Продуктивная	130	140	55,2	9,4	60,6	0,0		28,5
	130	170	31,9	3,59	49,5	9,5	0,0	47,41
	410	163	77,3	4,50	53,7	8,5	0,0	33,30
	410	220	110,0	4,00	53,2	9,0	0,0	33,80
	1000	215	6,61	5,26	47,3	9,5	0,0	37,90
				6,80	33,2	13,0	0,0	47,00
Среднее Карбонатная	432	122	4,65	4,83	45,4	9,9		39,90
	450	122	6,57	0,0	39,0	12,5	0,0	48,5
				0,0	42,5	12,0	0,0	45,0
Среднее				0,0	41,1	12,2	0,0	46,7

Примечание. Окись углерода и углеводорода не обнаружены.

стадию (см. табл. 4). Обращает на себя внимание наметившаяся тенденция повышения содержаний «кислых» газов с увеличением глубины месторождения. Роль азота при этом соответственно падает. В содержаниях углекислоты заметных изменений не наблюдается. В одном случае из шести на глубине 410 м встречен водород. Включения в кварцах данной стадии с температурой гомогенизации от 380 до 290°C содержат твердую фазу в виде кубиков (NaCl или KCl). Истинная концентрация растворов этих включений составляет 20—25 вес.% (7 определений). Общая минерализация их водных вытяжек равна 44,2 мг/л (см. табл. 1). Отсюда следует, что растворы включений разбавлены в 5650 раз, а содержание золота в них — десятые доли миллиграмма на литр. В кварце, завершающем данную стадию минералообразования с температурой гомогенизации включений от 290 до 240°C, концентрация их растворов значительно ниже — около 15 вес.% и менее (2 определения). Твердая фаза в них отсутствует.

Включения в кварцах продуктивной карбонатно-сульфидной ассоциации так же, как и в кварцах предыдущей ассоциации, в начале стадии содержат твердую фазу в виде кубиков, а в конце газовой-жидкую. В растворах включений продуктивной стадии отношения главных составных компонентов близки таковым предыдущей стадии. Отличительной особенностью состава включений данной группы по сравнению с включениями предшествующих белокварцевой и кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциаций является наличие в заметных количествах кислорода. Отношение кислорода к азоту близко атмосферному (см. табл. 4). Тенденция повышения содержания «кислых» газов с глубиной месторождения имеет место и во включениях продуктивной стадии. На глубине 1000 м количество CO₂ значительно меньше по сравнению с верхними 400 м, но в этих включениях присутствует жидкая углекислота, чего не наблюдается в верхней части месторождения. Истинная концентрация растворов включений в начале стадии составляет порядка 30 вес.% (4 определения). Разбавление в вытяжках произошло в 6600 раз. Следовательно, в растворах включений продуктивной стадии минералообразования содержание золота достигает уже нескольких миллиграммов на литр (см. табл. 3). Наиболее высокая золотосодержательность этих растворов совершенно отчетливо видна даже без учета их истинной концентрации.

Включения в кварцах последней из ранее перечисленных стадий — карбонатной большей частью жидкие, иногда содержат небольшое количество газа (менее 1/20). В отличие от включений предыдущих стадий в них отсутствуют «кислые» газы, значительно повысились количества газа (менее 1/20), гидрокарбонат иона и несколько меньше — кальция и натрия. В газовой фазе этих включений увеличилось количество воздушной компоненты. Истинная концентрация растворов рассматриваемой группы включений с помощью криометрии не определялась. По отсутствию в них твердой фазы, низкой температуре гомогенизации и небольшому увеличению объема газового пузыря при вскрытии включений (см. табл. 4) можно считать, что концентрация растворов таких включений сравнительно невелика. Содержание золота в этих растворах должно быть значительно более низким по сравнению с растворами продуктивной стадии, даже если допустить, что истинная концентрация их одинакова. Предположительно считаем концентрацию равной от сотых долей миллиграмма на литр до десятых.

Анализируя приведенный фактический материал по изучению микровключений, можно сказать следующее. Поскольку сопоставление состава включений различных стадий производилось по одному и тому же минералу — кварцу, выявленные его изменения должны отображать изменения в составе минералообразующей среды, формировавшей эти кварцы. Следовательно, есть все основания считать, что закономерности, установленные по составу растворов включений и содержанию в них золота были присущи и минералообразующим растворам, создавшим месторождение. Пра-

вильность такой интерпретации подтверждается распределением золота в разных генерациях кварцев и сульфидов.

Среди кварцев наиболее богата золотом генерация, образованная в продуктивную стадию. Наименьшие концентрации его свойственны кварцу белокварцевой ассоциации. Из сульфидов самыми бедными золотом оказываются их ранние генерации, а наиболее богатыми — генерации, относящиеся к кварц-пирит-арсенопиритовой и особенно продуктивной минеральным ассоциациям. Так, в раннем пирите золота содержится первые граммы на тонну, в пирите кварц-пирит-арсенопиритовой стадии — десятки, в пирите продуктивной — до сотен, в пирите постпродуктивной карбонатной стадии — вновь первые граммы на тонну. В раннем пирротине его десятые доли грамма на тонну, в пирротине продуктивной стадии — сотни (табл. 5).

Таким образом, в ходе процесса рудообразования до продуктивной стадии включительно концентрация минералообразующих растворов возрастает. В них увеличивается содержание хлор-иона и щелочных металлов. В постпродуктивную стадию концентрация растворов значительно падает. Золото присутствовало в рудообразующих растворах всех стадий формирования жил Берикольского месторождения. Его содержание повышалось по ходу процесса рудообразования. Концентрация золота достигала максимума (по меньшей мере — миллиграммы на литр) в растворах с температурой около 240°C гидрокарбонатно-хлоридно-кальций-магний-калиевого состава в присутствии «кислых» газов и кислорода. По мере высаживания золота из растворов его содержание в них падало, о чем говорит колебание значений цифр в пределах одной стадии, особенно отчетливо заметное в продуктивную (см. табл. 3). Следует отметить, что в минералах руд других месторождений, например Дарасуна (Сахарова, 1968; Сахарова, Кривицкая, 1969), содержание золота также возрастает от ранних минералов к минералам продуктивной стадии включительно. При спектральном анализе сухих остатков водных вытяжек из кварцев Хаканджинского и Карамкенского золото-серебряных месторождений Северо-Востока В. И. Гоичаров (1971) обнаружил золото только во включениях продуктивной стадии. Более того, Г. Махайрос (Machairas, 1967), изучая жильный золотоносный кварц, установил, что содержание золота в кварце прямо пропорционально количеству флюидной фазы во включениях. Эта связь характеризуется «либо выполнением одной и той же полости частицами золота и газовой-жидкими фазами, либо расположением отдельных частиц золота по соседству с газовой-жидкими включениями». Выявленное распределение золота в золотоносном кварце, по Махайросу, произошло в процессе роста кристаллов кварца. О связи между растворами включений и концентрацией золота в золотоносном кварце говорил и Р. Блэйс (Blais, 1953). Поэтому можно предполагать, что выявленное изменение концентраций золота в рудообразующих растворах при формировании Берикольского месторождения имеет если не общее, то по крайней мере более широкое значение.

Как отмечает Ф. Н. Шахов (1969), проблема образования высоких концентраций рудного вещества является одной из главных в учении о рудных месторождениях. На Берикольском месторождении, как, в общем, и на всех месторождениях золота, связанных с гидротермальным процессом (Ферман, 1931; Иванов, 1946; Петровская, 1955, 1967; Воларович,

Таблица 5

Содержание золота в минералах руд Берикольского месторождения, усл. ед.

Минеральная ассоциация	Кварц	Пирит	Пирротин
Белокварцевая . .	11(11)*		
Пирротин-пиритовая	44(5)	4,1(11)	0,4(9)
Кварц-пирит-арсенопиритовая	24(9)	44(18)	
Продуктивная . .	80(15)	100(4)	195(2)
Карбонатная . .		2,2(3)	

* В скобках — количество анализов.

1964; Щербаков, Рослякова, 1969; и др.), отложение значительных его концентраций происходит в одну из последних стадий рудообразования — продуктивную. Наши исследования показывают, что этому моменту соответствуют и наиболее высокие содержания золота в минералообразующих растворах. Чем же последнее обусловлено? По нашему мнению, одним из несомненных и важных факторов является многократное его переотложение, которое, по данным Н. В. Петровской (1970), широко распространено в месторождениях благородного металла. Каждая порция растворов, будучи неравновесной с ранее отложенным материалом, производила растворение его. Последующее раскрытие трещин немедленно влекло за собой перепад давления и температуры. Сильное переохлаждение обуславливало пересыщение раствора и высадку материала (Щербина, 1968). Кроме того, ранее нами установлено, что процесс переотложения золота при формировании Берикунского, Дарасунского и других месторождений происходил еще при гидротермальном метаморфизме вмещающих пород, предшествующем образованию жил (Рослякова и др., 1970). Резкое понижение содержания золота в растворах включений и минералах пострудной карбонатной стадии позволяет считать, что поздние низкотемпературные растворы (130—70°C) способностью переотлагать золото не обладали.

Присутствие кислорода во включениях продуктивной стадии (в отличие от ранних) и близкое к атмосферному отношение его к азоту подкрепляют мнение Ю. А. Долгова о важной роли в рудоотложении метеорных вод (факт смещения гидротермальных растворов с водами поверхностного происхождения в момент образования промышленных концентраций золота).

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Л. Ш., Моторина П. В. Изучение включений в минералах методом замораживания.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., «Наука», 1970.
- Воларович Г. П. Геологические особенности золотоносных областей Урала, Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 5. М., 1961.
- Гончаров В. И. Физико-химические условия формирования золото-серебряных месторождений южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971.
- Иванов А. А. О времени выделения золота из растворов.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Калюжный В. А. Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах.— В кн.: Материалы по минералогии и геохимии, № 1. М., 1961.
- Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— «Зап. ВМО», 1955, ч. 84, № 3.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. Генетические проблемы руд. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, пробл. 16. Докл. сов. геологов. М., 1960.
- Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. М., 1967. (Труды ЦНИГРИ, вып. 76).
- Петровская Н. В. Переотложение золота и кварца при процессах формирования золоторудных месторождений.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Звягин В. Г. Поведение золота в первичных ореолах некоторых золоторудных месторождений.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239.
- Сахарова М. С. Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений. М., 1968. (Труды Минералог. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 18).
- Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. Об арсенипирите как индикаторе условий рудообразования. М., 1969. (Труды Минералог. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 19).
- Ферман А. Е. К геохимии золота.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1931, № 8.
- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минеральные микровключения. М., «Наука», 1965.
- Шахов Ф. Н. Состояние вопроса и направление развития исследований процесса образования рудных столбов.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1969.

- Шугурова Н. А. Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Золоторудные столбы в скарнах Синюхинского месторождения.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1969.
- Щербина В. В. Влияние пересыщения на эндогенное рудообразование. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия, пробл. 7. Докл. сов. геологов. М., 1968.
- Machairas A. Association des inclusions fluids et des particules d'or dans le quartz aurifere. B.R.G.M., Orleans, La Source, 1967.
- Blais Roger A. Structural and decrepitation features of the gold mineralization at the O'Brien mine, Quebec.— «Econ. Geol.», 1953, v. 48, № 7.

Л. В. МЕЛЬНИКОВА

(ДВГИ ДВИЦ АН СССР)

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЛАЯ ГОРА

(Нижнее Приамурье)

При выяснении особенностей генезиса эндогенных месторождений очень важен вопрос стадийности минералообразования. Для золоторудного месторождения Белая Гора (Буйнов, 1960; Югай, 1967; Новиков, 1968; Фомин, 1968; Мельникова, Мельников, 1969), являющегося типичным представителем месторождений близповерхностного типа, этот вопрос решается на основании изучения минерального состава жил, околожильных изменений, физико-химических условий минералообразования и закономерностей пространственной локализации минеральных ассоциаций.

Месторождение Белая Гора приурочено к субвулканическому штоку и дайкам полевошпатовых порфиров, прорывающих покровы андезито-базальтов эоцена и породы вулканического конуса. Полевошпатовые порфиры штока, даек и вмещающие их вулканиды подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям. Золотое оруденение (жильное и прожилково-вкрапленное) носит наложенный характер, сопровождается окolorудными изменениями и локализуется в приконтактовой части штока и даек и в зонах разломов внутри них (рис. 1).

На месторождении, в соответствии с классификацией Н. В. Петровской (1967), выделены допродуктивная, продуктивная и послепродуктивная стадии минерализации. Минеральные ассоциации каждой стадии обладают специфическими минералогическими и тектурно-структурными особенностями, различаются между собой тем-

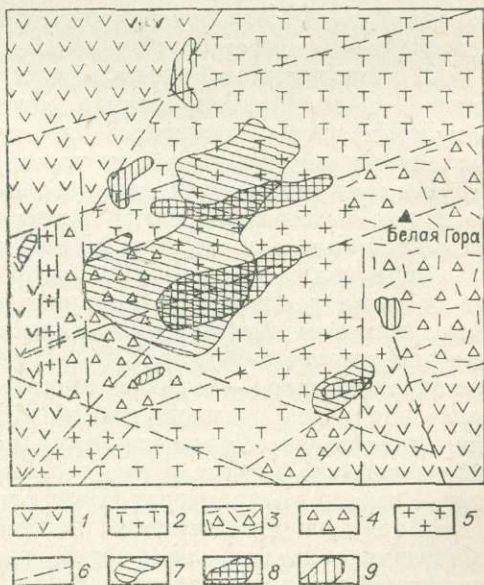


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Белогорского рудного поля с обозначением распространения руд разных стадий.

1 — андезито-базальты эоцена; 2 — туфы и туфолавы трахитов и дацитов вулканического конуса; 3 — лавовые брекчии трахитов и дацитов; 4 — околожерловые брекчии; 5 — полевошпатовые порфиры штока и даек; 6 — разломы; 7 — допродуктивной стадии, 8 — продуктивной; 9 — послепродуктивной.

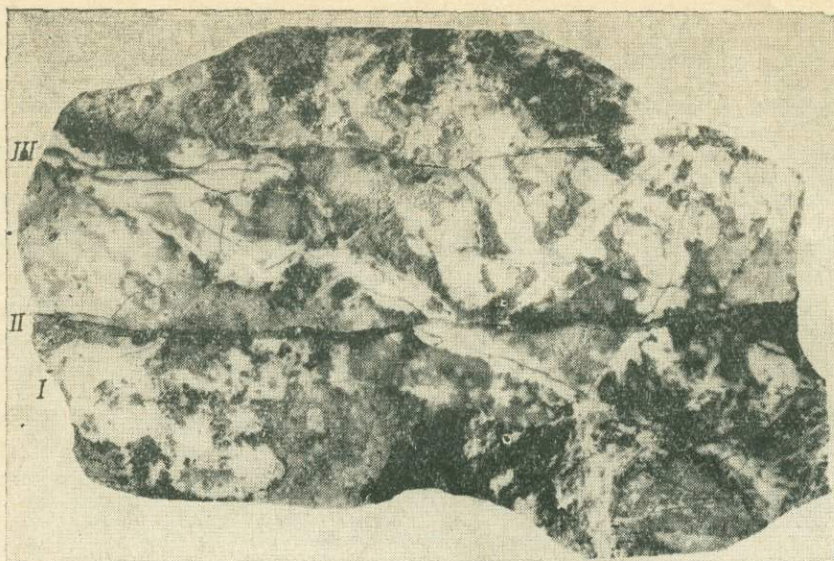


Рис. 2. Пересечение кварца допродуктивной стадии с ореолом окolorудноизмененных пород (аргиллизация) прожилками кварца продуктивной стадии. Полир. штэф. Карьер 3—4, 1/2 нат. вел.

пературами минералообразования и чертами химизма состава минералообразующих растворов. С каждой стадией связаны свой тип окolorудных изменений (с допродуктивной — аргиллизация, с продуктивной — серицитизация или березитизация, с послепродуктивной — окремнение или карбонатизация) и своя ориентировка прожилков и жил, отражающая план тектонических деформаций.

К допродуктивной (золото-адуляр-кварцевой стадии), кроме преобладающей массы раннего кварца, относятся ассоциации: кварц+адуляр в полевошпатовых порфирах и кварц+карбонат в андезит-базальтах. С этой стадией связано раннее золото и ранние сульфиды (пирит).

Кварц этой стадии представлен одной генерацией. Во флюидальных порфирах он тонкополосчатый, в массивных — метасоматический, образует жилы и линзы мощностью от 0,5 до 3 м или тончайшие прожилки (рис. 2).

Тонкополосчатому кварцу свойственно перистое угасание и радиально-лучистое расположение мелких газовой-жидких включений. Плотный метасоматический серый кварц под микроскопом часто «рисовидный», субили ангедральный (Адамс, 1934). В нем содержатся реликтовые минералы вмещающих пород — полевые шпаты, биотит, серицит и др. В прожилках выполнения кварц имеет гранобластическую структуру и представлен крупными зернами с мельчайшими газовой-жидкими включениями. Он испытал влияние стресса и имеет облачное, перистое или струйчатое погасание, иногда гранулирован. Ввиду малого размера газовой-жидких включений температуру гомогенизации кварца определить не удалось. Температура декрепитации включений равна 380—420° С. Состав растворов включений, судя по водным вытяжкам из серого метасоматического кварца — хлоридно-гидрокарбонатный ($\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^- = 11,9$) кальциево-калиево-натриевый с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}^+/\text{K}^+ = 1,8$).

Адуляр в ассоциации с кварцем образует полосчатые агрегаты или приурочен к зальбадам прожилков. Представлен характерными кошье-видными кристалликами размером 0,01—0,5 мм или шестоватыми каймами (рис. 3). Встречается чаще всего в жилах, загрязненных реликтовым веществом боковых пород, и по отношению к кварцу является более поздним. При пересечении кварцевыми прожилками вкрапленников калишпата в первых появляются ромбики адуляра. Иногда в пустотах кварца

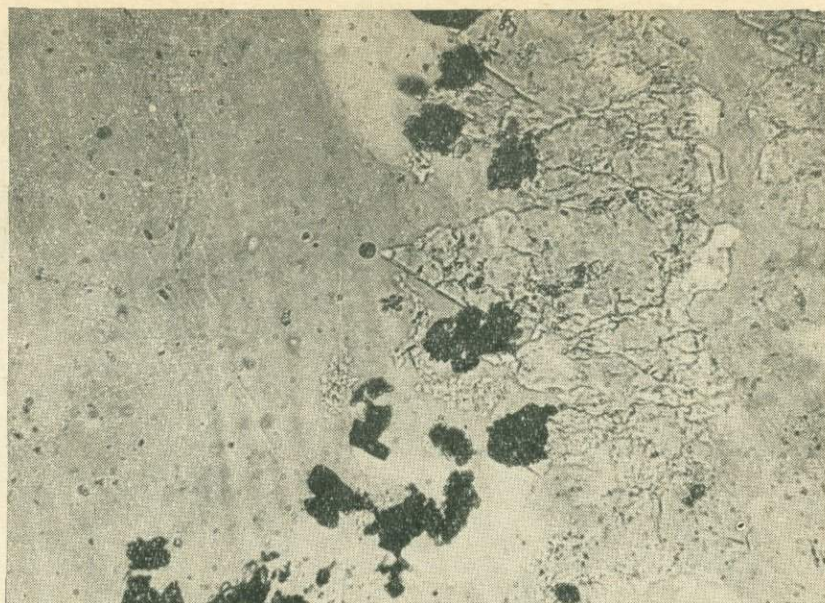


Рис. 3. Приуроченность золота (черное) к головкам шестоватых кристаллов адуляра в кварц-адуляровом прожилке. Шлиф Я-195. Ув. 90. Николи ||.

встречается «адуляровая сыпучка» (агрегат кристаллов адуляра, образующих характерные ромбики). Обогащение жил адуляром сопровождается увеличением в них золота.

Карбонат (кальцит) — структурная основа пластинчатых руд, встречающихся только в пропицитизированных андезито-базальтах. Кальцит нацело вытеснился кварцем с сохранением пластинчатых построек.

Пирит представлен мелкими вкрапленниками кубической формы, которые скапливаются в кварце, наиболее загрязненном каолинитом и реликтовым веществом пород, или приурочен к зальбандам прожилков. Пирит с кварцем образуют индукционные поверхности, что говорит об их парагенезисе. Микротвердость пирита 1754—1818 кг/мм².

Золото в рудах этой стадии тонкодисперсное и мелкое (0,01—0,1 мм), встречается в виде неравномерной вкрапленности. Располагается обычно в промежутках между зернами кварца или облекает поверхности кристаллов адуляра (см. рис. 3). По данным пробирных анализов, в раннем кварце содержание золота — первые граммы на тонну, в некоторых пробах метасоматического серого кварца оно значительно выше (Югай, 1967). Отношение золота к серебру 4,5:1 и больше.

Прожилки и жилы кварца допродуктивной стадии сопровождаются осветленными зонами околопрожилковых изменений мощностью от 0,5 до 3—5 см (см. рис. 2) с замещением основной массы пород кварцем, гидрослюдой и диккитом.

Вблизи жил устанавливается колонка метасоматической зональности, представленная сначала кварц-диккитовой или кварц-гидрослюдистой зоной, которая в зальбандах прожилков сменяется кварц-адуляровой. По данным химических анализов, осветление сопровождается привнесением кремния, алюминия, железа, воды при выносе щелочей, а в кварц-адуляровых породах резко увеличивается содержание калия. Подобная колонка околопрожилковых метасоматических изменений пород отражает полный цикл минералообразования (от ранних кислых к поздним щелочным) из одной порции растворов в одну стадию.

