

В. Г. МОИСЕЕНКО

М. А. МИХАЙЛОВ

В. Г. САХНО

**ПОВЕДЕНИЕ
ЗОЛОТА И СЕРЕБРА
ПРИ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ,
ВУЛКАНИЗМЕ
И МЕТАМОРФИЗМЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

553.41

В. Г. МОИСЕЕНКО, М. А. МИХАЙЛОВ, В. Г. САХНО

Поведение золота
и серебра
при осадконакоплении,
вулканизме
и метаморфизме

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск, 1974



УДК 550.42

На основании большого количества спектрохимических и спектральных анализов рассматривается характер распределения золота и серебра в различных осадочных породах, в пирокластах и лавах эффузивных формаций вулканических зон Дальнего Востока, а также поведение этих элементов в вулканических процессах и при метаморфизме. Устанавливается зависимость содержания золота и серебра от генезиса вулканитов, состава фундамента, характера метаморфизирующих растворов и их активности в поствулканических процессах.

Книга рассчитана на геологов различного профиля, а также работников научных учреждений и производственных организаций, занимающихся поиском рудных месторождений.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук **С. С. Зимин**

М $\frac{20804-773}{055(02)-74}$ 605-74

© Издательство «Наука», 1974

ВВЕДЕНИЕ

Золото и серебро являются типоморфными элементами Тихоокеанского рудного пояса. Выявление главных особенностей связи характера распределения золота и серебра в геосинклинальных вулканогенно-осадочных и постгеосинклинальных вулканогенных комплексах, а также закономерностей миграции и отложения этих элементов позволит более точно расшифровать генезис золоторудных и золотосеребряных месторождений и целенаправленнее проводить поиски новых месторождений.

Большой и сложной проблеме генезиса эндогенных месторождений золота в последние годы уделяется все большее внимание. На примере изучения различных структурных зон и рудных районов многими исследователями предпринималась попытка выявить характер условий образования магм на различных этапах развития складчатых областей, особенности их эволюции в пространстве и во времени и установить связь с ними эндогенной минерализации. Однако, несмотря на пристальное внимание к этой проблеме, многие ее аспекты до сих пор являются дискуссионными. Естественно, что более углубленное решение основных вопросов рудообразования возможно лишь после накопления нового и обобщения всего имеющегося фактического материала по наиболее интересным регионам. В качестве объектов исследования взято несколько структурно-фациальных зон Дальнего Востока, отличающихся структурным положением, составом фундамента, глубинным строением, характером и составом эффузивных формаций, генезисом магм, типом золотой минерализации, постмагматическими процессами.

Это позволило не только рассмотреть вопросы поведения золота и серебра в зонах с различными процессами осадконакопления, вулканизма и метаморфизма, но и в какой-то степени подойти к проблеме источников этих элементов.

В настоящей работе главным образом излагаются результаты исследований за последние 5—6 лет. Эти результаты можно рассматривать как продолжение геохимических исследований распределения золота в породах Тихоокеанского пояса, основные данные по которым ранее были опубликованы (Моисеенко и др., 1971).

В главе I, составленной М. А. Михайловым по материалам изучения принципиальных опорных разрезов палеозоя и мезозоя различных структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей, сделана попытка обобщения характера распределения золота и серебра в вулканогенно-осадочных формациях Дальнего Востока. В главе II (автор В. Г. Сахно) рассмотрены генетические особенности мезокайнозойских вулканитов внутриматериковых зон и окраинно-материкового пояса Дальнего Востока, дана их петрохимическая характеристика и приведены материалы по особенностям распределения золота и серебра. Основное внимание в главе III (В. Г. Моисеенко) уделено вопросам поведения золота при метаморфизме и метасоматозе. Оценка критериев метаморфизма самородного золота основана не толь-

ко на геологических материалах, но и на экспериментальных данных. Последняя глава составлена всеми авторами монографии. В этой главе на обобщенном материале показан характер геохимической специализации вулканитов и вулканогенно-осадочных геосинклинальных комплексов, являющихся их основанием. Разбирается вопрос о влиянии химических потенциалов активных элементов (прежде всего щелочей) на распределение золота и серебра в магматическом и рудном процессе; делается предположение о различных источниках золота в разных структурно-фациальных зонах.

Определения золота, приведенные в работе, выполнены спектрохимическим методом по варианту Н. Т. Воскресенской и др. (1965) с повышенной чувствительностью ($2 \cdot 10^{