В распределении рудных тел допродуктивной стадии большое значение имели разломы и трещины северо-восточного и, в меньшей степени,

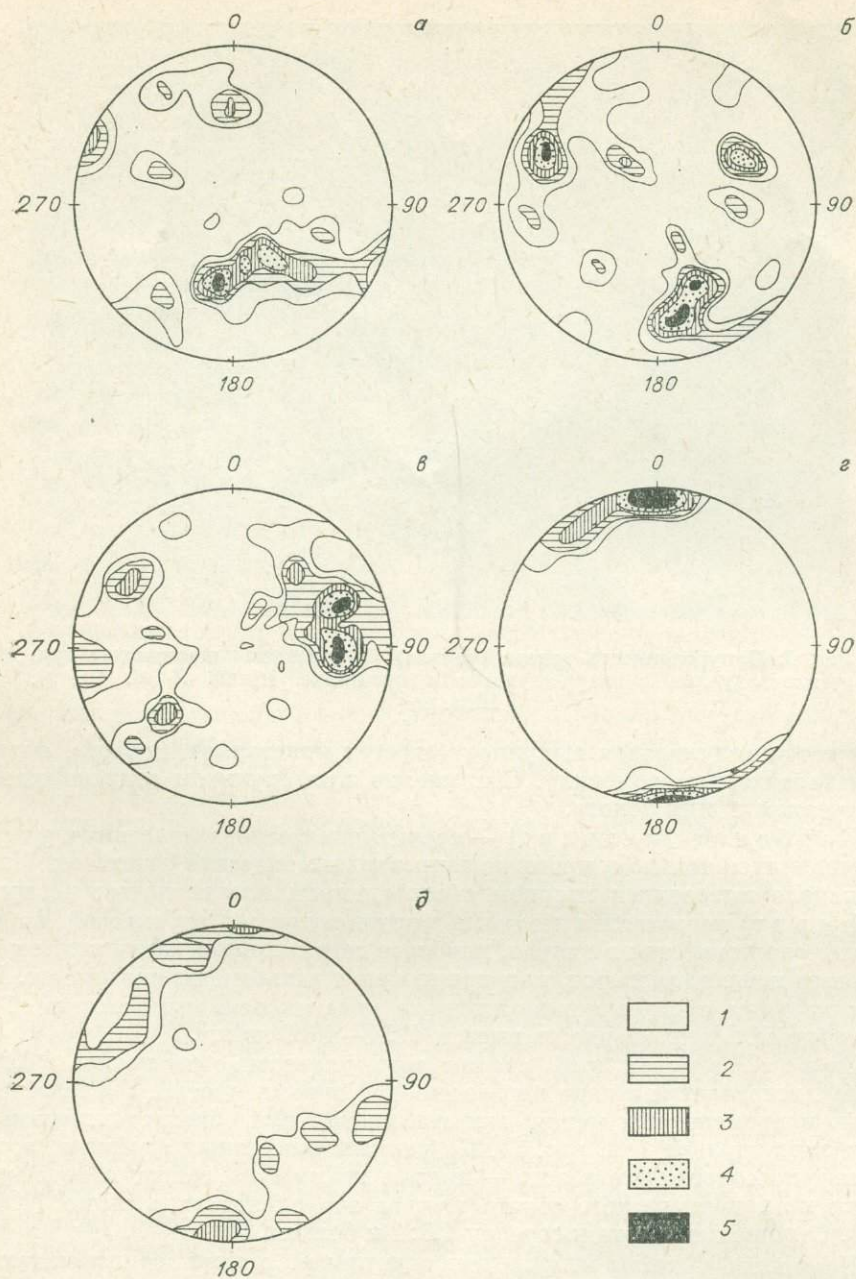


Рис. 4. Диаграмма ориентировки прожилков и жил разных стадий.
 а, б — допродуктивной; в, г — продуктивной; д — послепродуктивной. Плотность изо-
 линий (%): 1 — 0—2; 2 — 2—4; 3 — 4—6; 4 — 6—8; 5 — >8.

субширотного направления. Рудные тела этой стадии приурочены к контакту штока полевошпатовых порфиров с вмещающими породами (см. рис. 1). Жилы и прожилки имеют северо-восточное, реже субширотное простирание и углы падения от 50 до 70° (рис. 4 а, б).

Между допродуктивной и продуктивной стадиями существовал перерыв, который фиксируется внедрением маломощных межминерализационных субширотных даек порфиров, основная масса и вмещающие породы которых полностью замещены кварцем и дикситом. Дайки, в свою очередь, пересечены прожилками кварца более поздних генераций.

Продуктивная (сульфидно-золото-кварцевая) стадия представлена кварцем с золотом, пиритом, серебром и минералами серебра (кераргиритом и аргентитом).

Кварц обладает дымчато-серой или молочно-белой окраской, прозрачен или полупрозрачен, встречается в крутопадающих маломощных прожилках и в довольно мощных (0,3—0,5 м) жилах. Прожилки кварца отчетливо пересекают жилы и прожилки кварца допродуктивной стадии (см. рис. 2) и дайки.

Кварц в прожилках представлен агрегатом мелких (0,1—0,2 мм) призматических зерен параллельно-шестоватой текстуры. В жилах он имеет крустификационную текстуру и является гребенчатым или друзовидным. При этом внутренние части жил сложены мелкозернистым «сахаровидным» кварцем, от зерен которого развиваются радиальные кристаллы гребенчатого или друзовидного кварца аномального облика, напоминающие фламбоидальный кварц (Адамс, 1934). К этой же генерации относятся короткопризматические кристаллы кварца в пустотах, имеющие часто зональное строение.

Многочисленные замеры температур гомогенизации включений в кварце продуктивной стадии говорят о широком температурном интервале его кристаллизации — 395—180°С. Крупный и среднезернистый кварц из прожилков и жил характеризуется температурой гомогенизации первичных газово-жидких включений в интервале 300—180°С, мнимовторичных — в интервале 220—180°С, вторичных — 210—100°С. Наиболее благоприятным объектом для исследований являлись зональные кристаллы кварца. В них большое количество двух- и однофазных негативных включений, часто приуроченных к зонам роста. Гомогенизация первичных включений, расположенных в корневой части кристаллов, происходит в газовую или жидкую фазу в светлых прозрачных кристаллах при 395—350°С, в дымчато-серых — при 330—300°С. К головкам кристаллов температура постепенно уменьшается (в прозрачных кристаллах до 345—310°С, в дымчатых — до 310—300°С). Температура гомогенизации мнимовторичных газово-жидких включений в зональном кварце колеблется от 220 до 180°С, вторичных — от 200 до 100°С.

Состав растворов из кварца этой стадии — гидрокарбонатный ($\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^- = 24,2$) кальциево-натриево-калиевый с преобладанием калия над натрием ($\text{Na}^+/\text{K}^+ = 0,7$).

По данным пробирных анализов, отношение золота к серебру в рудах этой стадии колеблется от 1:3 до 1:11.

Золото откладывалось позже кристаллизации основной массы кварца. Оно приурочено к трещинкам в головках кристаллов друзового и гребенчатого кварца или выполняет промежутки между зернами кварца и, в свою очередь, сопровождается более поздним темно-серым кварцем. По сравнению с золотом ранней стадии золото продуктивной стадии более крупное (от 0,15 до 0,5—1 мм). Оно чаще всего имеет правильную кристаллическую форму или встречается в виде сростков кристаллов. При гониометрических исследованиях среди кристаллов золота Белогорского месторождения (Воларович и др., 1966; Новиков, 1968) обнаружены формы тетрагексаэдра, тетрагон-триоктаэдра, тригон-триоктаэдра, гексооктаэдра со штриховкой роста на гранях кристаллов.

Реже встречается золото комковатое или пластинчатое, которое отлагается в трещинах или разрастается в межзерновых пространствах кварца, приурочивается к участкам пересечения прожилков разных генераций или разных направлений.

Характерной чертой золота является зональное строение кристаллов с чередованием зон, различных по содержанию примеси серебра. Золото часто имеет высокопробную оторочку, хорошо выявляющуюся при травлении. По наблюдениям П. С. Фомина, вокруг золотин более ранних гене-

раций наблюдается вкрапленность неправильной формы бахромчатых частиц более высокопробного золота. Проба золота на месторождении варьирует в широких пределах — от 390 до 890 (средняя 652 по 63 анализам). По данным атомно-адсорбционного анализа, проба золота изменяется даже в пределах одного зерна с образованием более высокопробной оторочки (Берман, Новиков, 1969). Вероятно, в продуктивную стадию, помимо привноса, в жилах происходило и перераспределение золота. При этом золото укрупнилось, его пробность повышалась.

Пирит в жилах встречается в виде двух близкосоновременных генераций. Пирит 1-й генерации образует крупные идиоморфные кристаллы зонального строения, на которые нарастает пирит 2-й генерации, мелкокристаллический, образующий часто прожилки. Микротвердость пирита 1-й генерации — 1488 кг/мм², 2-й — 1062,8 кг/мм². По данным химических анализов, в пирите содержится золота от 18,6 до 160 усл. ед.

Аргентит встречается в промежутках между зернами кварца в центральной части жил и имеет жилковидную пластинчатую форму. Цвет его темно-серый, блеск матовый металлический, отражательная способность низкая, часто он находится в сростках с золотом.

Кераргерит (гипергенный) заполняет промежутки между головками гребенчатых кристаллов кварца, выполняет мелкие трещинки и образует корки на мелких кристаллах кварца. Цвет коричневый, твердость низкая, полируется плохо.

Самородное серебро в рудах встречается редко, плохо диагностируется, часть его преобразована в аргентит и кераргерит.

Жилы и прожилки кварца с золотом, пиритом и аргентитом сопровождаются зонами околожилных изменений в виде серицитизации или березитизации. Серицитизация к зальбандам жил часто сменяется калишпатизацией. Из зон околожилной серицитизации и березитизации происходит вынос натрия, кальция, магния, привносятся железо, сера, вода и калий.

Там, где прожилки и жилы кварца допродуктивной стадии сопровождаются зонами аргиллизации (осветления) и пересечены прожилками или жилами кварца продуктивной стадии (см. рис. 2), на зону аргиллизации накладывается серицитизация или березитизация.

В распределении рудных тел продуктивной стадии большая роль принадлежит субширотным разломам и трещинам (см. рис. 1). Рудные жилы и прожилки этой стадии имеют субширотное, реже северо-восточное направление и крутые углы падения (см. рис. 4, г, д), залегают в центральной части потока полевошатовых порфиров и частью в его приконтактовых участках (см. рис. 1), где отчетливо пересекают или нарастают рудные тела допродуктивной стадии.

К послепродуктивной стадии относятся халцедон, мелкокристаллический или халцедоновидный кварц, который в пустотах образует длиннопризматические кристаллы. На этой же стадии формируются прожилки мелкокристаллического пирита и крупное, вероятно, переотложенное, золото. В пролилитизированных андезито-базальтах встречаются прожилки кварц-карбонатного состава с пиритом.

Кварц и халцедон перемежаются между собой с образованием мелких, сложнизогнутых полос. Халцедон имеет волокнистое строение. Кварц мелко- и микрокристаллический, перемежается с халцедоном (инкрустация) и имеет перистое угасание. Температура гомогенизации первичных включений его 240—150°C, мнимовторичных — 180—100°C, вторичных — 150—80°C.

Карбонат крупнокристаллический, выполняет центральные части прожилков, залегающих в андезито-базальтах. Включения двух- и однофазовые гомогенизируются при 160—50°C.

Пирит мелкозернистый, приурочен к зальбандам прожилков и встречается в виде тонких прожилков. Микротвердость — 764 кг/мм².

Золото встречается между головками кристаллов или выполняет пустотки и трещинки в кристаллах длиннопризматического кварца. По сравнению с золотом ранних стадий оно более крупное (от 1 до 3 мм) и, вероятно, перетолженное.

Руды послепродуктивной стадии локализируются по периферии рудного поля, приурочены к трещинам северо-западного или субмеридионального направления (см. рис. 4), имеют углы падения от 50 до 70° (см. рис. 4, в), сопровождаются зонами окolorудных изменений в виде окремнения около жил и прожилков, залегающих в измененных полевошпатовых порфирах, или карбонатизации — около прожилков кварц-карбонатного состава.

Главными минералами каждой стадии минерализации являются: для допродуктивной — кварц; для продуктивной — кварц, золото и сульфиды (пирит и аргентит); для конечной — халцедон или карбонат. Судя по взаимоотношениям главных минералов, в начале каждой стадии откладывался кварц, затем в порядке выделения — сульфиды, золото, выполняющие пустоты в кварце или образующие пересекающие прожилки; последним откладывался адуляр (допродуктивна я стадия) или карбонат (послепродуктивная).

Сопоставляя условные потенциалы ионизации, вычисленные

Характеристика минеральных ассоциаций и окolorужливоизмененных пород разных стадий минерализации на золоторудном месторождении Беляя Гора

Стадия	Минеральная ассоциация	Главный минерал	Потенциалы ионизации	Окolorужливое изменение	Т декрепитации и гомогенизации включений, °С		Состав растворов по водным вытяжкам из кварца
					кварц	карбонат	
Допродуктивная	Кварц-карбонатная Кварцевая Пирит-кварцевая Золото-кварцевая Адуляр-кварцевая	Карбонат Кварц Пирит Золото Адуляр	187 227 218 — 203	Окварцевание — — — —	420—380		Хлоридно-гидрокарбонатный ($\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^- = 11,9$) Кальциево-кальцево-натриевый ($\text{Na}^+/\text{R}^+ = 1,8$)
Продуктивная	Кварцевая Кварц-золото-пиритовая Кварц-аргентит-золотая	Кварц Пирит Аргентит, серребро, золото	227 218 185	Серцитизация Березитизация	395—300 300—200		Гидрокарбонатный ($\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^- = 24,2$) Магниево-кальциево-натриево-кальцевый ($\text{Na}^+/\text{R}^+ = 0,7$)
Послепродуктивная	Кварц-халцедоновая Халцедон-кварцевая Золотом Кварц-карбонатная с золотом	Кварц Халцедон Золото, карбонат	227 227 187 (кальцит)	Окремнение — — Карбонатизация	240—150	160—50	Не опр.

В. А. Жариковым (1967) для каждого минерала и отражающие кислотно-основные свойства растворов, можно видеть (см. таблицу), что растворы каждой стадии, кислые вначале, к концу становились слабокислыми и нейтральными (допродуктивная и продуктивная стадии) или основными (послепродуктивная). В то же время растворы от ранней стадии к поздней становятся все более основными. В ходе развития стадий наблюдается повышение в растворах роли гидрокарбонат-иона и калия.

Последовательность формирования рудных жил, изменение температуры, щелочности-кислотности растворов в одной стадии, закономерности пространственного размещения минеральных ассоциаций различных стадий, разная ориентировка систем трещин, к которым приурочены жилы и прожилки разных стадий — все это свидетельствует о пульсационном поступлении минералообразующих растворов и служит в качестве основных критериев выделения стадий минерализации на золоторудном месторождении Белая Гора.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаме С. Ф. Микроскопическое изучение жильного кварца.— В кн.: Критерии возрастных взаимоотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям, 1934.
- Берман Ю. С., Новиков В. М. К вопросу о пробности золота.— «Кольма», 1969, № 2.
- Буйнов А. А. Геолого-структурные и минералогические особенности белогорского типа золотого оруденения.— В кн.: Материалы к 4-й Всесоюзной конференции по металлогении и геологии Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Волярович Г. П., Николаев С. С., Хамидулин Г. А. Необычные формы кристаллов золота.— В кн.: Генетические особенности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, т. IX, № 5.
- Мельникова Л. В., Мельников В. Д. Гидротермальные изменения вулканогенных пород и золотое оруденение позднэоценовых месторождений Нижнего Амура.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.
- Новиков В. М. Особенности морфологии и внутреннего строения золота из близповерхностных месторождений, связанных с вулканическими формациями, на примере месторождений Нижнего Приамурья.— В кн.: Труды ЦНИГРИ, вып. 79. М., 1968.
- Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 2.
- Фомин П. С. Вулканизм, гидротермальные изменения и золотое оруденение месторождения Белая Гора (Нижнее Приамурье).— В кн.: Труды ЦНИГРИ, вып. 79. М., 1968.
- Югай Т. А. Гидротермальный метаморфизм и золотое оруденение на месторождении Белая Гора.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 5.

О. И. ГОРБАТЮК, Т. В. СВЕРКУНОВА, О. П. КУРЯКОВА

(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АСКОЛЬД И ФАШИДОН

(Приморье)

Положение рассматриваемых золоторудных месторождений в Южно-Приморской зоне определяется приуроченностью их к местам пересечения протяженных долгоживущих разломов субмеридиональных и широтных направлений*. Разный литологический состав вмещающих пород и тектонические условия обусловили различную морфологию рудных тел.

* Г. П. Волярович. Основные геолого-структурные особенности размещения золоторудных районов на территории Приморья. М., 1959.

Таблица 1

Результаты количественного и полук количественного спектрального анализа рудного и россыпного золота

Месторождение	Проб- ность золота	Среднее содержание элементов ($n \cdot 10^{-4}$ %)							Вес. %							
		As	Pb	Cu	Sb	Bi	Pt	Mn	Te	Se	Fe	Si	Hg	Mg	Ti	Al
Аскольд	905	20	356	303	4	33	7	0,2	0,1	0,02	0,02	0,009	<0,1	<0,1	<0,01	<0,001
Фашидон	830	253	63	66	1,5	—	24	0,1	0,16	0,17	0,108	0,016	<0,01	<0,1	<0,01	<0,01
Р. Огнева	862	141	28	118	3,5	—	8,1	0,2	0,06	—	0,017	0,009	<0,1	0,1—0,01	<0,01	<0,001
Руч. Соленое Озе- ро	750	49	19	77	18,8	—	34	0,4	0,02	—	0,018	0,01	0,1—0,01	<0,1	<0,01	<0,01

Примечание. Анализы пробности золота проведены в лаборатории ДВГИ, аналитик М. А. Кучерова.

Таблица 2

Химический состав руд месторождений Аскольд и Фашидон

Месторождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O—	H ₂ O+	S _{общ.}	П. п. п.	Σ	SO	Σ ₁
Аскольд	90,16	Не обн.	0,53	4,45	2,33	0,03	0,60	0,27	0,07	0,20	—	0,26	1,10	0,34	100,34	0,55	99,79
Фашидон	906,40	»	Не обн.	0,85	1,08	0,01	0,59	0,55	0,04	0,06	—	0,04	0,01	—	99,63	—	99,60

Примечание. Анализы проведены в лаборатории ДВГИ, аналитик Л. А. Козлова.

Таблица 3

Результаты количественного спектрального анализа кварца (продуктивного) и руд

Месторождение	Порода	Среднее содержание элементов ($n \cdot 10^{-4}$ %).											
		Ag	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	V	Sn	Bi	Sb	As
Аскольд	Кварц	65	110	95	28	12	—	—	4,9	—	3,0	—	—
	Руда	160	535	550	191	34	20	26	19	11,9	150	200	46
Фашидон	Кварц	—	33	27	—	12	—	—	2,0	—	—	—	—
	Руда	40	56	269	27	14	1,8	12	4,0	3,6	—	—	47

Для месторождения Аскольд характерны одиночные согласные и секущие маломощные жилы. Иногда несколько параллельных жил и оперяющих прожилков образуют свиты, переходящие в жильные зоны или штокверки. Более богатые и протяженные жилы имеют северо-западное ($320-340^\circ$) простирание с крутыми углами падения. Значительно изменчивые по содержанию, мощности и простиранию рудные тела имеют субширотное и субмеридиональное направление с углами падения $60-80^\circ$ в разные стороны. Основными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, золото, реже встречаются арсенопирит, станнин, блеклые руды, висмутин, магнетит. Золото из кварцевых жил месторождения в основном ярко-желтого цвета, реже светло-желтого с зеленоватым оттенком. Форма золотинок весьма разнообразная: от тонких чешуек, проволочек, вытянутых монокристаллов и их сростков до дендритовидного с многочисленными отростками, ответвлениями и отпечатками граней кристаллов кварца и сульфидов. Поверхность его гладкая с металлическим блеском, губчатая, тонкочешуйчатая, тонкокристаллическая. Средний размер золотинок $0,5-1,5$ мм, пробы 905.

На месторождении Фашидон минерализованные зоны дробления и расщепления содержат непротяженные маломощные кварцевые жилы и лизы, хотя сами зоны прослежены в субмеридиональном направлении на несколько километров. Кварцевые жилы обычно северо-восточного или северо-западного простирания с углами падения $40-60^\circ$ в ту и другую сторону. Тонкие кварцевые прожилки в участках интенсивного прокварцевания пород имеют в основном субширотное простирание и пологие ($10-15^\circ$) углы падения. Рудные минералы представлены пиритом и золотом, реже халькопиритом, арсенопиритом, галенитом. Золото месторождения светло-желтого цвета с зеленоватым оттенком. Представлено оно губчатыми, губчато-дрозовидными, дендритовидными, веточкообразными образованиями, реже монокристаллами и их сростками. Поверхность губчатая, мелкокристаллическая, иногда с отпечатками граней кристаллов кварца и пирита. Размер золотинок, в среднем $1-3$ мм, проба 830.

Спектральный количественный и полуколичественный анализ рудного золота в сравнении с россыпным (по южному флангу месторождения Фашидон) показывает некоторые отличия в распределении элементов-примесей (табл. 1).

Большинство элементов-примесей самородного золота в россыпях оказываются неустойчивыми, содержание же таких как медь, сурьма, платина, марганец, ртуть увеличивается или остается на близком уровне. Высокое содержание меди, платины и сурьмы отмечается и в нижнем течении р. Огнева. Низкая проба золота по руч. Соленое Озеро объясняется, очевидно, привносом золота из дополнительных коренных источников золота. Доказательством этому могут служить прослеженные на водоразделе между р. Огнева и руч. Соленое Озеро зоны минерализации, отличающиеся от основных по своему строению, а также наличие низкопробного золота по рекам Куран и Огнева (где оно отмечается и в самородках) и присутствие в россыпи верхнего течения руч. Соленое Озеро самородного олова.

Химический состав руд рассматриваемых месторождений приводится в табл. 2. При этом содержания элементов-примесей в рудах значительно выше, нежели в продуктивном кварце (табл. 3).

Данные водных вытяжек из кварца золотоносных жил (табл. 4) показывают, что гидротермальные растворы, формировавшие месторождения, умеренно минерализованы и по составу относятся к бикарбонатному типу с преобладающей ролью щелочноземельных катионов (и натрия над калием) при отсутствии сульфатного иона и магния. Особенностью продуктивных жил месторождения Аскольд являются преобладание кальция над натрием и калием во включенных растворах и их сравнительно высокая минерализация.

Состав газовой-жидких включений в кварце золоторудных месторождений (по данным водных вытяжек)

Компонент	Аскольд			Фашидон		
	г/л	г·экв/л	экв. %	г/л	г·экв/л	экв. %
Na ⁺	26,45	1,151	30,97	13,94	0,606	55,65
K ⁺	12,75	0,326	8,77	4,80	0,123	11,29
Ca ²⁺	41,00	2,046	55,04	3,20	0,160	14,69
NH ₄ ⁺	3,50	0,194	5,22	3,60	0,200	18,37
Сумма катионов	83,70	3,717	100,0	25,54	1,089	100,0
Cl ⁻	8,00	0,226	6,07	5,60	0,158	18,00
HCO ₃ ⁻	213,50	3,50	93,93	43,92	0,720	82,00
Сумма анионов	221,5	3,726	100,0	49,52	0,878	100,0
Колич. солей	305,2	—	—	75,06		
Общ. минерализация, вес. %		23,38		6,98		
$\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$		77,93		83,13		
$\frac{Cl^-}{Cl^- + HCO_3^-} \cdot 100$		6,06		18,00		
H ₂ O, вес. %		0,06		0,15		

Исследования характера распределения элементов-примесей в самородном золоте показывают закономерное снижение содержаний одних (мышьяк, свинец, теллур, селен и др.) по мере удаления от коренного источника и увеличение — других (медь, сурьма, марганец). Концентрация таких элементов как серебро, медь, свинец, цинк, никель, ванадий, висмут в продуктивном кварце довольно значительная и различна для коренных месторождений.

Н. А. РОСЛЯКОВ, Б. Н. ЛАПИН, В. Г. ЦИМБАЛИСТ
(ИГиГ СО АН СССР)

К ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Центрально-Камчатская рудная зона, в которой сконцентрированы участки золотого оруденения, представляет собой послемезозойскую структуру, наложенную на метаморфический комплекс, связанную с Камчатско-Корякским глубинным разломом. Геологическое строение, вулканизм, тектоника, общие черты гидротермального изменения вмещающих пород и особенности золотого оруденения Центральной Камчатки изучались многими геологами — С. Е. Апрельковым, В. Д. Бедой, Г. М. Власовым, М. М. Василевским, Г. П. Воларовичем, В. М. Еркиным, И. Н. Карбивичем, М. С. Михайловой, Т. В. Тарасенко, Ю. И. Харченко, Н. Л. Шилиным и др. Послемезозойские образования подразделяются на три разновозрастные толщи — нижнюю, среднюю и верхнюю. Заметное распространение имеют и интрузивные образования.

Нижняя толща, отвечающая среднему мелу — палеогену, сложена базальтовыми порфиритами, спилитами, туфами основных лав, туфогенно-кремнистыми сланцами ирунейской свиты (средний мел) и грубообломочными смешанными туфами, переотложенными вулканогенно-обломочными породами, песчаниками, гравелитами, реже базальтовыми и андезитовыми порфиритами киргавикской свиты.

Средняя толща обнимает породы палеогенового, ниже-, среднеэоценового возраста. Она представлена почти целиком вулканогенными породами анавгайской серии, претерпевшими в различной степени зеленочаменные изменения. Широко распространены базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, встречаются туфы и туфобрекчии. Неизмененные породы базальтовой группы развиты слабо.

Верхняя толща датируется как средний — верхний неоген и известна в литературе под именем алнейской серии. Серия складывается переслаивающимися лавами кайнозойских базальтов, андезито-базальтов, реже андезитов, андезито-базальтовых порфиритов, тонкополосчатых туфов, туфобрекчии и туфолав (спекшихся туфов).

Интрузивные породы Центрально-Камчатской рудной зоны Г. М. Власов и М. М. Василевский (1964) подразделяют на семь разновозрастных комплексов, из которых наибольшим развитием пользуются миоценовые гранитоиды и четвертичные интрузии базальтов, андезитодацитов и дацитов. По данным И. Н. Карбивничего и Т. В. Тарасенко (1971), золотое оруденение связано с четырьмя разновозрастными интрузивными комплексами, но наиболее продуктивное, по их мнению, обязано становлению небольших субвулканических тел диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, андезитов и дацитов верхнемиоцен-плиоценового магматического комплекса. Как отмечают Ю. И. Харченко и др. (1971), характерной геологической особенностью размещения золото-серебряного оруденения на Центральной Камчатке является приуроченность его к древним вулканическим постройкам.

Оганчинское рудное поле, являющееся типичным представителем Центрально-Камчатской рудной зоны и основным объектом наших исследований, складывается представителями всех перечисленных выше вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных массивов. Все они в различной степени несут следы гидротермального метаморфизма, выразившегося в образовании зон вторичноизмененных пород. В. М. Еркин (1968) считает, что каждый этап вулканизма завершался гидротермальным метаморфизмом вулканогенно-осадочных пород. Особенно четко выделяются пропилитизированные и окварцованные зоны, в которых измененные породы несут следы золотого оруденения. Установлено (Михайлова и др., 1969), что в золоторудных полях Камчатки гидротермальное изменение проявилось главным образом в предрудную стадию и формировалось в следующей последовательности: пропилитизация — окварцевание и серицитизация — пиритизация, реже — турмалинизация. Пропилитизация поражает значительные площади, на которые накладываются кварц-серицитовые кварцитовые, пиритовые зоны. В полях пропилитизированных пород часто встречаются преимущественно эпидотизированные, хлоритизированные, карбонатизированные или аргиллитизированные разности.

Широкое и детальное микроскопическое изучение пород Оганчинского рудного поля показало, что неизмененных пород в районе сравнительно мало. В большинстве шлифов обнаруживаются признаки всех названных вторичных минеральных ассоциаций, но преобладают в породе одна или две. Золотое оруденение Оганчинского рудного поля локализуется в основном в породах анавгайской серии в экзоконтактовых полях гранитоидного Озерновского массива. В зависимости от конкретной структурной обстановки оно представлено жилами, штокверковыми зонами или полосами гидротермальноизмененных пород с золотом.

С целью выявления геохимических особенностей золоторудных полей Центральной Камчатки интересные исследования проведены Н. Л. Шилиным (1968а, 1969), В. Н. Бондаренко и Н. Л. Шилиным (1971), Г. П. Воларовичем и Н. Л. Шилиным (1971), В. Д. Беда и М. А. Кучеровой (1970, 1971). Они установили общие закономерности распределения золота в породах Центральной Камчатки, выявили специфические черты его поведения в процессе гидротермального метаморфизма вмещающих пород и становления золотоносных интрузивных комплексов. Продолжение работ в этом направлении представляется нам весьма актуальным.

Изучая распределение золота в породах Оганчинского рудного поля, авторы настоящей статьи проанализировали различные образцы пород, отобранные как на самом месторождении, так и из восточного и западного побережья по рекам Кихчик и Половинкина. При сопоставлениях были использованы также все известные пробирные анализы, выполненные по Оганчинскому рудному полю в Камчатском геологическом управлении.

Анализ отобранных проб производился количественным спектральным методом с чувствительностью $2,5 \cdot 10^{-8}$ и воспроизводимостью $\pm 15\%$. Образец каждой пробы (более 200) изучен под микроскопом, что послужило надежной основой для интерпретации геохимических данных. Высокая чувствительность и точность метода определения золота в образце, детальное изучение минерального состава этой породы позволили, по нашему мнению, точнее понять причины, обуславливающие неравномерность распределения золота, и конкретизировать основные особенности его поведения.

Золото обнаружено во всех пробах. При использовании нами высокочувствительном методе анализа встречаемость благородного металла составила 100%, но показала крайне неравномерное его распределение. Содержание золота в породах колеблется в пределах 4 порядков — от сотых миллиграмма на тонну до десятых грамма на тонну (табл. 1 и 2).

Наиболее низкие содержания золота установлены в метаморфических породах (1,8 мг/т), что согласуется с данными других исследователей, и в том числе В. Г. Моисеенко (1965) по Приамурью и В. А. Буряка (1963, 1965) по Енисейскому золоторудному району.

В перекрывающих метаморфический комплекс вулканогенно-осадочных породах распределение золота имеет свои особенности. Здесь намечается следующая закономерность. Наиболее обогащены золотом породы нижней толщи, и особенно кластические и пирокластические отложения. В них наблюдается прямая зависимость содержания золота от величины обломочного материала. В алеволитах оно составляет 1,2 мг/т, в песчаниках 2,6 мг/т, в крупнозернистых туфах 6,3 мг/т и в туфобрекчиях — 9,0 мг/т.

В породах средней и верхней толщи золото распределяется более равномерно и имеет несколько меньшие значения по сравнению с образованиями нижней толщи. Здесь его частные содержания колеблются от 1 до 8 мг/т. При этом неизменные вулканогенные породы — андезиты, андезито-базальты и базальты — несут золота в 2 раза меньше, чем одноименные по составу эффузивы, превращенные в порфириты. Таким образом, по полученным материалам можно сделать вполне определенный вывод о том, что прошедшие метаморфические преобразования лав в Оганчинском рудном поле сопровождалась привнесом золота.

Интрузивные породы содержат в среднем 3,5 мг/т золота. Некоторое увеличение его концентрации наблюдается в породах более кислого состава. Так, в гранитах золота 4,4 мг/т, в гранодиоритах — 3,3 мг/т, в диоритах и габбро-диоритах 3,0 мг/т. В дайках золота больше, чем в их интрузивных аналогах (табл. 3). Следует отметить, что содержание золота в породах интрузивных массивов многих районов Советского Союза (Щербаков, 1967; и др.) увеличивается с увеличением их основности. Однако для интрузивных пород, расположенных в полях золоторудных

Таблица 1

Распределение золота в вулканогенно-осадочных породах Оганчинского рудного поля, мг/т

Порода	Алнейская серия				Анавганская серия				Кирганинская свита			
	колич. ан.	мин.	макс.	ср.	колич. ан.	мин.	макс.	ср.	колич. ан.	мин.	макс.	ср.
Андезиты, андезито-базальты, базальты	16	1,0	5,0	3,4	5	0,6	3,0	1,6				
амфиболизированные					1			50,0				
обогащенные магнетитом	2	35,0	58,0	46,5								
пропилитизированные					1			22,0				
Андезито-базальтовые и базальтовые порфириды	1			4,8	6	3,0	8,0	4,8				
окварцованные					2	32,0	50,0	41,2				
эпидотизированные					8	4,0	20,0	10,3	3	5,0	18,0	10,0
хлоритизированные					2	2,0	8,4	5,1				
карбонатизированные	2	1,8	4,5	3,2	10	1,0	56,0	9,4	1			1,0
пропилитизированные	1			2,0	26	0,4	4,5	1,8	3	8,0	10,0	8,0
опацитизированные					4	0,6	2,0	1,1				
Туфы, туфопесчаники, туфогравелиты, туфо- брекчии андезито-базальтового состава					4	1,6	3,0	2,1	3	5,0	9,0	7,0
окварцованные					1			15,0				
эпидотизированные								8,0	2	12,0	30,0	21,0
амфиболизированные					1				1			23,0
карбонатизированные					3	1,0	2,8	3,4	2	4,0	4,0	4,0
пропилитизированные					6	1,0	4,7	2,4	5	1,5	22,0	6,5
ороговикованные					1			90,0	6	0,4	2,8	1,9
Алевриты, песчаники									5	1,0	2,7	1,9
ороговикованные									4	0,8	22,0	8,0
гематитизированные									1			7,0

Таблица 2

Распределение золота в интрузивных и дайковых породах Оганчинского рудного поля, мг/т

Порода	Колич. ан.	Мин.	Макс.	Ср.
<i>Интрузии</i>				
Граниты неизменные	4	1,5	8,0	4,4
пропилитизированные	1			1,6
опацитизированные	1			2,0
Гранодиориты неизменные	5	1,6	5,0	3,3
окварцованные	2	400,0	500,0	450,0
эпидотизированные	5	4,0	20,0	10,1
хлоритизированные	5	7,0	80,0	24,7
карбонатизированные	1			5,0
опацитизированные	1			1,2
Кварцевые диориты неизменные	1			2,0
эпидотизированные	1			3,1
амфиболитизированные	1			10,0
хлоритизированные	1			6,6
Габбро-диориты неизменные	1			4,0
карбонатизированные	1			22,0
<i>Дайки</i>				
Гранодиорит-порфиры неизменные	2	5,0	5,0	5,0
Диабазы неизменные	2	3,2	4,0	3,6
карбонатизированные	2	0,4	1,0	0,7
Габбро-диабазы неизменные	—			
эпидотизированные	1			8,0
пропилитизированные	1			2,0

месторождений, эти отношения в большинстве случаев бывают обратными (Аферов и др., 1968; Воротников и др., 1968). Пример Оганчинского рудного поля подтверждает эту впервые подмеченную нами особенность.

Кроме пород интрузивного массива, были проанализированы образцы из различных ксенолитов. Анализ показал самые низкие содержания золота, составляющие в среднем 0,5 мг/т.

Интересные данные были получены при оценке содержания золота в гидротермальноизмененных породах. Анализ приведенного материала и его сопоставление с литературными данными показывают высокую чувствительность золота ко всем, даже очень слабым изменениям, которые и обуславливают крайнюю неравномерность его распределения в рудных полях. В зависимости от физико-химических условий метаморфизма один

Таблица 3

Содержание золота в неизменных и измененных интрузивных и дайковых породах Оганчинского рудного поля, мг/т

Порода	Колич. ан.	Мин.	Макс.	Ср.
Интрузивные породы неизменные	11	1,5	8,0	3,5
окварцованные	2	400,0	500,0	450,0
эпидотизированные	6	3,1	20,0	9,9
хлоритизированные	6	6,6	80,0	21,7
карбонатизированные	2	5,0	22,0	13,5
пропилитизированные	1			1,6
опацитизированные	1			1,2
Дайковые породы неизменные	4	3,2	5,0	4,3
эпидотизированные	1			8,0
пропилитизированные	1			2,0
карбонатизированные	2	0,4	1,0	0,7

и тот же процесс может сопровождаться выносом золота или его концентрацией (Моисеенко и др., 1970).

Особенности распределения и поведения золота в гидротермальноизмененных породах Оганчинского рудного поля сводятся к следующему. В начальные стадии гидротермального метаморфизма, при образовании полей пропилитизированных пород, золото подвергалось перераспределению, сопровождающемуся привносом. Поэтому содержание золота и его дисперсия в пропилитизированных породах на порядок выше, чем в неизмененных разностях. Наложение других процессов на пропилитизированные породы обычно изменяет это отношение.

Образование кварц-серицитовых зон в измененных породах вызывает последующее перераспределение, при котором золото мигрирует и обогащает вновь образуемые метасоматические породы. Прилегающие к кварц-серицитовым зонам пропилитизированные вулканогенно-осадочные отложения, как правило, заметно обеднены золотом, тогда как в самих зонах его содержание составляет 400—500 мг/т, а в отдельных участках выше.

Неравномерность в распределении золота особенно отчетливо замечается там, где проявлено несколько различных гидротермальных процессов. Различно измененные породы Оганчинского месторождения показывают это достаточно убедительно. Так, из 260 анализов пропилитизированных, серицитизированных, окварцованных, карбонатизированных, пиритизированных и опацититизированных вулканогенно-осадочных пород месторождения 16% проб имеют кларковые содержания золота, 40% проб характеризуют содержание золота на порядок выше кларкового (10—100 мг/т), остальные пробы имеют повышенные содержания золота.

Интересные результаты были получены при анализе распределения данных содержания золота вкрест простирания рудных тел. Рудные тела сопровождаются полосами окolorудных измененных пород, резко обедненных золотом (часто ниже местных фоновых содержаний — отрицательный ореол). Полосы эти граничат с участками, в которых констатируются аномальные значения благородного металла (достигают грамм на тонну — положительный ореол), положительные ореолы вновь сменяются отрезками с очень низкими содержаниями золота (отрицательный ореол). Вдали от рудных тел с уменьшением степени гидротермального метаморфизма вулканогенно-осадочные отложения характеризуются повышенным содержанием золота, составляющим для Оганчинского месторождения значения «местного фона». При этом подмечено, что чем богаче золотом рудное поле, тем контрастнее проявлены положительные и отрицательные ореолы во вмещающих породах.

На фоне общего неравномерного распределения золота в гидротермальноизмененных породах становится вполне объяснимо и различное его содержание в эндо- и экзоконтактах интрузивных гранитоидных массивов и в ксенолитах, расположенных в их кровле. По-видимому, при формировании интрузивных тел происходит мобилизация золота из вмещающих пород нижней толщи, вулканогенно-кластические отложения которой, как уже указывалось, содержат наиболее высокие концентрации.

Таким образом, полученный материал убеждает нас в том, что поля развития пропилитизированных пород в пределах Центральной Камчатки могут служить поисковым признаком на золотое оруденение. Эффект находки новых рудных тел среди пропилитизированных пород значительно повышается в местах наложенного гидротермального метаморфизма. Для Оганчинского рудного поля характерна следующая особенность: процессы пропилитизации, карбонатизации, ороговикования и опацититизации способствовали выносу золота, а хлоритизация, эпидотизация, амфиболизация и особенно пиритизация были благоприятны для накопления благородного металла. Причем, чем интенсивнее проявлен гидротермальный мета-

морфизм, тем больше разброс содержаний золота и перспективнее участок.

В заключение отметим, что рассмотренное поведение золота в области молодого вулканизма имеет много общих черт с районами более древних золоторудных провинций. Достаточно будет указать на особенности концентрации и распределения золота в гидротермальноизмененных породах в районах золоторудных месторождений Забайкалья, Кузнецкого Алатау и Казахстана, которые подчиняются тем же закономерностям (Воротников и др., 1968; Рослякова, 1970; Рослякова и др., 1970). В связи с этим обратим внимание на то, что многократное перераспределение золота должно способствовать возникновению его промышленных концентраций, а крайняя неравномерность распределения содержаний металла может служить геохимическим поисковым критерием золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Аферов Ю. А., Звягин В. Г., Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Шабынин Л. Л., Эпов И. Н. Золото в породах, растениях и водах Дарасунского месторождения.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3. 1968.
- Беда В. Д. Золотоносность гидротермальноизмененных пород Камчатки и вопросы генезиса золоторудных проявлений.— В кн.: Материалы XIX науч.-техн. конф. Дальневосточного политехн. ин-та, вып. 5. Владивосток, 1970.
- Беда В. Д., Кучерова М. А. О содержании золота в породах Камчатки.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1971.
- Бондаренко В. Н., Шилин Н. Л. К вопросу геохимической специализации на золото гранитоидных формаций Центральной Камчатки.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
- Буряк В. А. Влияние процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золоторудного района.— В кн.: Материалы конф. молодых науч. сотрудников Ин-та земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1963.
- Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 2.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермальноизмененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.
- Волярович Г. П., Шилин Н. Л. Поведение золота в процессе кристаллизации гранитоидной магмы на примере миоценовой формации габбро-гранодиоритов Центральной Камчатки. Докл. на Междунар. геохим. конгрессе, М., 1971.
- Воротников Б. А., Попова Л. М., Росляков Н. А., Рослякова Н. В., Цимбалист В. Г. Поведение золота и его спутников в полях золоторудных месторождений северной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск, 1968.
- Еркин В. М. Гидротермальноизмененные породы Центрально-Камчатской вулканической зоны.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968.
- Карбывичий И. Н. Рудные и россыпные проявления золота Камчатки.— «Сов. геол.», 1970, № 7.
- Карбывичий И. Н., Тарасенко Т. В. Некоторые особенности металлогении золота на Камчатке и в юго-западной части Корякского Нагорья.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
- Михайлова М. С., Щенотьев Ю. М., Эпштейн Ю. А. Особенности близповерхностного золотого оруденения, залегающего в полях мезокайнозойского андезитового вулканизма Дальнего Востока и Камчатки.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. 44, № 4.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И., Карнаух Ю. А., Васильева Т. Г. Распределение и миграция золота.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Рослякова Н. В. Поведение золота в гидротермальном процессе образования Беркульского золоторудного месторождения. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Звягин В. Г. Поведение золота в первичных ореолах некоторых жильных золоторудных месторождений.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970.

- Харченко Ю. И., Фролов Ю. В., Щепотьев Ю. М. Золото-серебряное оруденение и вулканизм Центральной Камчатки.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
- Шилин Н. Л. Золото в породах Центральной Камчатки.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968а, № 11.
- Шилин Н. Л. Становление гипабиссальных интрузивных тел и поведение золота в процессе кристаллизации гранитных магм на примере миоценовой формации габбро-гранодиоритов Центральной Камчатки.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968б.
- Шилин Н. Л. Становление миоценовой формации габбро-гранодиоритов Центральной Камчатки и распределение золота в магматических образованиях этого района. Автореф. канд. дис. М., 1969.
- Щербатов Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.

А. С. ДАВЫДОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПАЛЕЗОЙСКИХ ПОРОДАХ АНЮЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Аньюйская складчатая зона является западной частью Чукотской складчатой системы, которая вместе с Яно-Колымской системой образует единую Верхояно-Чукотскую складчатую область мезозойского возраста (Тильман и др., 1969).

Рассматриваемая зона представляет собой крупное складчатое сооружение, вытянутое в северо-западном направлении на 450—500 км при ширине до 360 км, которое занимает правобережье р. Колымы, примыкающее к Восточно-Сибирскому морю (Тильман, 1962 г.). Ее северо-западная часть в низовьях р. Колымы погружается под рыхлые четвертичные отложения Колымской депрессии, а северная скрыта водами моря. На западе и юго-западе по системе линейных разломов северо-западного направления она граничит с Олойским прогибом, на юге по серии дуговых разломов проводится ее граница с Айнахкургенской впадиной, а на юго-востоке сочленяется с Охотско-Чаунским вулканогенным поясом. Восточным ограничением Аньюйской зоны служат верхнеюрские — нижнемеловые отложения Раучанской впадины. В пределах Аньюйской складчатой зоны осадочные породы смяты в складки северо-западного простирания, образуют пологие антиклинальные поднятия и широкие синклинальные прогибы. Во всех поднятиях обнажаются отложения нижнего и среднего триаса, и только в Алярмаутском поднятии на дневную поверхность выходят метаморфизованные осадочные образования палеозоя. В строении синклинальных прогибов принимают участие отложения верхнего триаса, юры, нижнего мела и палеогена.

Алярмаутское поднятие расположено на правобережье р. Мал. Анюя, в центральной части Аньюйской зоны. Оно ориентировано в субмеридиональном направлении и протягивается на расстояние до 100 км при ширине от 30 до 80 км. С севера и юга поднятие ограничено разломами широтного и северо-западного направления. Его западное крыло также срезаю субмеридиональным Погынденским разломом, а восточное погружается под верхнеюрские-нижнемеловые отложения Раучанской впадины. Серией разрывных нарушений Алярмаутское поднятие разбито на три горста — Эргувеемский, Люпвеемский и Алярмаутский, в которых обнажено палеозойское основание.

Палеозойские отложения Аньюйской зоны детально изучались М. В. Гусаровым (1951—1955 гг.), А. И. Афицким (1958 г.), В. В. Гулевичем (1958 г.), Ю. Л. Поливко (1958 г.), А. И. Садовским (1964 г.) и многими другими геологами. На основании их работ палеозойские породы были расчленены на люпвеемскую свиту, условно отнесенную к верхне-

му девону — нижнему карбону, и вернитаквеемскую, которая содержит фауну нижнего карбона.

В разрезе люпвеемской толщи, расположенной на левобережье р. Люпвеем, вскрываются сильно биотитизированные мелко-, среднезернистые гнейсовидные кварц-полевошпатовые песчаники, составляющие до 55% сводного разреза. Эти песчаники перекрываются пластами мелкозернистых биотитизированных полевошпатово-кварцевых песчаников (до 15%) и тонкоплитчатых кварцитов, обогащенных сфеном и гранатом (до 30%). Общая мощность отложений свиты по разрезу не превышает 750 м.

Без видимых следов несогласия отложения люпвеемской свиты перекрываются неоднородной толщей вернитаквеемской свиты, в основании которой залегают пироксеново-амфиболовые кристаллические сланцы (до 20%), чередующиеся с пластами и прослоями кварцитов (до 20%), биотитовых кристаллических сланцев (до 30%) и мраморизованных и тремолитизированных известняков (до 30%). Общая мощность отложений вернитаквеемской свиты не превышает 600 м.

На осадочных образованиях карбона с региональным стратиграфическим несогласием залегают породы кэпэрвеемской свиты нижнего триаса. Породы палеозоя и мезозоя собраны в симметричные или слабонаклонные складки с пологим (10—15%) падением крыльев и субмеридиональным простиранием осей. Ширина складок низших порядков обычно составляет несколько сотен метров и редко достигает 1—1,5 км, а у складок более высоких порядков колеблется от нескольких до 50 м. В отложениях палеозоя и кэпэрвеемской свиты встречаются силлы, линзообразные тела и небольшие штоки диабазов нижнетриасового возраста.

На территории Алярмаутского поднятия расположено два крупных массива позднемезозойских гранитоидов — Люпвеемский (745 км²) и Быстринский (около 90 км²). По данным М. Л. Гельмана (1963), формирование этих интрузий происходило в две фазы: более раннюю — становление группы диорита — и более молодую — становление биотитовых гранитов и гранодиоритов. Они характеризуются плитообразной формой залегания и имеют большую поверхность контакта с вмещающими породами, которые претерпели глубокий метаморфизм регионально-контактового характера, проявившийся в основном в амфиболитовой фации (Гельман, 1961).

Вблизи интрузивных залежей палеозойские и мезозойские породы превращены в гранатовые жедрититы, гроссуляр-геденбергитовые скарны, биотитово-силлиманитовые, полевошпатовые и андалузитовые роговики и двуслюдяные сланцы, диопсид-тремолитовые и тремолитовые мраморы, а на удалении от интрузий они сменяются биотитово-хлоритовыми сланцами, гумитовыми и кристаллическими известняками. Восточнее Быстринского массива встречаются выходы мигматитов. Триасовые диабазы возле гранитных интрузий превращены в гранатовые амфиболиты, а вдали от плутонов — в гранат-эпидотовые амфиболиты и метадиабазы.

Гранатовые жедрититы представляют собой темно-серые полосчатые породы, состоящие из жедрита, альмандина, биотита, кордиерита, плагиоклаза и кварца. Иногда вместо кордиерита и биотита в породе присутствует куммингтонит. Жедрититы встречаются в основании Быстринского массива в зоне контакта диоритов с осадочными породами, выше по склонам долин они сменяются биотитово-силлиманитовыми, биотитово-андалузитовыми и полевошпатовыми роговиками и двуслюдяными сланцами.

Гроссуляр-геденбергитовые скарны встречаются в гранатовых жедрититах в виде линз, расположенных согласно их сланцеватости. Они сложены гроссуляром, геденбергитом, полевым шпатом и кальцитом.

Пироксеново-амфиболовые кристаллические сланцы представляют собой полосчатые породы, в которых наблюдается чередование желто-серых слоев кварц-плагиоклазового (олигоклаз) состава и серых, состоя-

Таблица 1

Химический состав диабазов, гранат-эпидотовых и гранатовых амфиболитов Аноийской складчатой зоны

Окисел	Неметаморфизованный диабаз, обр. Д-662	Неметаморфизованный диабаз, обр. 2/1	Гранат-эпидотовый амфиболит, обр. Д-1235	Гранатовый амфиболит, обр. Д-1242	Гранатовый амфиболит, обр. Д-1247
SiO ₂	48,62	48,71	49,74	49,16	49,46
TiO ₂	1,80	2,33	1,70	2,00	2,60
Al ₂ O ₃	14,20	13,98	14,90	14,69	14,42
Fe ₂ O ₃	4,72	4,95	3,68	2,05	2,13
FeO	7,88	10,45	8,58	12,39	12,83
MnO	0,18	0,22	0,22	0,25	0,27
MgO	6,72	6,47	6,66	6,02	5,03
CaO	10,12	10,51	10,73	9,08	9,52
Na ₂ O	1,72	2,21	2,16	1,52	1,55
K ₂ O	0,57	0,72	0,27	0,27	0,28
H ₂ O ⁺	2,14	2,32	0,77	1,40	0,87
H ₂ O ⁻	0,13	0,15	—	0,15	0,18
P ₂ O ₅	0,06	0,16	0,06	0,06	0,17
CO ₂	Не опр.	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	0,46	—	—	—	—
П. п. п.	0,83	1,67	0,65	0,42	0,71
Сумма . .	100,15	100,23	100,12	99,46	100,02

Примечание. Неметаморфизованный диабаз, обр. 2/1 — по М. Л. Гельману (1963б); все остальные анализы выполнены в лаборатории ДВГИ, аналитик Р. П. Сергеева.

щих из диопсида, роговой обманки, биотита и кварца. Иногда в них встречаются прослои диопсид-тремолитовых мраморов, которые состоят из кальцита, диопсида, тремолита и биотита.

Известняки вернитаквеевской свиты почти во всех разрезах мраморизованы и тремолитизированы. Они имеют окраску от белой до темносерой и состоят главным образом из кальцита, доломита, лучистых агрегатов тремолита, редких листочков мусковита и зерен кварца. Отдельные прослои известняков расположены вдали от выходов гранитоидов, содержат линзочки и прожилки гумита, который замещает тремолит.

Мигматиты представляют собой гнейсовидные полосчатые породы, в которых светлые линзочки длиной до 10 мм и толщиной до 5 мм, состоящие из кристаллов альбита с чешуйками светлой слюды в ядрах, микроклина и кварца, разделены темными полосами, сложными полевым шпатом и зеленовато-бурым биотитом.

Гранатовые амфиболиты — это серо-зеленые зернистые породы с нематобластической структурой, состоящие из амфибола, плагиоклаза (олигоклаз-андезина), кварца, ильменита, находящегося в тесном сростании с лейкоксеном, редких зерен альмандина и биотита. В гранат-эпидотовых амфиболитах олигоклаз-андезин замещается альбитом № 3—7, исчезает биотит и появляется эпидот.

Данные анализов (табл. 1) показывают, что при регионально-контактовом метаморфизме существенного изменения химического состава диабазов не происходит. В амфиболитах в отличие от диабазов несколько уменьшается содержание щелочей и воды.

Результаты определения золота в палеозойских породах и амфиболитах Аноийской складчатой зоны приведены в табл. 2. Определение золота

Таблица 2

Содержание золота в палеозойских породах и амфиболитах Анойской складчатой зоны

Образец	Порода (возраст)	Содерж. золота, мг/т		
		в параллельных ан.		ср.
1	2	3	4	5
Д-1245	Песчаник кварц-полевошпатовый (D ₃ -C ₁ lp)	2,0	—	2,0
Д-1255		1,9	2,1	2,0
Д-1324		2,8	2,7	2,8
Д-1330		8,3	0,7	4,5
Д-1331		1,6	2,9	2,2
Среднее		—	—	2,7
Д-1234	Песчаник полевошпатово-кварцевый (D ₃ -C ₁ lp)	4,4	2,5	3,4
Д-1241		1,6	—	1,6
Д-1263		2,3	—	2,3
Д-1264		3,0	2,2	2,6
Среднее		—	—	2,5
Д-1237	Кварцит (D ₃ -C ₁ lp)	2,1	1,2	1,6
Д-1246		3,2	—	3,2
Д-1252		6,0	3,4	4,7
Д-1299		0,8	0,7	0,8
Среднее		—	—	2,6
Д-1298	Гранатовый жедритит (D ₃ -C ₁ lp)	1,2	1,4	1,3
Д-1302		0,8	1,1	1,0
Д-1325		1,0	—	1,0
Д-1332		1,0	0,8	0,9
Среднее		—	—	1,0
Д-1327	Скарн гроссуляр-геденбергитовый (D ₃ -C ₁ lp)	0,9	1,2	1,0
Д-1328		1,5	—	1,5
Среднее		—	—	1,2
Д-1321	Мигматит	3,7	3,0	3,4
Д-1322		0,8	1,4	1,1
Среднее		—	—	1,0
Д-1337	Сланец пироксеново-амфиболитовый (C ₁ vr)	0,8	1,0	0,9
Д-1338		1,1	—	1,0
Д-1354		0,6	1,4	1,0
Среднее		—	—	1,0
Д-1333	Кварцит (C ₁ vr)	0,6	—	0,6
Д-1335		0,3	0,3	0,3
Д-1355		0,4	0,4	0,4
Среднее		—	—	0,4

1	2	3	4	5
Д-1336	Славец биотитовый (C ₁ vr)	0,5	—	0,5
Д-1352		1,2	1,3	1,2
Д-1353		0,5	—	0,5
Д-1356		2,0	—	2,0
Среднее		—	—	1,0
Д-1342	Известняк мраморизованный (C ₁ vr)	0,5	0,5	0,5
Д-1344		0,5	0,5	0,5
Д-1347		0,3	0,2	0,2
Д-1340	Известняк тремолитовый (C ₁ vr)	0,5	1,0	0,8
Д-1341		0,5	0,7	0,6
Д-1345		0,2	0,2	0,2
Д-1346		0,5	0,2	0,4
Д-1343	Известняк гумитовый (C ₁ vr)	0,8	0,5	0,6
Д-1348		1,1	0,7	0,9
Среднее		—	—	0,5
Д-1242	Гранатовый амфиболит (T ₁)	4,4	3,6	4,0
Д-1247		7,6	—	7,6
Д-1226	Эпидот-гранатовый амфиболит (T ₁)	5,3	4,2	4,8
Д-1228		2,7	2,8	2,8
Д-1229		3,5	—	3,5
Д-1235		2,7	3,2	3,0
Д-1235		2,2	—	2,2
Д-1236		1,5	0,5	1,0
Д-1339		0,8	0,7	0,8
Д-1357				
Среднее		—	—	3,3

производилось в лаборатории ДВГИ спектрохимическим методом по варианту Н. Т. Воскресенской и др. (1965) с чувствительностью 0,2 мг/т. Получены сопоставимые результаты с нейтронно-активационным методом.

Средневзвешенное содержание золота в породах люпвеевской свиты составляет 2,6 мг/т, а вернитаквеевской — 0,7 мг/т. Максимальное содержание золота наблюдается в кварц-полевошпатовых песчаниках люпвеевской свиты (2,7 мг/т), а минимальное — в кварцитах (0,4 мг/т) и известняках (0,5 мг/т) вернитаквеевской свиты и гранатовых жедрититах (1,0 мг/т). В амфиболитах концентрация золота составляет 3,3 мг/т, что почти соответствует среднему значению для диабазов Западной Чукотки (3,6 мг/т), установленному Ю. Г. Щербаковым и Г. А. Пережогиным (1966, 1967). Это увязывается с поведением основных породообразующих элементов в процессе регионально-контактового метаморфизма диабазов.

Содержание золота в отложениях люпвеевской свиты превышает концентрацию этого элемента в породах кэпэрвеевской свиты нижнего триаса — от 1,7 до 1,9 мг/т (Щербаков, Пережогин, 1966; Щербаков, 1967; Давыдов и др., 1971). Наличие в отложениях палеозоя мигматитов указывает на то, что в период становления нижнемеловых гранитоидов происходил процесс переплавления не только терригенных пород кэпэрвеевской свиты (Щербаков, 1967), но и более древних. В процессе ассимиляции известняков карбона повышалась основность гранитных магм, а освободившаяся углекислота способствовала фракционированию расплава и выносу золота. В то же время происходил процесс перераспределения золота в зоне экзоконтакта гранитных массивов, о чем свидетельствует тот факт, что его концентрация в гранатовых жедрититах почти в 3 раза ниже, чем в кристаллических породах люпвеевской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Рывкина Л. П. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах.— «Аналит. хим.», 1965, т. 20, вып. 12.
- Гельман М. Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан, 1961.
- Гельман М. Л. Глубинная фация меловых гранитоидов в Анойской зоне.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963а.
- Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Анойской зоны (Чукотка).— «Геол. и геофиз.», 1963б, № 2.
- Давыдов А. С., Левчук Л. С., Орлова Л. Н. Распределение рудных элементов в отложениях нижнего триаса Анойской складчатой зоны (Западная Чукотка).— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— В кн.: Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 4, Магадан, 1969.
- Тильман С. М. Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР.— В кн.: Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33, Магадан, 1969.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. Геохимические условия золотоносности Западной Чукотки.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

С. С. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

(МГУ)

ТИПЫ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН ПРИАМУРЬЯ И ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ

В отличие от Ленского, Колымского и большинства других золотоносных районов, россыпи Приамурья приурочены не только к горным районам, но и находятся в пределах территорий с сопочно-котловинным рельефом (Верхне-Зейская и Амуро-Зейская депрессии). Некоторые россыпи, например, широко известная россыпь по 2-й Гари, лежат среди плоской равнины, на междуречьях которой под прекрасно сортированными суглинками еще сохранились глинисто-древянные коры выветривания мощностью в 10—20 м. Многие россыпи Приамурья приурочены и к горным долинам. Таковы россыпи бассейнов верхнего течения Буреи, Селемджи и Унья-Бомского приисковых районов.

При равноценных коренных источниках в пределах горного обрамления и сопочных массивов геоморфологические условия для формирования россыпей более благоприятны, чем на равнинах. Действительно, здесь речные долины глубокие и ширина их значительна. Следовательно, при формировании долин был перебит большой объем коренных пород, больше, чем на равнине, где глубина долин невелика. Поэтому в центральных и наиболее опущенных частях крупных депрессий меньше шансов встретить крупные россыпи. Однако в некоторых случаях довольно большие россыпи обнаружены на плоской равнине в очень неглубокой (до 30 м) долине. Но это случай особый. Здесь обнаружено и много самородков.

Установлено, что изученные золотые россыпи Приамурья расположены обычно в неглубоких подувальных врезках или же скрыты под равнинной аккумулятивной поверхностью межсопочных котловин. Поскольку эти россыпи не приурочены к поймам, погребены (хотя и неглубоко), становится очевидным, что они образовались в эпоху, предшествовавшую накоплению осадков белогорской свиты в конце плиоцена в долинах ключей, прорезающих сопочные массивы и днища межсопочных котловин.

Во взглядах на историю формирования рельефа Приамурья, а следовательно, и на закономерности распределения россыпей золота в настоящее время имеются две концепции. Согласно первой, в Амуро-Зейской и Верхне-Зейской депрессиях в верхнемеловое — раннечетвертичное время непрерывно происходила седиментация. Цагайская, кивдинская, бузулинская, сазанковская, белогорская свиты имеют строение микроритмов, не разделенных между собой региональными «межсвитными» размывами, которые отражали бы перерывы в осадконакоплении, общие для всего Амуро-Зейского прогиба. Наблюдающиеся размывы являются местными и связаны большей частью с «боковой миграцией» русел (Бершицкий, 1971). Бассейн седиментации постепенно расширялся, и россыпи, сформированные в эпохи интенсивного корообразования (в миоцене), постепенно захоронялись.

Согласно второй концепции, которую поддерживает автор, отложение перечисленных выше свит разделялось длительными перерывами, особенно продолжительными в периферических частях депрессии, а также на Мамышском выступе. В эпохи размыва происходило врезание рек, размыв коренных пород и формирование россыпей, закончившиеся с прекращением врезания. Последний из таких этапов размыва начался в конце среднего плейстоцена и продолжается до настоящего времени. Ритмы погружения и опускания были всеобщими для Приамурья и Забайкалья, но отдельные блоки поднимались интенсивнее других, а в эпохи общих опусканий «оседали» в несколько меньшей степени. Степень дифференциации движений отдельных блоков на равнинах Приамурья имеет такие же величины, как на других платформенных территориях. Древние свиты формировались не только в центральных частях, но и по краям депрессий. Остатки древних свит сохранились и в горных районах близ периферии депрессий. Так, сазанковские отложения известны во впадинах Малого Хингана, дренируемых реками Сутарой, Солокачи, Яурином, у подножия Тукурингры, не говоря уже о Верхне-Зейской депрессии. Остатки кивдинской свиты установлены в междуречье Селемджа — Нора и даже в низкогорье в бассейне Быссы (по среднему течению р. Силикава). Это свидетельствует об их почти сплошном распространении в прошлом в пределах депрессий и их размыве, т. е. со всей определенностью указывает на этапы «межсвитных размывов», носивших региональный характер.

Древние эрозионные врезы и последующие погружения были значительны и в горных районах. Даже Амур в Хинганских «воротах» у деревень Башурова и Радде еще не прорезал на всю мощность сазанковские отложения, и до сих пор последние залегают под дном его современной долины. На юго-востоке депрессии прогибание было наиболее сильным, и здесь лучше сохранились древние свиты от завитинской и цагайской до позднелелогорской.

Наличие длительного перерыва в осадконакоплении фиксируется также резким различием флоры сазанковской и белогорской свит. Первая гораздо более теплолюбивая. Количество родов древесных растений, свойственных сазанке, — 30 (в среднем), а белогорке — только 15, чуть больше, чем в настоящее время. Объяснять подобное изменение растительности катастрофическими колебаниями климата было бы очевидной натяжкой. Там, где разрез неогена более полный, столь резких изменений в характере растительности не наблюдается.

Скрытый под белогорскими отложениями рельеф поверхности более древних отложений глубоко расчленен и носит эрозионный характер. Если мысленно снять белогорские отложения, то перед нами предстанет резко пересеченный рельеф с гораздо большими контрастами высот, чем те, которые наблюдаются в настоящее время. Контрастность добелогорского рельефа усиливалась еще и тем, что образование белогорских осадков шло за счет срезания сопочных массивов и горных поднятий и, следовательно, в то белогорское время они были выше.

На перерывы в осадконакоплении указывает малая мощность отложений всех кайнозойских свит Амура-Зейской и Верхне-Зейской депрессии. Илистые и глинистые осадки при накоплении в обычном для них темпе, т. е. около 0,5 мм/год, только за четвертичный период образовали бы толщу 300—500 м. Действительно, глинисто-алевритовые осадки на дне Байкала, где их накопление происходило непрерывно, за олигоцен-четвертичное время образовали толщу в 5—6 км. Более половины мощности этой толщи приходится на неоген и четвертичный период. Песчаные отложения накапливаются быстрее, но при наличии достаточно больших скоростей течения, на что указывает сам по себе песчаный состав фракции, часть осадков транзитом проходила через депрессии.

На равнинах Амура-Зейской и Верхне-Зейской депрессий, окруженных горами такой же высоты, что и впадина Байкала, мощность неоген-четвертичных отложений обычно 50—150 м или меньше. Лишь в немногих местах около 300 м. При непрерывном образовании осадков должно бы за это время накопиться не менее 3000—4000 м. Даже если внести различные поправки в сторону сокращения возможных мощностей, все равно наблюдаемые мощности в 3—5 раз меньше тех, которые должны бы образоваться при постоянном осадконакоплении. Таким образом, приамурские депрессии не исключение: здесь, как и на других аккумулятивных равнинах внутри континентов, осадконакопление занимало лишь небольшую долю времени существования депрессий.

О смене эпох аккумуляции периодами размыва говорит конфигурация речных долин. Четковидность долины Зей, ширина которой (по пойме) быстро меняется от 6—7 (Рублевское, Усть-Денское расширения) до 500 м в сужениях, указывает на ее эпигенетический характер. Эпигенетических долин в Приамурье много. Миграция ограничивалась сопочными массивами и отрогами обрамляющих горных сооружений. В ряде межсопочных котловин, где пройдено много буровых и шурфовых линий, изменение конфигурации речной сети от предбелогорского этапа к современному фиксируется совершенно отчетливо.

Равнинные территории межгорных депрессий Приамурья, такие как Амура-Зейская и Верхне-Зейская, сохранившие в своих пределах остатки отложений площадной аккумуляции, по условиям рельефообразования и осадконакопления походят на современные шельфы. Только эпохи осадконакопления здесь, по сравнению с шельфами, были относительно кратковременными. Эпохи же размыва, относительно непродолжительные на шельфах, на аккумулятивных равнинах континентов продолжались гораздо дольше. Поэтому «континентальные шельфы» — аккумулятивные равнины суши более благоприятны для формирования россыпей. Обратное соотношение должно быть для других полезных ископаемых, образование которых связано с длительностью седиментации — например нефтью, газом, марганцем и т. п.

Поскольку смена эпох аккумуляции периодами размыва для равнин Приамурья очевидна, имеются все основания для поисков погребенных россыпей.

В зависимости от геоморфологической обстановки древние погребенные долины делятся на:

1. Погребенные долины окраинных частей сопочных массивов и денудационных равнин (платообразных поднятий, сложенных коренными породами).
2. Погребенные долины межсопочных котловин, внутригорных впадин и периферических частей аккумулятивных равнин.
3. Погребенные долины обширных аккумулятивных равнин.

В пределах сопочных массивов и отрогов гор долины рек, будучи обрамлены склонами, сложенными коренными породами, не меняли существенно своего положения. Происходила только «внутридолинная перестройка» речной сети. Древний аллювий может залегать или в стороне от сов-

ременной поймы (подувальные долины), или непосредственно под поймой (погребенные тальвеги). Для определения положения древнего тальвега можно воспользоваться следующими признаками — критериями:

а) не соответствующее по ширине современному водотоку днище долины, что указывает на выполнение долины рыхлыми отложениями;

б) асимметрия современной долины. Под пологим увалом одного из бортов долины, по которому вогнутый перегиб (от аккумулятивного днища к коренному склону) поднят более высоко, обычно скрыт погребенный тальвег. Его коренное дно может лежать выше или ниже современного дна долины;

в) характер устьев притоков, распадков или ложбин. Со стороны долины, где лежит подувальный врез (древний тальвег), днища долины притоков дельтообразно («воронкообразно») расширяются. С противоположного борта при этом иногда наблюдается приустьевое сужение днища долины или даже выпуклость продольного профиля;

г) «продолжающие седловины». На продолжении вверх по течению погребенных и подувальных тальвегов постоянно наблюдаются понижения в рельефе коренных пород. Они фиксируют более податливые денудационные зоны разломов, по которым в эпохи наиболее глубокого вреза располагались тальвеги древних долин. Обычно эти зоны прямолинейны или дугообразны;

д) учет высоты склонов долин и их экспозиции. Со склонов крутых и длинных обломочный материал поступает на дно долины в большем количестве, чем со склонов отлогих и коротких. При прочих равных условиях в Приамурье со склонов северной экспозиции материала сносится больше. Обильно поступающий материал со склонов как бы отесняет постепенно водоток и пойму к противоположному борту долины.

В межсопочных котловинах и в периферических частях аккумулятивной равнины, где поверхность коренных пород опущена еще только на 20—30 м и менее, критерий для поисков погребенных долин иные:

а) расположение выходов коренных пород. Днище межсопочных котловин отличается равнинностью. Превышение междуречий над днищем долин по большей части колеблется в пределах 10—20 м. Часть ровных междуречий, незаметно переходящих в склоны, а затем в днища долин, сложена древесново-щебнистыми корами выветривания. Другая часть междуречий сложена рыхлыми отложениями. Оконтуривание выходов коренных пород позволяет наметить положение долинной сети в эпоху врезания, предшествовавшую аккумуляции;

б) расположение перевальных седловин. Из одной межсопочной котловины в смежную обычно наблюдаются более или менее глубокие перевальные седловины, большей частью лишённые аллювия. Древние долины на дне межсопочных котловин как бы продолжают перевальные седловины;

в) продолжение долин, прорезающих сопочные массивы. Например, в сопочной котловине к югу от пос. Октябрьского россыпь кл. Маристого в том же направлении тянется под чехлом отложений, выполняющих котловину. Современный же водоток проложил свою пойму несколько в стороне;

г) учет общего современного наклона поверхности дна межсопочной котловины. Хотя неравномерность поднятия за время после эпохи аккумуляции и ничтожно (по-видимому, всего 1—2 м на километр, не больше), все же это способствовало некоторому изменению в положении долинной сети в настоящее время и до эпохи аккумуляции. Казалось бы, в результате более интенсивного поднятия больших по площади и высоких сопочных массивов должен наблюдаться наклон примыкающей равнины межсопочной котловины в сторону от этого высокого массива. Однако фиксируется обратная картина: речная сеть после эпохи аккумуляции смещается ближе к более высоким сопочным массивам, и общая поверхность котловин получила наклон в их сторону;

д) учет площади бассейнов малых речек и ручьев, выходящих на дно межсопочной котловины. Чем больше площадь сопочного массива, с которого происходит снос материала в котловину, тем больше его накапливалось у края котловины в эпоху аккумуляции. От сопочных массивов, обильно поставляющих (через реки и ручьи) материал в межсопочную котловину, речная сеть в эпоху аккумуляции оттеснялась. (Этот фактор противостоит предыдущему).

В пределах аккумулятивных равнин выявление древней долинной сети наиболее сложно. К тому же большие мощности (свыше 25—30 м) рыхлых отложений затрудняют разработку россыпей. Все же нельзя пренебрегать попытками выявить и здесь древние россыпи. Недалеко от глубоко врезанных современных долин, таких как долины Зеи и Дена, россыпи могут оказаться на небольшой глубине.

Имеются следующие критерии, указывающие на положение древних долин:

а) опускание по склонам долин поверхности коренных пород (где они вскрыты) к урезу и ниже уреза. Известно, например, что в приустьевой части р. Джигды (левый приток р. Зеи, впадающей у пос. Юбилейного), на Зее в районе с. Рублевка, на р. Дене у устья Молчана и во многих других местах поверхность коренных пород опущена ниже подошвы пойменного аллювия;

б) чередование резких сужений и расширений крупных долин. Их можно наблюдать по Зее, Дене и многим другим рекам. Совершенно очевидно, что долины этих рек пересекают или тектонические впадины, или эрозионные формы, выполненные рыхлыми толщами;

в) широкие долины малых водотоков. В ряде случаев обращает на себя внимание контраст в ширине смежных долин приблизительно одинаковых размеров. Примером может служить широкая долина небольшого к. Уваровский или широтная часть долины р. Старый Дуте (приток Дена).

Эти три признака относятся к участкам, где поверхность аккумуляции прорезана глубокими долинами;

г) выходы коренных пород среди аккумулятивной равнины. Такие выходы довольно многочисленны. Они отмечаются и на поверхности равнины, и по небольшим рекам и ключам. Такими выходами могут быть оконтурены полосы, в пределах которых коренные породы опущены на ту или иную глубину, т. е. древние долины;

д) учет структурного плана территории. Древняя эрозия не могла не приспособиваться к мезозойской или более древней структуре. Основные линии простираются продолжаясь от выходов коренных пород на поверхность, в сторону аккумулятивных равнин, хотя сами древние породы и скрываются под толщами рыхлых осадков. Иногда эти структурные линии проступают в ориентировке долин крупных и средних водотоков.

Перечисленные выше критерии позволяют констатировать наличие погребенных долин. Однако это еще не дает оснований предполагать наличие россыпей. Для образования россыпей необходимы:

1. Коренные источники золота.
2. Достаточный объем материала, перемытого рекой при формировании долины, в которой находится россыпь.
3. Условия для того, чтобы в ходе перемыва золото оставалось на месте (или незначительно перемещалось), а не выносилось потоком с остальным обломочным материалом.

Возможности обнаружить погребенные россыпи не одинаковы в разных частях Приамурья. Среди горных районов интересны прежде всего низкогорья и особенно расположенные в их пределах внутригорные впадины. По-прежнему представляют интерес такие впадины, как Верхнениманская и Сутарская, но в большей мере — не изученные в отношении россыпей впадины внутренних частей горных хребтов Турана Юрскам

Бн, Кевели и южных склонов Станового нагорья, обращенных к Верхне-Зейской депрессии по рекам Мульмуга и Дес. В этих случаях наблюдается благоприятное сочетание верхнемезозойских гранодиоритовых интрузий, проявлений гидротермальной деятельности и геоморфологической обстановки.

В районах с сопочно-котловинным рельефом сочетание геолого-геоморфологических условий благоприятно для обнаружения древних россыпей золота. Из окраин собственно равнины интересна полоса примыкания равнины к нагорью Турана.

И. А. ВАСИЛЬЕВ, А. Г. СТАРК, В. А. СТЕПАНОВ

(ДВГУ)

ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СЕРГАЧИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

(Верхнее Приамурье)

Сергачинская зона как самостоятельная структурно-формационно-металлогеническая единица выделена геологами Зейской геологосъемочной экспедиции РайГРУ в 1966—1967 гг. Под этой зоной понимается восточная оконечность мезозойского внутриматерикового вулканоплутонического пояса. Она имеет в плане линзовидную форму и северо-восточное простирание. Орографически зона приурочена к хребтам Становик и Янкан.

Фундамент зоны сложен архейским и раннепротерозойским складчатым метаморфическим комплексом и интрузиями раннего протерозоя, среднего — позднего палеозоя, ранней и поздней юры.

Образование вулканитов зоны связано с крупной долгоживущей разрывной структурой,носящей в пределах Верхнего Приамурья название Сергачинской зоны разломов. Тектоническая структура вулканогенного комплекса — это сочетание вулканотектонических поднятий и вулканотектонических прогибов типа грабен-синклиналей. Раннемеловые вулканические хребты и депрессии Сергачинской зоны имеют в общем линейный характер. Вулканизм зоны эффузивно-эксплозивный центрального типа.

Формирование вулканогенного комплекса происходило в две фазы. В результате первой фазы вулканической деятельности образовалась толща пестрого состава, сложенная андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами, ортофирами, фельзитами, их туфолавами и туфами, туфогенными гравелитами, песчаниками, алевролитами. Интрузивная серия фазы представлена субвулканическими интрузиями разного состава: диоритовыми порфиритами, ортофирами, фельзитами, микросиенит-порфирами. Следующая фаза ознаменовалась мощными излияниями липаритовых лав, в результате чего сформировалась толща кварцевых порфиров, их туфолав и туфов, туфогенных конгломератов, песчаников и алевролитов. Интрузивная серия фазы представлена лакколито-, лополитоподобными телами, штоками и дайками сиенит-гранит- и кварцевых порфиров. Суммарная максимальная мощность вулканогенного комплекса 1500 м.

Мезогипабиссальные интрузии, завершающие развитие меловой вулканоплутонической формации, представлены двумя комплексами: мезогипабиссальными гранитоидов, образующих сложные трещинные плутоны, и гипабиссальным порфировым комплексом малых интрузий и даек гранит-, граносиенит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров, порфиров гибридного облика.

В металлогеническом отношении Сергачинская зона входит в состав северной ветви золотоносного пояса, протягивающегося от Забайкалья до Приохотья. В ее пределах выделяется золотая минерализация двух этапов. Первый — минерализация, связанная с раннемеловым вулканогенным комплексом. Второй — минерализация, связанная с меловым гипабиссальным порфировым комплексом малых интрузий и даек.

В основу предположений о генетическом родстве между оруденением и проявлениями вулканизма и магматизма положены четко устанавливаемые признаки пространственной и возрастной близости, а также общность условий формирования. Подобная же связь золотой минерализации с вулканами поздней юры и раннего мела и с малыми порфировыми интрузиями и дайками Амуджикано-Сретенского комплекса установлена для районов Восточного Забайкалья* (Фогельман, 1968).

В пределах западной и центральной частей Сергачинской металлогенической зоны выделяется пять блоков, отделенных друг от друга поперечными северо-западными разломами (см. рисунок). Они имеют различное геологическое строение, различную тектоническую активность, те или иные особенности минерализации. В направлении с запада на восток выделены следующие блоки: Аячинский, Уркинский, Урушинский, Сергачинский, Хайктинский. Для Аячинского, Уркинского и Урушинского блоков характерна золотая минерализация первого этапа, связанная с вулканогенным комплексом. В Сергачинском и Хайктинском блоках основное значение имеет золотая минерализация второго этапа, связанная с гипабиссальным комплексом малых интрузий и даек.

Аячинский блок только своей восточной окраиной расположен в пределах Амурской области. От соседнего с востока блока он отделен Омутнинско-Кудиканским поперечным разломом. Для Аячинского блока характерно широкое распространение пород фундамента, прорванных многочисленными дайками субвулканического комплекса, образующих вдоль Омутнинско-Кудиканского разлома поле с параметрами 4,5—6 км на 1,5—4 км. Дайковые тела ориентированы в северо-западно-субмеридиональном направлении.

В пределах Аячинского блока известны одно рудопроявление и несколько точек минерализации золота. Рудопроявление расположено в поле развития раннеюрских гранитов фундамента и приурочено к пересечению Омутнинско-Кудиканского поперечного разлома с субширотной Центральной зоной разломов. Центральная зона разломов в пределах блока выражена несколькими четкими зонами катаклаза мощностью от первых до 100—150 м. Зона контролирует размещение даек субвулканического комплекса, ориентированных в ее пределах в субширотном направлении. Вдоль зон катаклаза проявлены процессы окварцевания, серицитизация, хлоритизация, пиритизация. На участке рудопроявления известно несколько рудных зон северо-восточного простирания, входящих в систему Центральной зоны разломов. В пределах одной из рудных зон располагается рудное тело, сложенное дробленными окварцованными гранитами в парагенезисе с галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом, пиритом. Суммарное содержание сульфидов не превышает 5%.

Точки минерализации в пределах Аячинского блока связаны с пиритизированными туфолавами ортофиров и окварцованными гранит-порфирами. В штучных пробах из этих пород обнаружены зерна золота. Содержание элементов-спутников (свинец, медь) не превышает 0,01%.

Уркинский блок ограничен Омутнинско-Кудиканским и Омутнинским поперечными разломами. По отношению к Аячинскому блоку он является

* Гипабиссальный порфировый комплекс малых интрузий и даек Сергачинской зоны параллелизуется с малыми интрузиями и дайками Амуджикано-Сретенского комплекса Забайкалья.

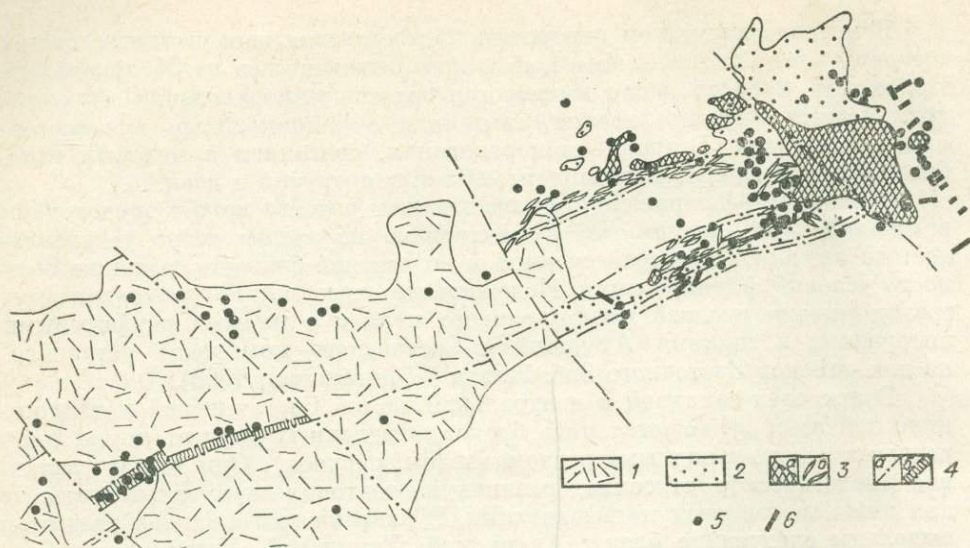


Схема размещения проявлений золотой минерализации в пределах Сергачинской металлогенической зоны.

1 — поля развития раннемезозовых вулканитов покровной и субвулканической фаций; 2 — поля развития вулканитов покровной фации; 3 — малые интрузии (а) и дайки (б) раннемезозового габбробазальтового комплекса; 4 — разломы (а) и зоны трещиноватости (б); 5 — коренные проявления золота; 6 — россыпные проявления золота.

более опущенным и характеризуется широким развитием эффузивов и субвулканических интрузий сиенит- и граносиенит-порфиров. В пределах блока имеется рудопоявление и более десятка точек золоторудной минерализации, которые сконцентрированы в основном вдоль Центральной зоны разломов и именно на том ее отрезке, где она сечет позднеюрские граниты фундамента. Центральная зона разломов в отличие от Аячинского блока представлена здесь не четкими зонами катаклаза, а зоной разноориентированных трещин, вдоль которых проявлены процессы окварцевания, серицитизации, хлоритизации, пиритизации, аргиллитизации. Ширина зоны измененных пород 0,3—0,4 км.

Рудопоявление расположено в пределах указанной зоны измененных пород, восточнее Омутнинско-Кудиканского поперечного разлома. Площадь рудопоявления сложена позднеюрскими гранитами фундамента, сиенит-порфирами и дайками субвулканического комплекса. Изученная часть участка представляет собой сложно построенную штокервовую зону. Среди множества разрывных нарушений и зон интенсивного окварцевания различных направлений отчетливо выделяются две системы: северо-восточного (30—40°) и северо-западного (340—350°) простирания. На первом этапе изучения рудопоявления массовым штучным опробованием установлено, что серицитизированные, хлоритизированные, слабоокварцованные породы повсеместно являются в той или иной степени золотоносными. Среднее содержание золота в них незначительно. Интенсивно окварцованные породы содержат золото в существенно больших количествах.

В пределах зон северо-восточного направления отмечается ряд рудных тел, сложенных интенсивно хлоритизированными, серицитизированными и пиритизированными гранитами с прожилковым окварцеванием.

Кроме золота, в рудах постоянно присутствуют: свинец (0,001—0,5%), медь (0,001—0,01%), цинк (0,005—0,02%), серебро (0,0001—0,029%), мышьяк (0,007—0,03%), иногда встречаются сурьма (0,007—0,03%) и висмут (0,001—0,003%). Прямой зависимости между содержа-

ниями золота и элементов-спутников, за исключением серебра, не существует.

На участке рудопроявления были выявлены спектрометаллометрические ореолы рассеяния золота. Часть из них хорошо увязывается с указанными выше зонами.

Точки минерализации в пределах Уркинского блока, выявленные штучным опробованием, представлены окварцованными, хлоритизированными, серицитизированными и пиритизированными гранитами поздней юры, окварцованными катаклазитами, аргиллизированными эффузивами и окварцованными сиенит-порфирами раннемелового субвулканического комплекса.

Урушинский блок с запада ограничен Омутнинским, а с востока Урушинским поперечными разломами и также характеризуется широким развитием эффузивов и субвулканических интрузий раннего мела. В отличие от Уркинского блока в его пределах значительное распространение имеют эффузивы и туфы среднего состава. Характерная особенность — проявление золото-висмутовой минерализации, установленной пока лишь в пределах этого блока.

На площади Урушинского блока известно одно рудопроявление и около десятка точек с золотой минерализацией. Рудопроявление расположено в осевой части хр. Становик и в структурном отношении приурочено к пересечению Омутнинского поперечного разлома с разрывной структурой северо-восточного направления. Рудопроявление расположено в поле развития эффузивных образований кислого состава (кварцевые порфиры и их туфолавы). В осевой части хребта установлена узкая полоса свалов жильного кварца и интенсивно окварцованных кварцевых порфиров. Простирание полосы субширотное. Наиболее детально изучен центральный отрезок полосы. Здесь из жильного кварца и интенсивно окварцованных кварцевых порфиров отобрано 13 штучных проб. В пяти из них содержание золота, по данным спектрального анализа, составляет десятки миллиграммов на тонну. В аллювии ручья, дренирующего указанный участок (в среднем и нижнем течении его), были встречены глыбы жильного кварца, в штучных пробах из которого спектральным анализом установлены повышенные количества золота, которому сопутствуют самородный висмут (весовые количества), сфалерит, галенит, халькопирит.

Точки минерализации золота представлены жильным кварцем, окварцованными, пиритизированными гранитоидами (в выступах фундамента) и обохренными аргиллизированными эффузивами. Большая часть точек минерализации золота тяготеет к северной окраине вулканогенного поля.

Сергачинский и Хайктинский блоки расположены к востоку от Урушинского поперечного разлома и, как уже указывалось, характеризуются проявлением минерализации второго этапа, связанной с гипабиссальным комплексом малых интрузий и даек. Сергачинский и Хайктинский блоки по отношению к ранее рассмотренным являются, видимо, относительно поднятыми. Для них характерно широкое развитие гипабиссальных интрузий резко порфировых гранит-, граносиенит- и гранодиорит-порфиров. В пределах Сергачинского блока они представлены штоками и дайками, приуроченными к двум зонам субширотного северо-восточного направления. В пределах Хайктинского блока закартировано пластовотрещинное тело — Лазаревский массив, приуроченный к поперечному разлому северо-западного направления, разграничивающему Сергачинский и Хайктинский блоки. Вулканиты в пределах Сергачинского и Хайктинского блоков имеют заметно меньшее распространение. Представлены они лавами, пирокластами и вулканогенно-осадочными отложениями. Субвулканические интрузии развиты исключительно слабо.

В пределах Сергачинского блока известно несколько месторождений, рудопроявлений и точек минерализации золота и россыпей в долинах основных рек и их притоков. Значительная часть рудопроявлений и точек минерализации локализуется в пределах указанных выше дайковых полей северо-восточного субширотного направления. Часть точек минерализации, рудопроявлений и месторождение тяготеют к западному экзоконтакту Лазаревского массива.

Месторождение представлено субмеридиональными золотоносными кварцевыми жилами в поле развития диоритов и габбро средне-, позднепалеозойского возраста. Минеральный состав жил представлен кварцем, альбитом, кальцитом, хлоритом, турмалином, золотом, пиритом, галенитом, халькопиритом. Вторичные — лимонит, азурит, малахит, ковеллин. Зальбанды жил шириной от 1—2 до 5—6 м представлены существенно хлоритовой породой, состоящей из серицита, хлорита, зерен кальцита, кварца, эпидота и рудного минерала (пирита?).

Рудопроявление, расположенное в пределах северной зоны субширотного простирания, контролирует размещение даек гранит- и гранодиорит-порфиров. Площадь рудопроявления сложена раннемеловыми гранодиоритами мезогипабиссального комплекса. Рудопроявление представлено зоной катаклазированных, окварцованных, пиритизированных гранодиоритов северо-восточного простирания. Золоту сопутствуют галенит, сфалерит, халькопирит.

Рудопроявления, приуроченные к южной дайковой зоне, обнаруживаются металлотрической съемкой. При проверке ореолов в поле развития граносиенитов протерозоя были вскрыты зоны окварцованных, пиритизированных, обохренных и обеленных пород. Простирание зон, видимо, северо-восточное. Породы зон, как граносиениты, так и дайки гранит-порфиров, в той или иной степени золотоносны.

Золотоносные породы представлены кварцем, окварцованными, пиритизированными протерозойскими, палеозойскими, юрскими породами фундамента, пиритизированными эффузивами, катаклазированными, окварцованными гранитоидами мезогипабиссального комплекса раннего мела.

В пределах Хайктинского блока тоже известно месторождение, несколько рудопроявлений, минерализованных точек и россыпей. Большинство проявлений золотой минерализации находится в восточном экзоконтакте, редко — в эндоконтакте Лазаревского массива.

Месторождение, расположенное в поле развития юрских гранодиоритов и гранитов, представлено выдержанной зоной березитов субмеридионального (340°) простирания.

Березиты — это кварц-серицитовые породы с вкрапленностью пирита, лепидогранобластовой структурой и часто сланцеватой текстурой. Из нерудных, кроме кварца и серицита, отмечаются гранат, турмалин, мусковит и полевой шпат. Участками березиты раздроблены и сцементированы сульфидными полиметаллическими рудами прожилково-вкрапленного и гнездового характера (галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, гематит, магнетит и пирит). Среднее содержание свинца — 0,56%, цинка — 0,92%. На площади месторождения широко развиты кварцевые жилы, обычно секущие зону березитов. Простирание их, как правило, субширотное. Жилы сложены серовато-белым, иногда полупрозрачным кварцем с вкрапленностью шеелита, пирита, сфалерита, висмута, арсенопирита, пирротина.

В 2,5 км к югу от месторождения Хайктинского блока находится рудопроявление, представленное аналогичными субмеридиональными зонами березитов. Остальные проявления золотой минерализации — кварц и окварцованные породы фундамента (гнейсы, габброиды), в штуфах из которых установлены единичные и редкие знаки золота.

Общие закономерности формирования золотой минерализации:

1. Золотая минерализация первого этапа связана с вулканогенным комплексом раннемелового возраста и проявлена как в породах фундамента, так и в вулканитах. В пределах зоны не устанавливается генетической связи золотого оруденения с какими-либо определенными вулканическими образованиями. Источником золота, как это признано для большинства известных вулканогенно-гидротермальных проявлений, видимо, являются эндогенные эманации, отделяющиеся от глубинного очага. Проявления же поверхностного вулканизма часто служат лишь индикатором глубинных магматических процессов.

2. Рудные тела первого этапа относятся к средне-, низкотемпературной золото-кварцевой малосульфидной формации с двумя минеральными ассоциациями:

а) золото с самородным висмутом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом (рудопроявление Урушинского блока);

б) золото с пиритом, серебром, блеклыми рудами, галенитом и сфалеритом (рудопроявления Аячинского и Уркинского блоков). Корреляционной связи золота с полиметаллами не наблюдается. Свинцово-цинковая минерализация связана с золотой лишь пространственно.

3. По характеру рудных тел выделяются два типа проявлений:

а) зоны серицитизации, пиритизации, хлоритизации и равномерного метасоматического окварцевания. Они характеризуются значительными параметрами и повсеместно проявленной золотой минерализацией с низкими содержаниями металла. В пределах зон выделяются штокерковые участки интенсивно окварцованных пород (рудопроявление Уркинского блока);

б) кварцевые жилы (рудопроявление Урушинского блока).

4. Характер и интенсивность минерализации зависят от уровня эрозионного среза, который в большинстве случаев, видимо, невелик. Наиболее интенсивно проявлена и наиболее часто встречается минерализация в породах фундамента, представляющих собой выступы среди образований вулканогенного комплекса. В вулканитах проявления золотой минерализации отмечаются значительно реже.

5. Золото имеет самые разнообразные формы: губчатые, губчато-друзовидные, друзовые, дендриты, жилковидно-пластинчатые, комковидные, очень редко встречаются кристаллы. Размер золотинок от 0,1 до 1—1,5 мм, преобладают золотины 0,1—0,2 мм в поперечнике. Цвет главным образом светло-желтый (иногда с зеленоватым оттенком) и серебристо-желтый. Блеск, как правило, матовый. Пробность золота в пределах 500—833*. Золото рудопроявления Урушинского блока (золото-висмутовая минеральная ассоциация) имеет форму удлиненных пластинок, реже дендритовидных и губчатых образований, а также примазок и включений в самородном висмуте, реже в галените. Цвет золота желтый до темно-желтого.

6. Золотая минерализация второго этапа связана с раннемеловым порфировым комплексом малых интрузий и даек. Рудные тела этого этапа минерализации относятся к среднетемпературной золото-кварцевой малосульфидной формации.

7. Золото ассоциирует с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, шеелитом. В отличие от минерализации первого этапа в рудных телах постоянно отмечается присутствие турмалина.

8. Рудные тела второго этапа оруденения представлены зонами золоторудных березитизированных пород (Хайктинский блок). Для них характерны значительные параметры и обычно невысокие содержания металла.

* Пробность золота определялась по методу, предложенному П. И. Ошаровым.

Имеет, видимо, значение величина эрозионного среза. Так, в относительно опущенном (по отношению к Хайктинскому) Сергачинском блоке указанные зоны с поверхности представлены не собственно березитами, а обеленными, обохренными, в той или иной степени окварцованными и шпритизированными породами (рудопроявления Сергачинского блока). Вторым типом рудных тел являются кварцевые золотоносные жилы (месторождение Сергачинского блока).

9. Для площадей с золотой минерализацией второго этапа характерно развитие золотоносных россыпей в отличие от блоков с минерализацией первого этапа.

10. Золото в рудных телах второго этапа имеет губчатую, губчато-друзовидную, жилковидно-пластинчатую, комковидную, каплевидную, реже чешуйчатую форму. В отличие от золота первого этапа кристаллические формы обычно октаэдрические, редко додекаэдрические. Часты двойники и сростки кристаллов. Размер золотинок, как правило, не превышает 0,3 мм, обычны зерна и кристаллы 0,1—0,2 мм в поперечнике. Цвет, в отличие от золота первого этапа, темно-желтый, яркий, иногда с красноватым оттенком. Пробность золота — в пределах 750—833 и выше.

ЛИТЕРАТУРА

- Радкевич Е. А. О различных типах разрывных нарушений и их металлогеническом значении.— В кн.: Докл. II Всесоюз. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Ч. III. Киев, 1960.
- Томсон И. И. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения.— В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. М., 1968. (Труды ЦНИГРИ, вып. 84).

Н. Г. ВЛАСОВ, Н. В. ВЛАСОВА

(ДВГУ, ДВГИ)

СКВОЗНАЯ ЗОЛОТОНОСНАЯ СУБМЕРИДИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА, СЕКУЩАЯ МАМЫНСКИЙ ВЫСТУП БУРЕЙНСКОГО МАССИВА И МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС

О крупных субмеридиональных структурах в Азии пишут уже давно. Э. Арган (1935) делил Азию на меридионально вытянутые пояса, или сегменты. Позднее В. М. Силицын (1955, 1962) отмечал различие палеогеографических условий в западной и восточной частях Азиатского материка, разделенных областью, испытывающей тенденцию к воздыманию. Как бы обобщением работ своих предшественников о «сквозных структурах» является выделение Д. П. Резвым (1964) «Великого геораздела Азиатского материка — сверхглубинного геоструктурного элемента с повышенной магматической и тектонической активностью». Данная структура планетарного масштаба протягивается через весь Азиатский материк от Индийского до Северного Ледовитого океана, имеет ширину около 2 000 км. Для нее характерно обилие платформенных элементов, редукция геосинклинальных поясов, сокращение мощностей, смена формаций, ослабление напряженности складчатости. Несколькими позже М. А. Фаворская (1969) на территории восточной части Азиатского материка выделила субмеридиональные «ареалы магматизма, где магматические процес-

сы внутри каждого из них протекали в едином тектоническом ритме, независимо от типа структур земной коры». Описанные структуры получили название «сквозных». Их ограничивают крупные глубинные разломы, часто являющиеся рудоконтролирующими и сильно повлиявшие на металлогению регионов (Томсон, 1968).

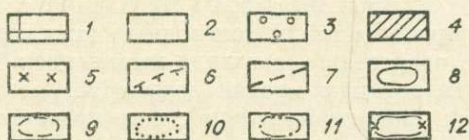
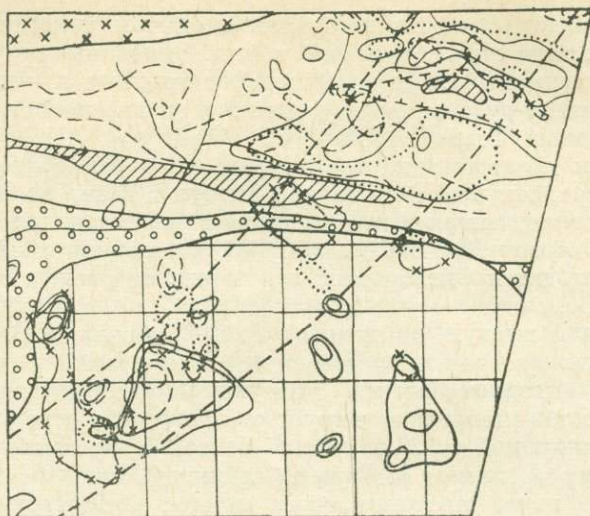
Примером последних на территории Амурской области может служить структура, секущая Мамынский выступ и Монголо-Охотский складчатый пояс, совпадающая в пространстве с восточной границей «Великого геораздела Азиатского материка». В юго-западной части описываемой структуры находится Октябрьский золоторудный узел, а в северо-восточной — Унья-Бомский.

Мамынский выступ, по данным В. Ф. Зубкова и В. В. Шиханова, в основном сложен раннепалеозойскими гранитами и гранодиоритами, прорванными позднемеловыми интрузиями гранодиоритов, гранитов и дайками, состав которых варьирует от кислого до основного. Дайки образуют пояс шириной до 25 и длиной более 90 км, вытянутый в северо-восточном направлении от р. Гарь до структуры Монголо-Охотского пояса. Ось дайкового пояса проходит через прииск Октябрьский. В пределах этого пояса отмечаются интенсивные зоны дробления с окварцеванием, калишпатизацией и хлоритизацией. Производные этих процессов развиты не повсеместно и не равномерно, а в виде штокверков. В центральной части пояса встречаются останцы кровли верхнепротерозойского — нижнекембрийского возраста, сложенные сланцами и мраморизованными известняками, смятыми в крутые складки северо-восточного простирания, т. е. согласно простиранию пояса даек. По оси этого пояса проходят два сбlijженных параллельных разлома. Вдоль южной границы дайкового пояса, почти согласно с ним идет полоса грабен, выполненных среднепалеозойскими терригенно-осадочными породами и эффузивами нижнего мела, которая далее на юго-запад трассируется по коренным выходам этих пород на побережье рек Зеи и Амура. Ослабленная зона, насыщенная дайковыми образованиями, севернее ссырывается под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса и далее непосредственно не прослеживается.

Монголо-Охотский складчатый пояс, по данным М. Т. Турбина и В. В. Шиханова, в месте сочленения его с Мамынским выступом в основном сложен терригенно-вулканогенными метаморфизованными породами среднего палеозоя, разделенными М. Т. Турбиным на две структурно-формационные зоны: эв- и миогеосинклинального характера. Последняя известна по обрамлению Мамынского выступа, где, кроме среднепалеозойских отложений, имеются мезозойские, выполняющие прогиб между Мамынским выступом и Монголо-Охотским поясом. Общая мощность отложений в этой зоне не превышает 7 км. В эвгеосинклинальной зоне прогибание и накопление терригенно-осадочных толщ продолжалось до мезозоя — Туксинская синклиналь. Общая мощность отложений — около 13,5 км.

Границей раздела двух структурно-формационных зон служит Южно-Тукурингский разлом субширотного простирания. В месте пересечения Южно-Тукурингского разлома с воображаемой осью дайкового пояса появляются интрузии габбро-диоритов, габбро (пиканский комплекс) и гранитов. Подобная же ассоциация интрузий кислых и основных магм известна в центре Туксинской синклинали, в месте пересечения ее с воображаемым продолжением дайкового пояса. Здесь же имеется слабый изгиб структур Монголо-Охотского пояса. Простирание их меняется с широтного на юго-восточное. Западнее намечается редукция структур Монголо-Охотского пояса, а именно — замыкание синклинали.

Изложенные факты позволили выделить в районе Октябрьского золоторудного узла ослабленную тектоническую зону (глубинный разлом) северо-восточного направления, трассируемую по массивам основных по-



Ореолы золота, ртути, вольфрама, меди и олова в сквозной золотоносной субмеридиональной структуре, секущей Мамынский выступ Буреинского массива и Монголо-Охотский пояс.

1 — Мамынский выступ Буреинского массива; 2 — Монголо-Охотский пояс; 3 — мезокайнозойские отложения; 4 — граниты и основные интрузии пиканского комплекса; 5 — диориты, гранодиориты хр. Тукурингра; 6 — ядро Туксинской синклинали; 7 — границы «сквозной структуры»; изоцентра: 8 — золота, 9 — ртути, 10 — вольфрама, 11 — меди, 12 — олова.

род через структуры Монголо-Охотского складчатого пояса. Следовательно, данная структура явилась магмоподводящей для части интрузивных тел пиканского комплекса и многочисленных дайковых образований. На юго-западе ослабленная зона с дайковыми образованиями скрывается под мезозойскими субмеридиональными структурами Амуро-Зейского прогиба. Золото образует ряд рудопроявлений, представляющих собой серии кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-малосульфидных маломощных, быстро выклинивающихся жил, линз и зон окварцевания.

Данные рудопроявления являются основными источниками россыпей Октябрьского и Унья-Бомского золоторудных районов (см. рисунок). Большинство рудопроявлений и шлиховых ореолов золота и ртути пространственно совпадают. В районе Октябрьского золоторудного узла в аллювиальных отложениях известны большие содержания киновари (мономинеральные обломки до 5—6 см). В этом же районе на участке Веселом кварцевые жилы несут совместно с золотой и ртутную минерализацию (до 104 знаков киновари на штуф весом 2 кг). В структурах Монголо-Охотского пояса наблюдается некоторое смещение ртутной минерализации несколько на запад (рудопроявления Тунгалы, Уньи). Интенсивность ртутной минерализации с удалением от выделенной структуры быстро уменьшается: на Тунгале до 0,4, на Анегдане до 0,006%. Таким образом, мы имеем совмещение в пространстве ртутной и золотой минерализации, максимумы которой приурочены к линейно-вытянутой зоне северо-восточного простирания. Подобная картина совмещения ртутных и золоторудных поясов известна в Южном Тянь-Шане (Финкельштейн, Сокол, 1970).

Кроме золота и ртути, в описываемом районе наличие «сквозной структуры» фиксируют рудопроявления и контрастные вторичные ореолы рассеяния меди, шлиховые ореолы и рудопроявления вольфрама часто с золотой минерализацией. Они располагаются цепочкой в северо-восточном направлении. В пределах жесткой структуры (Мамынский выступ) в какой-то степени намечается пространственная связь олова со «сквозной структурой».

Таким образом, сквозными элементами для выделенной линейной структуры глубокого заложения являются золото, ртуть, медь, вольфрам и, частично, олово. Присутствие в этом ряду ртути свидетельствует о наличии глубинной ослабленной тектонической зоны (Томсон, Фаворская, 1968; Кузнецов, 1968), с которой структурно связан ряд рудопроявлений золота и ртути.

Максимальное проявление их, вероятно, происходит в участках структуры, наиболее ослабленных, благоприятных для локализации оруденения. Рудные тела, как правило, представляют систему ветвящихся мелких прожилков, зон дробления, линзочек, гнезд, сконцентрированных на небольших площадях (штокверк). Данная структура послужила также подводным каналом для основных магм мантии. Отсюда так часто наблюдается пространственная связь золоторудных проявлений с дайковыми поясами (Радкевич, 1962). Следовательно, сквозные структуры в этом районе являются магмо- и рудоконтролирующими и играют значительную роль в металлогении. Именно они определяют размещение наиболее крупных рудных узлов со штокверковым типом оруденения.

Итак, помимо ранее выделенных, отчетливо фиксируемых субширотных структур, в пределах Монголо-Охотского пояса и Буреинского массива имеются еще завуалированные, сквозные субмеридиональные структуры, существенно повлиявшие на металлогению этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. Тектоника Азии. М., ГОНТИ, 1935.
Кузнецов В. А. Некоторые проблемы металлогении ртути.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 11.
Радкевич Е. А. Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11.
Резвой Д. П. О Великом георазделе Азиатского материка.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.
Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 2.
Синицын В. М. Палеогеография Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения.— «Сов. геол.», 1968, № 10.
Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. Связь магматизма и эндогенной минералогении с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.
Финкельштейн Ю. В., Сокол И. С. О связи ртутного и золотого оруденения Узбекистана.— «Разв. и охрана недр», 1970, № 6.

В. С. КОГЕН

(ВАГТ)

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СУТАМСКОГО УЗЛА

(Становой хребет)

Золотое оруденение в областях развития докембрийских пород имеет большое значение во многих странах мира. Таковы крупнейшие месторождения Индии, Бразилии, Канады, Африки. В Советском Союзе известны месторождения золота в архейских и протерозойских толщах При-

многочисленных зерен. Анализы показали присутствие в породах повышенных содержаний никеля, хрома, кобальта и следов платины. Незначительные содержания золота (10—50 мг/т) установлены в кварц-магнетитовых метасоматитах, развивающихся на контакте архейских габброидов и гранитов. Слабозолотоносными являются кварц-пиритовые линзовидные прожилки «альпийского» типа в диафоритах (Коржинский, 1933; и др.), кварц-карбонат-галенитовые прожилки в мраморах и пирит-халькопирит-галенитовые руды в габбро-амфиболитах. Основные концентрации золота связаны с кварцево-жильными проявлениями, содержащими разнообразную сульфидную минерализацию и заключенными в докембрийских и мезозойских породах. Они послужили главными источниками самородного золота в россыпях и детально рассмотрены ниже.

По преобладающим жильным и рудным минералам, характеру окорудных изменений пород и морфологическим особенностям выделены следующие основные типы золотого оруденения Сутамского узла: 1) кварц-пирит-пирротиновые жилы в березитизированных архейских и раннепротерозойских гранитах; 2) кварц-пирит-арсенопиритовые штокверковые зоны в окварцованных, серицитизированных юрских углистых сланцах; 3) кварц-карбонат-полисульфидные штокверковые зоны в лиственитизированных архейских габброидах; 4) кварц-халцедон-карбонатные штокверковые зоны и линзы кремнистых тектонических брекчий (с убогой сульфидной минерализацией) среди аргиллитизированных юрских песчаников.

Кварц-пирит-пирротиновые жилы имеются на севере узла в пределах относительно поднятых блоков и залегают преимущественно среди архейских гранитов и гранито-гнейсов. Они образуют зоны вдоль разломов запад-северо-западного простирания, ограничивающие с юга мезозойские грабены и контролирующее размещение меловых штоков и даек основного состава. В контактах кварцевых жил граниты березитизированы; в них развита ассоциация кварца и серицита с доломитом, пиритом, альбитом. Кристаллические сланцы, встречающиеся в виде крупных ксенолитов среди гранитоидов, и породы даек лиственитизированы (ассоциация анкерита или ферридоломита с пиритом, хлоритом, серицитом, альбитом).

Наиболее изученным является рудопроявление Алексеевское, где отдельные жилы в гранитах были выявлены еще в XIX в. при эксплуатации россыпей. В последние годы здесь проводили работы М. М. Матей, Б. И. Чен-Лен-Сон, Л. С. Григорьев, В. С. Коген, Н. Г. Корсакова. Кварцевые жилы ориентированы параллельно южной тектонической границе мезозойского грабена. Падение жил преимущественно на юг под углами 40—70°. Мощность березитов колеблется от 0,1—1 до 5—10 м. Дайки диабазовых порфиритов интенсивно лиственитизированы и рассечены кварцевыми прожилками (в пределах рудной зоны встречены две дайки). Жилы на 85—90% сложены молочно-белым грубозернистым кварцем, который в местах интенсивных пострудных деформаций переходит в полупрозрачный массивный. Постоянно отмечаются гнезда кальцита. Рудные минералы представлены пирротинном и пиритом (в сумме 1—5%), а также самородным золотом, халькопиритом, галенитом, теллуризмутитом, реже шеелитом, сфалеритом, арсенопиритом, молибденитом, теллуридами золота и серебра. В ксенолитах кристаллических сланцев и мраморов установлены слабозолотоносные прожилки кварц-карбонатного состава с галенитом при подчиненном количестве других сульфидов. На фланге жильной зоны среди юрских углистых сланцев прослежена вкрапленно-прожилковая пирит-арсенопирит-халькопиритовая минерализация. В непосредственной близости от рудопроявления среди габброидов развиты слабозолотоносные кварц-карбонатные жилы с галенитом, пиритом и пирротинном (в сумме 5—10%), а среди кварцитов — жилы с вкрапленностью пирита.

Содержания золота в кварц-пирит-пирротиновых жилах и березитах неравномерные.

Отношение Au к Ag составляет 1:1 — 3:1, в богатых рудах до 5:1. Самородное золото образует комковидно-угловатые, друзовидные, часто монокристаллические выделения (октаэдры) размером 0,5—1, реже до 4—10 мм. Проба золота 863—903 с незначительной дисперсией по отдельным золоти́нам.

Кварц-пирит-пирротиновые жилы сопровождаются здесь россыпями высокопробного крупного золота, причем деформированные золоти́ны нередко имеют кристаллические очертания. Исходя из этих признаков, а также находок грубозернистого золотоносного кварца в аллювии, аналогичные проявления, по-видимому, локализованы также на юго-западе узла среди докембрийских гранитов. Сходные по минеральному составу, морфологии и околорудным породам жилы ранее были изучены автором на сопредельных площадях Станового хребта, где они также сопровождаются многочисленными россыпями (Коген, 1968).

Кварц-пирит-арсенопиритовые штокверковые зоны развиты среди юрских углистых сланцев в пределах относительно опущенных и умеренно эродированных блоков. Оруденение обычно приурочено к широтным тектоническим ограничениям грабенов или к субпараллельным разломам, вдоль которых фиксируются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, а на юге узла — также гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Штокверковые зоны сложены мелкими прожилками и немногочисленными маломощными жилами, заключенными в окварцованные и серицитизированные, нередко графитизированные породы. Последнее обстоятельство позволяет с достаточной достоверностью оконтуривать подобные зоны среди пород с повышенным электрическим сопротивлением геофизическими методами. Дайки меловых диабазовых порфиритов, прорывающие юрские отложения, лиственитизированы, а жильные гранодиорит-порфиры и кварцевые порфиры — слабо березитизированы.

Характерным примером является рудопроявление *Перевальное*, изученное автором совместно с Н. Г. Корсаковой, Ю. П. Кострыкиным и В. А. Плаховым. Штокверковая зона имеет субширотное простирание, параллельное границам небольшого грабена, однако максимальная концентрация жил и прожилков в пределах зоны нередко приурочена к поперечным разрывам, более поздним по сравнению с субширотными. Жилы и прожилки ориентированы в самых различных направлениях и сложены молочно-белым плотным или кавернозным гребенчатым кварцем, содержащим пирит и арсенопирит (1—2%), самородное золото и шеелит. Пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит и теллуриды отмечаются редко. В бортах грабена среди кристаллических сланцев и мраморов развиты слабозолотоносные кварцевые жилы с кальцитом, пиритом, пирротином, халькопиритом и галенитом. Содержания золота в углистых сланцах, пронизанных прожилками, и в жилах по отдельным пробам высокие, Au/Ag = 1:3 — 1:1 (до 3:1). Размер золоти́н 0,01—0,1 мм, редко до 0,6 мм, форма их практически не отличается от выделений золота на рудопроявлении Алексеевском. Проба золота 850—870. Интересно, что к западу от рудопроявления *Перевального* и на юге узла выявлены мощные кварцевые жилы, залегающие преимущественно среди березитизированных кварц-полевошпатовых песчаников.

Как правило, кварц-пирит-арсенопиритовые штокверковые зоны сопровождаются шлиховыми ореолами, реже небольшими россыпями с мелким относительно высокопробным золотом. Кварцевые жилы и прожилки с сульфидной минерализацией, развитые среди мезозойских терригенных отложений, известны также к западу и востоку от Сутамского узла (бассейны рек Тимптон, Алгома и др.), что указывает на возможность выявления новых рудопроявлений золота рассмотренного типа.

Кварц-карбонат-полисульфидные штокверковые зоны являются новым типом золотого оруденения в области Станового хребта. Впервые они изучены И. Ф. Ухиной, Л. С. Григорьевым и автором в южной части Сутамского узла. Оруденение локализовано в габбро-амфиболитах, прорванных телами раннепротерозойских гранитов, дайками меловых диоритовых порфириров, гранодиорит-порфириров, кварцевых порфириров. Штокверковые зоны приурочены к относительно поднятым блокам и контролируются разломами субширотного простирания, вдоль которых отмечаются дайки гипабиссального и субвулканического облика. В пределах этих зон габброиды лиственизированы, а граниты и жильные гранодиорит-порфиры березитизированы.

Одно из таких рудопроявлений — Петровское представлено несколькими субпараллельными зонами значительной протяженности и небольшой мощности, которые сложены тонкими кварц-карбонатными прожилками с сульфидами, составляющими около 20—50% всей жильной массы. Кварц мелкошестоватый, игольчатый, «рисовидный». Карбоната (кальцит, доломит) до 20—30%. Наряду с пиритом, халькопиритом и галенитом в заметных количествах присутствует сфалерит, в отдельных зонах — также арсенопирит. Пирротина и шелита мало. В слабозолотеносных прожилках среди гранитов и гранодиорит-порфириров количество сульфидов заметно уменьшается, среди них преобладает пирит, которому сопутствуют галенит и сфалерит. Содержания золота в породах, насыщенных рудоносными прожилками, довольно равномерные и иногда граммовые при $Au/Ag=1:2-2:1$. Размер золотинок 0,01—0,05, реже до 1—2 мм. Форма выделений губчатая, комковидно-угловатая, друзовидная; проба 860—870 с большой дисперсией по отдельным золотинок — от 650 до 950. Штокверковые зоны являются источниками мелкого преимущественно высокопробного золота в россыпях, где постоянно присутствует также золото «средней» пробы (800—830).

Интересно, что с рассмотренным типом золотого оруденения пространственно совпадает пирит-халькопирит-галенитовая вкрапленно-прожилковая минерализация в габброидах, причем сульфидам сопутствует небольшое количество «рисовидного» кварца (5—10%), а также пылевидное золото. Аналогичные полиметаллические проявления установлены среди мезозойских отложений; здесь среди рудных минералов фиксируется также арсенопирит.

Кварц-халцедон-карбонатные штокверковые зоны и линзы окремненных тектонических брекчий с убогим количеством сульфидов изучены еще недостаточно. Они локализованы в южной части узла в пределах относительно опущенного тектонического блока, сложенного юрскими полевошпатово-кварцевыми песчаниками и углисто-глинистыми сланцами. Эти отложения прорваны меловыми дайками гранодиорит-порфириров и кварцевых порфириров. Оруденение частично захватывает архейские кристаллические породы в бортах грабена и местами развивается в контактах даек. Несколько сближенных небольших по размерам штокверковых зон приурочено к разломам субширотного простирания, которые ограничивают грабен или контролируют положение даек. В пределах этих зон породы интенсивно брекчированы, окварцованы, каолинизированы, карбонатизированы, пронизаны маломощными кварц-карбонатными прожилками и жилами. Кварц грубозернистый и массивный, реже тонкопластинчатый халцедоновидный. Помимо него присутствует кальцит (от 10 до 50%) и барит, а также сульфиды, количество которых редко достигает 0,5—1%. Среди последних установлены пирит, галенит, сфалерит, халькопирит; им сопутствуют улантум и сульфосоли серебра. Содержания золота невысокие, $Au/Ag=1:2-1:5$. Размер золотинок 0,01—0,05, реже до 0,2 мм. Форма зерен губчатая, дендрито-, друзо- или проволочковидная; внутренняя структура нередко колломорфная (зональная). Проба 676—738.

Несмотря на преобладающие мелкие размеры золотин в изученных проявлениях, с кварц-халцедон-карбонатными штокверковыми зонами пространственно связана россыпь электрума с колломорфной структурой (проба 680, размер золотин до 1—5 мм). Россыпи электрума с пробой 726—770 известны также на крайнем юге и юго-востоке узла, где в аллювии обнаружены обломки кремневых тектонических брекчий. Ввиду незначительного развития мезозойских отложений на этой площади, установленные лишь в небольших тектонических «клиньях», можно предположить, что эти россыпи связаны с проявлениями кварц-халцедон-карбонатного состава, заключенными в докембрийских породах.

Рудопроявления, сходные по минеральному составу жил и околожильных изменений пород, известны в ряде сопредельных районов Станового хребта, где они большей частью встречаются среди нижнемеловых вулканогенных образований (Коген, Глуховский, 1971). В частности, жильные и штокверковые зоны с халцедоновидным кварцем и электрумом выявлены Л. С. Григорьевым среди нижнемеловых андезитов к югу от Сутамского узла. Здесь же известны аналогичные по характеру проявления и среди кристаллических докембрийских пород. Б. Л. Годзевичем и В. А. Бучиным установлены золотоносные халцедон-баритовые и халцедон-карбонатные жилы и минерализованные тектонические брекчий, залегающие в докембрийских гнейсах.

Таким образом, в пределах Сутамского узла развито разнообразное по вещественному составу, морфологическим и текстурным признакам золотое оруденение, с которым связаны многочисленные россыпи. Анализ пространственного положения оруденения показывает, что существует определенная зависимость состава и морфологии рудных тел от их структурной приуроченности и характера вмещающей среды.

В северной части узла развиты золотоносные кварц-пирит-пирротитовые жилы в архейских гранитах и кварц-пирит-арсенопиритовые штокверковые зоны в юрских углистых сланцах. Кроме того, здесь установлены слабозолотоносные кварц-карбонат-галенитовые (с пиритом и пирротитом) жилы и прожилки в габброидах и мраморах архея.

В южной части узла развиты золотоносные кварц-карбонат-полисульфидные (в древних габброидах), кварц-пирит-арсенопиритовые (в юрских углистых сланцах) и кварц-халцедон-карбонатные (в юрских песчаниках и сланцах) штокверковые зоны. Кроме того, здесь известны слабозолотоносные кварцевые прожилки «альпийского» типа в диафоритах, вкрапленно-прожилковые пирит-халькопирит-галенитовые руды в архейских габброидах и арсенопирит-халькопирит-галенитовая минерализация в мезозойских отложениях.

Пространственная близость разнообразного по вещественному составу оруденения в целом обусловлена в первую очередь ведущей ролью субширотных, разрывных нарушений — основных рудоконтролирующих структур, неоднократно подновляемых в докембрийское и мезозойское время. При этом оруденение обычно приурочено к местам их пересечения с поперечными дизъюнктивами, вдоль которых проявлены катаклиз, гидротермальное изменение пород, реже незначительная золотая и медно-полиметаллическая минерализация. Наиболее изученные рудопроявления локализуются на таких участках в небольших тектонически напряженных блоках, насыщенных «малыми интрузиями» мелового возраста.

Тесная пространственная и структурная связь рудопроявлений золота с меловыми штоками и дайками указывает на вероятный позднемезозойский возраст рассмотренного оруденения, что характерно для всего региона (Глуховский, 1962; Золотов, 1965; Коген, Ухина, 1968). Непосредственно для Сутамского узла это подтверждается признаками геохимического родства малых интрузий и золотоносных кварцевых жил. Многочисленные спектральные анализы показали, что в меловых габбро-диоритах, диоритовых порфиритах (в меньшей степени в гранодиорит-пор-

фирах и кварцевых порффирах) при отсутствии каких-либо следов наложенной гидротермальной минерализации отмечаются повышенные по сравнению с докембрийскими породами содержания ряда элементов. В частности, содержание золота в меловых интрузиях составляет $5 \cdot 10^{-7}$ — $10^{-6}\%$, а в докембрийских габбро и гранитах — $1 \cdot 10^{-7}\%$ и менее, молибдена соответственно 0,001—0,003 и 0,0005—0,0018%, меди 0,002—0,003 и 0,0011—0,002%, свинца 0,001—0,003 и 0,0011—0,0018%. В магнетите, извлеченном из меловых интрузивных пород, установлено присутствие молибдена в количестве до 0,003%, меди и свинца 0,003—0,06%, серебра 0,001—0,003%, золота $5 \cdot 10^{-6}$ — $6 \cdot 10^{-5}\%$, висмута 0,003—0,03%, что в 2—5 и более раз превышает содержание этих элементов в магнетите из докембрийских габбро и гранитов.

Морфологические особенности и вещественный состав золоторудных проявлений тесно связаны с их локализацией в различных структурных этапах и среди тех или иных пород, а также с принадлежностью к различным формациям оруденения.

В породах с повышенной хрупкостью и с низкими упругими свойствами преобладают относительно мощные и выдержанные по простиранию жилы. К ним относятся архейские и раннепротерозойские гранитоиды, а также кварциты, для которых величина модуля Юнга $E = 5-6 \times 10^5$ кг/см², а коэффициент Пуассона не превышает 0,1—0,5. В архейских габбро-амфиболитах, кристаллических сланцах, юрских углистых сланцах, обладающих пониженной хрупкостью ($E = 7-9 \cdot 10^5$ кг/см²) и относительно высокими упругими свойствами ($\sigma = 0,2-0,25$), преобладают маломощные жилы и прожилки. Замечено, что по мере перехода рудных образований из лейкократовых пород в меланократовые нередко повышается относительное количество сульфидов, особенно пирита и халькопирита, а также карбонатов. Судя по данным химического состава боковых пород и расчета привноса — выноса вещества в процессе гидротермального метасоматизма и формирования жил, изменение количества сульфидов связано как с заимствованием окислов железа и кальция из вмещающих пород, так и с осаждающей ролью последних при кристаллизации сульфидов.

Как отмечалось, золотоносные кварц-пирит-пирротиновые жилы и кварц-пирит-арсенопиритовые штокверковые зоны обладают сходством в наборе жильных и рудных минералов, пробности и морфологии самородного золота, в характере гидротермального изменения боковых пород и, по-видимому, являются минеральными типами малосульфидной (по Н. В. Петровской, 1967) формации, являющейся широко распространенной в пределах всего региона. Различия между этими типами, вероятно, обусловлены локализацией в блоках, подвергшихся в различной степени эрозии и, как следствие, в породах, контрастных по химическому составу и физико-механическим свойствам.

Не исключено, что главные особенности кварц-карбонат-полисульфидного золотого оруденения связаны также со спецификой вмещающих пород (габбро-амфиболитов), предопределивших морфологию рудоносных тел, и повышенным содержанием сульфидов и карбоната. Вместе с тем ряд признаков позволяет предположительно сопоставить этот тип оруденения с умеренно-сульфидной формацией золотых руд Восточного Забайкалья (Петровская, 1967). Своеобразие оруденения подчеркивается относительным обилием сфалерита, что совершенно не характерно для других рудных проявлений Сутамского узла.

Кварц-халцедон-карбонатные штокверковые зоны по минеральному составу, комплексу околорудных изменений, текстурным признакам и особенностям самородного золота следует отнести к близповерхностной убого-сульфидной (по Н. В. Петровской) формации, имеющей значительное распространение в пределах Станового хребта на участках развития субвулканических и вулканогенно-осадочных мезозойских пород.

Таким образом, разнообразие золоторудных проявлений Сутамского узла обусловлено сложным геологическим строением территории и совокупностью структурно-литологических и магматических факторов, которые привели к пространственной близости оруденения, принадлежащего различным формациям.

ЛИТЕРАТУРА

- Воларович Г. П.** Перспективы расширения золотоносных районов Союза ССР.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1944, № 3.
- Воларович Г. П.** О закономерностях размещения золотоносных районов на территории СССР. М., 1961. (Труды ЦНИГРИ, вып. 38).
- Глуховский М. З.** К вопросу о золотоносности Становой зоны. М., Госгеолтехиздат, 1962. (Труды ВАГТа, вып. 8).
- Золотов М. Г.** Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока.— «Сов геол.», 1965, № 7.
- Коген В. С.** Новые типы золоторудных проявлений центральной части Станового хребта и методы их поисков. М., 1968. (Труды ЦНИГРИ, вып. 79).
- Коген В. С., Ухина И. Ф.** Некоторые особенности мезозойского магматизма и локализации золотого оруденения в центральной части Станового хребта.— «Изв. вузов. Геол. и разв.» 1968, № 10.
- Коген В. С., Глуховский М. З.** О рудной минерализации, связанной с мезозойским вулканизмом Станового хребта.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., «Недра», 1971.
- Коржинский Д. С.** Геология и полезные ископаемые южного района Якутской АССР.— В кн.: К десятилетию Якутской АССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1933.
- Петровская Н. В.** Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза М., 1967. (Труды ЦНИГРИ, вып. 76).

И. П. КОМАРОВ

(ДВТГУ)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАСЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ ОДНОЙ ИЗ РЕК СТАНОВОГО ХРЕБТА

Наиболее древними стратифицируемыми образованиями района (см. рисунок) являются биотит-кварц-полевошпатовые тектонические сланцы — blastsмилониты, обнажающиеся в ядерной части крупной антиклинальной структуры. Они сформировались в результате интенсивной тектонической и метасоматической переработки существенно глиноземистых и амфиболсодержащих пород. Относительно возраста их единого мнения нет. Геологи, проводившие среднемасштабную съемку, считают, что первоосновой сланцев являются гнейсы раннего протерозоя. В последнее время высказывается предположение о возможном архейском возрасте исходных образований. По крупным разломам сланцы контактируют с глубокометаморфизованными отложениями иликанской серии нижнего протерозоя, представленными амфиболсодержащими и глиноземистыми биотитовыми гнейсами, амфиболитами и кварцитами. Молодые образования — кислые и средние эффузивы и терригенные осадки раннего мела — сохраняются в крупных грабенообразных структурах.

Интрузивные породы представлены раннепротерозойскими складчатными и позднекладчатными гранитоидами, слагающими мелкие пласто-

вые тела и отдельные массивы, порфирированными гранитами и гранодиоритами раннего мела, лейкократовыми гранитами и дайками кислого и среднего состава позднемелового возраста.

Наиболее крупная складчатая структура региона — Джелтула-Моготское антиклинальное поднятие. Ядерная часть этой структуры сложена сланцами-бластомилонитами. На крыльях ее обнажаются гнейсы иликанской серии. Гнейсы смяты в ряд синклиналильных и антиклинальных складок различного порядка и плана.

В пределах рассматриваемого района широко развиты разломы различного возраста и направлений. Древние нарушения имеют северо-западное направление и представлены зонами интенсивного рассланцевания и милонитизации пород. В их пределах, помимо интенсивной тектонической переработки, породы подверглись регрессивному метаморфизму и кремнево-калиевому и кремнево-кальциевому метасоматозу. Наиболее крупные разрывы этого направления — Пригилойский и Тыгукитский разломы, Могоктакская зона разломов. Молодые дизъюнктивные нарушения представлены зонами дробления и катаклаза мощностью от первых до нескольких десятков метров. Они, как правило, группируются в серии сближенных разрывов, образуя протяженные тектонические зоны. Наиболее крупные из них Джелтулакско-Сиваглинская и Джелтулинская зоны разломов. В отличие от древних зон рассланцевания, мезозойские разрывы имеют преимущественно субширотное и северо-восточное направление, реже северо-западное.

Северная, Джелтулакско-Сиваглинская зона разломов имеет протяженность около 30 км при ширине до 10—12 км. Южная, Джелтулинская зона протягивается на расстояние более 50 км при ширине до 15—20 км. Отдельные блоки пород вдоль зон значительно опущены, здесь сохраняются эффузивно-осадочные отложения раннего мела. Таким образом, можно трактовать эти крупные тектонически ослабленные зоны как грабенообразные структуры. Заложение их произошло, по-видимому, в протерозое, поскольку зоны смещают единицы протерозоя и выделяются на фоне прочих молодых нарушений своими масштабами. Окончательно сформировались эти структуры в мезозое.

Джелтулинская зона разломов является границей двух блоков с различной степенью мезозойской разрывной тектоники и магматизма. Северная граница зоны довольно четко подчеркивается положением тел лейкократовых гранитов позднего мела, южная — появлением крупных полей даек. В пределах северного блока широко распространены меловые интрузии и молодые разломы, а северо-западные зоны рассланцевания подверглись омоложению. Южнее Джелтулинской зоны молодые разломы и меловые интрузии устанавливаются в одиночных случаях.

Характерной особенностью проявлений золотой минерализации изучаемого района является тесная ее связь с разрывной тектоникой. Почти все указанные выше зоны разломов являются рудоконтролирующими структурами.

В пределах северо-западных разрывных структур золотое оруденение локализуется неравномерно. Так, Тыгукитский и Пригилойский разломы являются практически безрудными. Лишь в одиночных случаях золото обнаружено в сланцах-диафторитах. Для зон разломов весьма примечательным фактом можно считать постепенное обогащение золотом тектонически переработанных пород в направлении с юго-востока на северо-запад, т. е. по мере приближения к блоку с интенсивным проявлением мезозойского магматизма и динамометаморфизма. При этом на юго-восточном фланге золото устанавливается обычно в сланцах-диафторитах, а на северо-западном — в молодых мелких зонах дробления, унаследованных от древних тектонических зон, в нединамометаморфизованных породах.

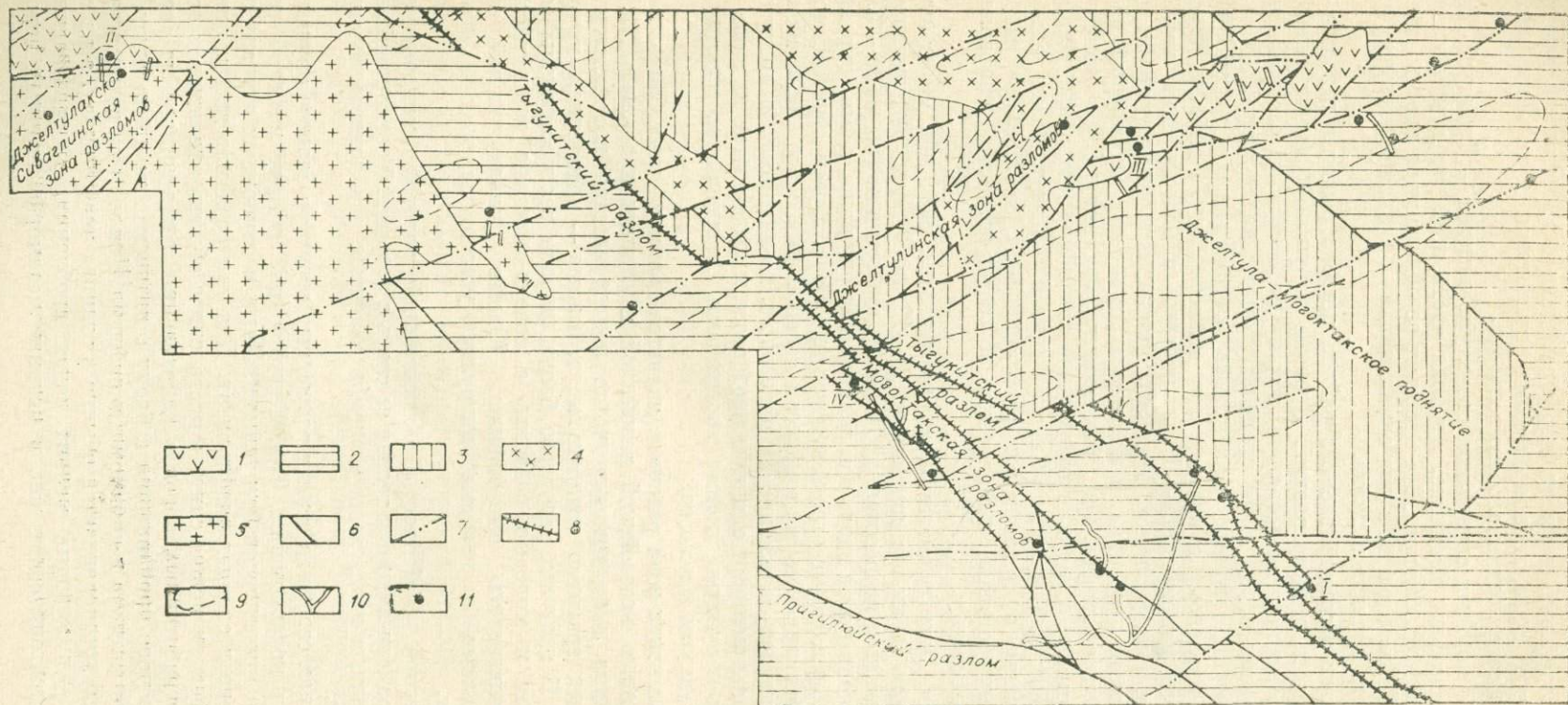


Схема локализации золотого оруденения.

1 — вулканогенные образования нижнего мела; 2 — амфиболсодержащие и глинозёмистые биотитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты (нижний протерозой, иликанская серия); 3 — биотит-кварц-полевошпатовые сланцы (архей?); 4 — гранодиориты, граниты раннего мела; 5 — позднескладчатые раннепротерозойские граниты; 6 — разломы древнего заложения; 7 — мезозойские разрывные нарушения; 8 — протерозойские разломы, активизированные в мезозое; 9 — поля распространения позднемеловых даек; 10 — отработанные золотонесные россыпи; 11 — золоторудные проявления.

В восточной половине рассматриваемого района известно рудопроявление I. Оно приурочено к северо-западной зоне расщепления и наложенного катаклаза. Золотоносными являются дробленые пиритизированные окварцованные граниты, редко гнейсы. Параметры оруденения довольно значительные. К северо-западу от рудопроявления I в пределах той же разрывной структуры установлены точки минерализации в окварцованных катаклазированных гранитах и гнейсах.

В Могоктакской зоне известны проявления золота — в центральной ее части, где в меловое время довольно интенсивно проявились дробление, серицитизация и окварцевание пород. В северо-западной части зоны слабое золотое оруденение отмечается в катаклазированных гранитах и гнейсах. Во всех случаях в ассоциации с золотом установлены свинец, медь, реже серебро и молибден.

Широко проявленная бедная золотая минерализация в северо-западных тектонических зонах обусловила повсеместное заражение золотом аллювия и формирование многочисленных россыпей. Разрывные структуры северо-восточного направления также характеризуются бедной золотой минерализацией. В пределах Джелтулакско-Сиваглинской зоны разломов известно рудопроявление II. Здесь золотоносными являются окварцованные серицитизированные граниты и гнейсы вдоль молодых северо-восточных и субширотных зон дробления. Содержание металла в пробах невысокое. В ассоциации с золотом отмечаются свинец, серебро, редко медь, мышьяк, сурьма и висмут. Густая сеть взаимопересекающихся слабозолотоносных зон дробления является источником развитых здесь аллювиальных россыпей. Помимо рудопроявления II, в этой зоне известен ряд мелких точек минерализации золота.

В Джелтулинской зоне золотое оруденение проявлено более широко. На северо-восточном фланге зоны известно рудопроявление Северное. Здесь золотое оруденение приурочено к северо-восточным зонам дробления и брекчирования. Золотоносными являются пиритизированные кварцевые брекчии. Золото ассоциирует с мышьяком, редко сурьмой. К золотоносным зонам приурочены металлометрические ореолы рассеяния свинца, цинка, молибдена. Вблизи рудопроявления обнаружен ряд мелких точек золотой минерализации.

Отрабатанные россыпи золота и незначительные точки минерализации с повышенным содержанием металла известны и на юго-восточном фланге Джелтулинской зоны.

Особое структурное положение занимает рудопроявление Могоктак, которое находится на пересечении Могоктакской и Джелтулинской зон разломов. Золотоносность пород здесь установлена в пределах тектонического блока, ограниченного с востока и запада субпараллельными северо-западными зонами расщепления и наложенного катаклаза, с юга и севера — мощными зонами дробления и катаклаза. В пределах этого блока установлено многочисленное количество сближенных и взаимопересекающихся мелких зон дробления от субширотного до близмеридионального простирания. Субширотные зоны дробления, как правило, наиболее мощные, оперяющие их близмеридиональные — более мелкие. Мощность зон дробления колеблется от 0,3—0,5 до 12—15 м, в большинстве случаев составляет 0,5—1,5 м. Характерные изменения пород вдоль зон — серицитизация, пиритизация, окварцевание. Кварц желтовато- и зеленовато-серый тонкозернистый, плотный, почти всегда сульфидизированный. Чаще всего окварцевание локализуется в центральной части зон дробления. Кварц либо пропитывает интенсивно дробленные породы в виде нитевидной бессистемной серии прожилков, либо слагает небольшие линзовидные тела. Золотая минерализация проявляется по всей зоне дробления, содержание металла обычно невысокое. Повышенные содержания золота устанавливаются в кварце и интенсивно окварцованных гранитах и гнейсах. Довольно высокие содержания золота наблюдаются в двух зонах, к одной приурочена кварцевая жила.

Между золотоносными зонами дробления вмещающие породы, гнейсы и граниты также слабоминерализованы. Аналогичное слабое золотое оруденение проявлено и в крупных северо-западных и северо-восточных разломах, опрачичивающих золотоносный блок. Интересно, что содержание золота в северо-западных разломах довольно резко повышается в узлах пересечения их северо-восточными мелкими золотоносными зонами дробления.

На рудопроявлении Могоктак характерны постоянные ассоциации золота со свинцом, серебром, цинком, реже медью и, в одиночных случаях, с висмутом и вольфрамом.

Обобщая изложенные выше материалы по золотоносности бассейна среднего течения реки, можно сделать следующие выводы:

1. Рудоконтролирующими являются крупные разрывные структуры мезозойского возраста, имеющие северо-восточное направление, и активизированные в мезозое северо-западные разломы древнего заложения.

2. Наиболее благоприятными условиями для локализации золотой минерализации обладают участки с повышенной трещиноватостью в узлах пересечения крупных разнонаправленных и разновозрастных структур.

3. По характеру гидротермальных изменений пород, набору элементов и минералов, условиям локализации известные в районе проявления рудного золота можно отнести к гидротермальным низко-, среднетемпературным образованиям мезозойского возраста.

Л. П. КАРСАКОВ, Б. И. РОМАНОВ

(ДВТГУ)

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОЛЧЕДАНЫЙ УТЕС

На крайнем северо-востоке Амурской области в 1909—1910 гг. К. В. Гроховским открыто золоторудное месторождение Колчеданный утес.

В 1966 г. в процессе мелкомасштабной геологической съемки восточной части Станового хребта на этом месторождении и его окрестностях нами проведены поисковые работы — вскрыты и прослежены по простиранию канавами и опробованы рудные тела, проведено литогеологическое опробование масштаба 1:10 000 (сетка 100×20 м) на площади 3,8 км², пробурена скважина на глубину 26,8 м. На прилегающей к месторождению площади проведены крупномасштабные поисковые маршруты. Эти работы уточнили структурную позицию, геологию и вещественный состав руд месторождения.

В районе месторождения широко распространены глубокометаморфизованные нижнеархейские широксенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, в той или иной степени подверженные мигматизации, гранитизации и диафторезу. Месторождение Колчеданный утес приурочено к глубинному разлому, по которому приходят в соприкосновение ранние архейды Алданского массива с поздними архейдами Становой складчатой области. Вдоль зоны этого разлома в грабенах сохранились небольшие выходы рассланцованных конгломератов, песчаников и филлитовидных сланцев нижнего протерозоя (?). Район месторождения в мезозое испытал интенсивную тектоно-магматическую активизацию, сопровождавшуюся сводным поднятием и глыбовыми движениями, излиянием эффузивов и внедрением гранитоидов и многочисленных даек. Эффузивы сохранились лишь в небольших грабенах. Гра-

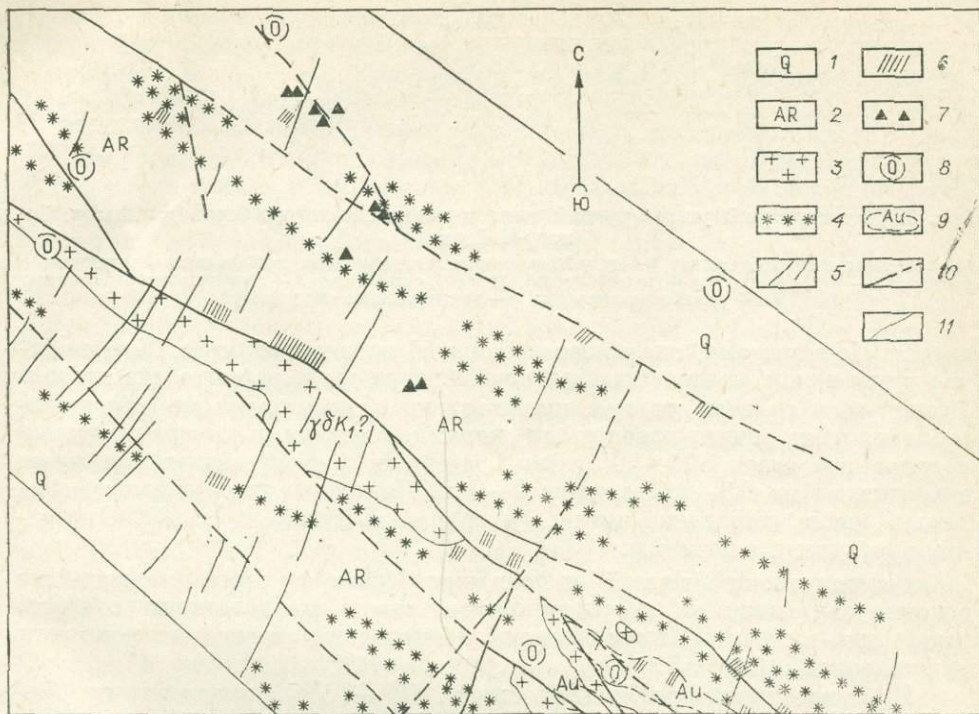


Рис. 1. Схема геолого-структурного положения месторождения Колчеданный утес. 1 — четвертичные отложения (Q); 2 — архейские пироксенсодержащие гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифилы, инъецированные гранитами (AR); 3 — раннемеловые (?) гранодиориты, кварцевые диориты (удк?); 4 — палеозойские (?) дайки габбро-диабазов; 5 — меловые дайки фельзитов, фельзит-, гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров, спессартитов; 6 — участки интенсивной пиритизации; 7 — свалы жильного кварца; 8 — участки окварцевания пород; 9 — спектрозолотометрические ореолы рассеяния золота; 10 — тектонические нарушения; 11 — границы интрузивных и стратиграфических контактов.

нитойды образуют крупные массивы. В районе месторождения в изобилии распространены дайки основного, среднего и кислого состава. Само месторождение локализовано среди кристаллических сланцев и гнейсов нижнего архея, инъецированных раннеархейскими гранитами и прорванных интрузиями раннемеловых (?) гранодиоритов и кварцевых диоритов и дайками палеозойских (?) габбро-диабазов и меловых фельзитов, фельзит-, гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых шорфиров и спессартитов (рис. 1). Архейские породы имеют северо-восточное падение под углами 20—40, реже до 80°. Они нарушены разрывами субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений. Рудная зона четко контролируется разрывным нарушением северо-западного направления, которое является оперяющим к более крупному субширотному разлому, проходящему вдоль правого борта долины р. Сологу-Чайдах. На отдельных участках месторождения проявлена интенсивная послерудная дизъюнктивная тектоника.

До сих пор под названием месторождение Колчеданный утес понимался и описывался коренной выход пиритизированных пород у подножия борта долины. Проведенные работы показали, что месторождение не ограничивается этим выходом, а продолжается в виде рудной зоны далее на северо-запад. В этом направлении зона не оконтурена. В юго-восточном направлении она перекрывается аллювием.

Горные работы нами проведены на двух участках. На первом, известном как месторождение Колчеданный утес, рудная зона прослежена канавами. Здесь, на высоте 60—70 м от уровня долины, зона выклини-

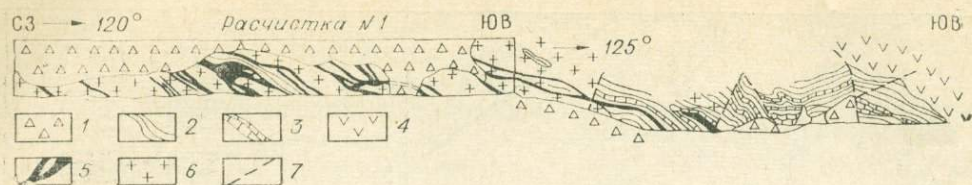


Рис. 2. Схематический разрез рудной зоны у подножия левого борта долины р. Сологу-Чайдах.

1 — делювиальные отложения; 2 — архейские пироксеносодержащие гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — кальцифиры; 4 — палеозойские (?) габбро-диабазы; 5 — кварц-пиритовые жилы; 6 — архейские граниты; 7 — тектонические нарушения.

вается. По-видимому, она имеет небольшой эрозионный срез. На юго-запад рудная зона прослеживается под аллювием, где вскрыта скважиной. Рудная зона на этом участке представлена сближенными кварц-пиритовыми и, реже, пирит-кварцевыми жилами, имеющими северо-восточное падение под углом 25—60°. Они разобцены вмещающими гнейсами и гранитами на 0,3—2,5 м, реже 5—7 м. Контакты жил неровные, волнистые, чаще достаточно четкие, реже расплывчатые (рис. 2). Отмечаются раздувы и пережимы.

Скважиной, пройденной у подножия борта долины, на глубине вскрыт ряд мощных кварц-пиритовых жил, это позволяет считать, что в юго-восточном направлении происходит увеличение мощности рудной зоны.

В составе руд преобладают пирит (20—70%), халькопирит (5—15%), магнетит (мушкетовит) (15—20%); реже встречаются гематит, совсем редко рutil, пирротин, сфалерит, кобальтин (?). Текстура руд вкрапленная, массивная, местами друзовая, брекчиевидная.

Среди нерудных минералов пирит образует вкрапленность, сложные агрегаты или прожилки. Зерна его трещиноватые и лимонитизированные по краям, содержат мелкие включения нерудных минералов и редкие мельчайшие зерна неправильной формы халькопирита, сфалерита, пирротина, кобальтина (?), гематита и магнетита.

Халькопирит присутствует в виде зерен таблитчатой и неправильной формы или тонких прожилковых выделений среди нерудных минералов и мушкетовита. Как правило, этот минерал находится в тесной ассоциации с пиритом и мушкетовитом, иногда заменяя последний.

Магнетит (мушкетовит) образует псевдоморфозы по пластинчатым выделениям гематита, сгруппированным в вытянутые параллельно-волокнистые и пучковидные агрегаты. Гематит сохраняется в виде мелких реликтовых пластинок.

Нерудный минерал составляет 30—70% рудной массы и представлен главным образом кварцем. Последний образует в большинстве случаев пористый или ячеистый каркас, а также отдельные прожилки и гнезда. Очень часто в мелких полостях и ячейках кварцевого каркаса наблюдаются друзы мелких кристаллов горного хрусталя, устилающих стенки полостей. Эти полости и все промежутки между кристаллами кварца в друзах заполнены пиритом.

На поверхности рудные тела интенсивно окислены. По первичным рудным минералам здесь развиваются лимонит, азурит, малахит, ярозит.

Последовательность выделения главнейших минералов в ходе рудообразования представляется в следующем виде: кварц — пирит — гематит — магнетит — халькопирит.

Золото в шлифах не обнаружено. Видимые пластинки золота размером 2×2 мм нами наблюдались в кварц-пиритовой жиле № 5. Наличие самородного золота установлено также промывкой рыхлой окисленной руды из пиритовых жил. По данным П. С. Бернштейна, золото встре-

чается в пирите в виде неправильных зерен величиной от 0,001 до 0,2 мм. Пробирный анализ пирита показал содержание золота 14,2—26,6 усл. ед. и серебра 1,4—21,0 г/т. Кроме того, спектральным анализом в пирите установлено содержание никеля, кобальта и меди до 0,01%, цинка до 0,02%, висмута до 0,003%, присутствие свинца, циркония.

Возраст рудной минерализации позднемезозойский. Она наложена на архейские граниты, палеозойские (?) габбро-диабазы, меловые диоритовые порфириды. В то же время оруденелые породы секутся наиболее поздними в районе дайками меловых фельзит-порфиров.

На продолжении рудоконтролирующего разлома к северо-западу известен еще ряд участков пиритизации с золотом. Так, в 300 м от месторождения Колчеданный утес наблюдаются пиритизированные породы. Содержание золота в пиритизированных породах невысокое. Далее, в 5 км северо-западнее первого участка, на продолжении одного и того же рудоконтролирующего разлома расположен второй участок. Здесь оруденение представлено зоной пиритизированных, турмалинизированных и грейзенизированных пород. На отдельных участках рудная зона имеет субмеридиональное простирание. Пирит образует неравномерную вкрапленность (до 15%), иногда мономинеральные гнезда (размером 2—4 см) или прожилки (0,5—3 мм). Турмалин (шерл) присутствует в виде радиально-лучистых агрегатов (размером 1—7 мм) в сравнительно значительных количествах (до 7%). В юго-восточной части второго участка в оруденелых породах, кроме золотоносного пирита, присутствуют халькопирит (до 5%) и редкие чешуйки молибдена, а также более поздние минералы — сфалерит, галенит, анкерит, барит. Литогеохимические пробы, отобранные здесь из делювия, содержат аномальные количества золота. Кроме того, к юго-западу от описанной главной рудоносной зоны месторождения, примерно параллельно ей, спектрозолотометрией выявлено два линейных ореола золота. В пределах ореолов рассеяния встречаются пиритизированные породы.

СОДЕРЖАНИЕ

Моисеенко В. Г. Условия образования золоторудных месторождений юга Дальнего Востока	3
Ялыничев Е. В. Особенности размещения золотого оруденения в центральной части Становой зоны	19
Эйриш Л. В. Золотоносные купола Селемджино-Кербицкого выступа с позиций гипотезы подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений	24
Чанышев И. С. Золотоносность Гонжинского выступа	28
Мельников В. Д., Сверкунова Т. В. Мобилизация золота из вмещающих пород при формировании золото-кварцевых жил Токурского рудного поля (Приамурье)	31
Остапенко Н. С. О вертикальной зональности гипогенной минерализации Токурско-Инокентьевского рудного поля	36
Эйриш Л. В. Токурское золоторудное месторождение и проблема поисков слепых рудных тел	43
Неронский Г. И., Добрая В. Т. Пробность золота и характер ее изменения в некоторых золотоносных районах Приамурья	45
Моисеенко В. Г., Сафронов П. П. Состав самородного золота и параметры кристаллической решетки сплавов золота с серебром	58
Рослякова Н. В., Цимбалист В. Г., Шугурова Н. А. Состав рудообразующих растворов Беркульского золоторудного месторождения	64
Мельникова Л. В. Стадии минерализации золоторудного месторождения Белая Гора (Нижнее Приамурье)	71
Горбатько О. И., Сверкунова Т. В., Курякова О. П. Некоторые особенности самородного золота и условия образования месторождений Аскольд и Фашидон (Приморье)	78
Росляков Н. А., Лапин Б. Н., Цимбалист В. Г. К геохимии золота пород Центральной Камчатки	81
Давыдов А. С. Распределение золота в палеозойских породах Анюйской складчатой зоны	88
Воскресенский С. С. Типы погребенных долин Приамурья и их золотоносность	
Васильев И. А., Старк А. Г., Степанов В. А. Золотая минерализация Сергачинской металлогенической зоны (Верхнее Приамурье)	93
Власов Н. Г., Власова Н. В. Сквозная золотоносная субмеридиональная структура, секущая Мамынский выступ Буреинского массива и Монголо-Охотский пояс	98
Коген В. С. Золотое оруденение Сутамского узла (Становой хребет)	104
Комаров И. П. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в бассейне среднего течения одной из рек Станового хребта	107
Карсаков Л. П., Романов Б. И. Золоторудное месторождение Колчеданный утес	114
	118

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Ответственный редактор
Валентин Григорьевич Моисеенко

Редакторы *Т. Н. Скопечных, Н. Г. Рязанова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегасев*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Н. В. Клопотная, Т. Н. Каплина*

Сдано в набор 10 июня 1975 г. Подписано к печати
20 апреля 1976 г. МН 01536. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага
типографская № 2. 8 печ. л., 11,2 усл. печ. л., 11,3 уч.
изд. л. Тираж 1500 экз. Заказ № 566. Цена 1 р. 13 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

2

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.**
Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей).
- Колесник Ю. Н.** Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах.
- Лапин С. С.** Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.
- Хоментовский В. В.** Венд.
- Николаева И. В.** Минералы группы глауконита в осадочных формациях.
- Рябов В. В., Золотухин В. В.** Минералы дифференцированных трапш.
- Велинский В. В.** Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент.
- Минералы по генетической и экспериментальной минералогии,** т. 10.
- Ножкин А. Д., Гавриленко В. А.** Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия.
- Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов).**
- Шахов Ф. Н.** Геология контактовых месторождений.
- Нестеренко Г. В.** Происхождение россыпных месторождений.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

УДК 553.411.550.84

Условия образования золоторудных месторождений юга Дальнего Востока. Моисеенко В. Г. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 3—19.

Рассмотрены данные газовой хроматографии включений в минералах, анализы водных вытяжек из кварца и самородного золота, а также температуры гомогенизации и декрепитации минералов золоторудных месторождений юга Дальнего Востока. Показано, что комплексное изучение физико-химических условий образования позволило не только охарактеризовать солевой и газовый состав флюидов, но также pH и Eh гидротерм. Приведены данные о эволюции гидротермальных растворов в процессе образования золоторудных месторождений и доказана зависимость пробы золота прежде всего от состава гидротермальных растворов и Eh—pH флюидов, отложивших золотины.

Илл. 6. Табл. 4. Библ. 39.

УДК 551.24:571.64

Особенности размещения золотого оруденения в центральной части Становой зоны. Ялыничев Е. В. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 19—24.

На основании анализа пространственного распределения месторождений золота делается вывод о преобладающей концентрации золотосных узлов среди метаморфических пород с повышенной осьюности. Выявлена приуроченность ряда узлов к узким грабенам среди антиклинальных структур. Рассматривается зависимость их размещения от развития магматических пород протерозойского и мезозойского возраста.

Библ. 9.

УДК 551.24; 551.41(571.6)

Золотосные купола Селемджино-Кербинского выступа с позиций гипотезы подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений. Эйриш Л. В. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 24—28.

Выявлена приуроченность золотосных узлов к куполовидным антиклиналям и куполам. Рассмотрены взаимоотношения золотого оруденения с метаморфизмом и углистым веществом. Приуроченность золотосности к структурным ловушкам в сводах куполовидных структур и их переклинальных замыканий рассматривается с позиций гипотезы подобия нефтяных и флюидальных рудных месторождений.

Илл. 1. Библ. 13.

УДК 553.41(571.61)

Золотосность Гонжинского выступа. Чанышев И. С. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 28—31.

Устанавливается наличие двух типов золотого оруденения, связанных парагенетически с внедрением нижнемеловых интрузий умеренно кислого состава и субвулканическим медовым магматизмом. Подчеркивается ведущая роль эрозийного среза в формировании россыпей золота в районе и рекомендуется использование этого фактора для поиска коренных источников. Оцениваются также перспективы выявления древних россыпей.

УДК 551.41(571.61)

Мобилизация золота из вмещающих пород при формировании золото-кварцевых жил Токурского рудного поля (Приамурье). Мельников В. Д., Сверкунова Т. В. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 31—36.

Анализируются метаморфические преобразования рудовмещающих толщ и их взаимоотношения с золоторудными кварцевыми жилами. На основании более чем 500 количественных определений золота во вмещающих золоторудные кварцевые жилы породах (морские терригенные толщ, метасоматические кварциты и контактовые роговики Нингаллинского массива гранитоидов) и расчета баланса золота показано, что достаточное количество золота для формирования жил могло быть заимствовано из вмещающих пород.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 553.41(571.61)

О вертикальной зональности гипогенной минерализации Токурско-Инноктеевского рудного поля. Остапенко П. С. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 36—42.

Установлена идентичность зональности жил и их первичных ореолов, заключающаяся в преимущественном отложении вольфрама, мышьяка, бора, отчасти цинка на более глубоких горизонтах жил и ореолов, а свинца, серебра, ртути и самородного золота — на верхних уровнях жил и ореолов. По типу зональности отложения.

Табл. 3. Библ. 7.

Токурское золоторудное месторождение и проблема поисков слепых рудных тел. Эйриш Л. В. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 43—45.

Описано мезотермальное золото-кварцевое месторождение малосульфидной формации, залегающее во флишевой толще палеозоя.

Рудные жилы прорваны дайками диабазовых и диоритовых порфиритов и штоками кварцевых диоритов и кварцевых сиепит-диоритов, которые внедрились вдоль до-рудных поперечных разломов. В узлах пересечения рудных жил с этими разломами сформировались рудные столбы.

Геолого-минералогические данные указывают на менее глубокий эрозионный срез восточного фланга рудного поля, поэтому в пределах последнего рекомендуется искать слепые рудные жилы.

Ил. 1. Библ. 5.

Пробность золота и характер ее изменения в некоторых золотоносных районах Приамурья. Неронский Г. И., Добрая В. Т. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 45—58.

На основании многочисленных анализов рассмотрены закономерности изменения пробности золота в золоторудных районах Приамурья. Установлена связь пробности золота в россыпях с пробностью золота коренных источников. На основании характера ее изменения высказываются соображения об особенностях золоторудной минерализации и глубине эрозионного среза.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 20.

Состав самородного золота и параметры кристаллической решетки сплавов золота с серебром. Моисеев В. Г., Сафронов П. П. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 58—64.

Золото с серебром образуют непрерывный ряд твердых растворов замещения. В связи с этим в природных условиях следовало бы ожидать существование минералов, содержащих золото и серебро во всех пропорциях. В действительности широко распространено золото с примесью серебра и серебро с примесью золота, а промежуточные золото-серебряные минералы встречаются сравнительно редко.

Изучение параметров кристаллической решетки сплавов золота с серебром показало, что в области 70 ат. % Au параметры кристаллической решетки минимальны. В области сплавов 70—80 ат. % Au установлено максимальное отклонение кривой летучести от закона Рауля. В природных условиях чаще всего встречается самородное золото с пробой 700—900 — энергетически наиболее устойчивое.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 8.

Состав рудообразующих растворов Берикунского золоторудного месторождения. Рослякова Н. В., Цимбалет В. Г., Шугурова Н. А. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 64—71.

Приводятся результаты определения состава растворов включений в кварцах различных стадий Берикунского месторождения методом водных вытяжек содержимого включений и ультрамикрхимическим методом газового анализа индивидуальных включений.

Установлено возрастание содержания золота от ранних минералов к минералам продуктивной стадии включительно.

Табл. 5. Библ. 19.

Стадии минерализации золоторудного месторождения Белая Гора (Нижнее Приамурье). Мельникова Л. В. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 71—78.

На основании изучения жильного выполнения и околожильных изменений доказывается пульсационный характер поступления минералообразующих растворов. Выделяется три стадии минералообразования, для которых приводятся данные о температурных изменениях и характере растворов. Рассмотрены закономерности пространственного размещения минеральных ассоциаций каждой стадии.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 10.

УДК 553.411(571.63)

Некоторые особенности самородного золота и условия образования месторождений Аскольд и Фашидон (Приморье). Горбатов О. И., Сверкунова Т. В., Курыкова О. П. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 78—81.

Дается краткая характеристика строения золоторудных месторождений, минералогических особенностей рудных тел и золота. На основе данных спектральных анализов рассматриваются изменения содержания элементов-примесей рудного золота в сравнении с россыпным, а также в кварцевых жилах. Приводится химический состав руд и рудообразующих растворов.

Табл. 4.

УДК 550.42+546.59(571.66)

К геохимии золота пород Центральной Камчатки. Росляков Н. А., Лапин Б. Н., Цимбалист В. Г. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 81—88.

Приводятся данные о распределении золота в гидротермальноизмененных породах Огачинского рудного поля. Отмечается, что оно имеет много общего с распределением в породах древних золоторудных провинций. Делается вывод, что крайне неравномерное распределение золота может служить генетическим критерием для поисков золоторудных месторождений.

Табл. 3. Библ. 22.

УДК 551.411(571.65)

Распределение золота в палеозойских породах Аюйской складчатой зоны. Давыдов А. С. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 88—93.

Приводятся данные о содержании золота в палеозойских породах и триасовых амфиболитах Аюйской складчатой зоны, основанные на результатах спектрохимического анализа.

Табл. 2. Библ. 9.

УДК 551.24(571.64)

Типы погребенных долин Приамурья и их золотеносность. Воскресенский С. С. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 93—98.

На основании геоморфологического анализа выделены типы погребенного рельефа на территории Приамурья и даны перспективы обнаружения погребенных россыпей золота.

УДК 553.41:551.24(571.61)

Золотая минерализация Сергачинской металлогенической зоны (Верхнее Приамурье). Васильев И. А., Старк А. Г., Степанов В. А. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 98—104.

Рассматривается блоковое строение Сергачинской металлогенической зоны. Описываются многочисленные проявления золота. Доказывается связь золотой минерализации с двумя этапами позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

Ил. 1. Библ. 3.

УДК 551.24; 553.41(571.61)

Сквозная золотоносная субмеридиональная структура, секущая Мамынский выступ Буреинского массива и Монголо-Охотский пояс. Власов Н. Г., Власова Н. В. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 104—107.

Помимо ранее известных субширотных структур, в участке сочленения Буреинского массива и Монголо-Охотской складчатой области выделяется поперечная сквозная субширотная структура, которая существенно повлияла на геологическое развитие территории, так и на особенности металлогении золота и ряда других элементов.

Ил. 1. Библ. 9.

УДК 553.41(571.64)

Золотое оруденение Сутамского узла (Становой хребет). Коген В. С. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 107—114.

Золоторудные проявления представлены кварц-пирит-пирротиновыми, кварц-пирит-арсениопиритовыми, кварц-карбонат-полисульфидными и кварц-халцедон-карбонатными жилами и штокверковыми зонами, которые сопровождаются россыпями золота. Вещественно-структурные особенности коренных проявлений определяются их принадлежностью к мало- и убогосульфидным формациям, локализацией среди различных пород и в различных структурных этажах.

Ил. 1. Библ. 9.

УДК 553.411:551.243(571.61)

Некоторые особенности локализации золотого оруденения в бассейне среднего течения одной из рек Станового хребта. Комаров И. П. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 114—119.

Излагается геологическое строение бассейна среднего течения р. Гиллой, приводится характеристика золоторудных проявлений. Отмечается тесная связь золотой минерализации с разрывной тектоникой и выделяются условия, наиболее благоприятные для локализации золотого оруденения.

Ил. 1.

УДК 551.24(571.61)

Золоторудное месторождение Колчеданный утес. Карсаков Л. П., Романов Б. И. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 119—121.

На основании известных ранее и полученных автором материалов дается описание морфологии рудных тел месторождения, минерального состава руд и распределения в них золота, характеризуется строение и золотоносность прилегающей территории.

Ил. 2.

Цена 1 р. 13 к.

1673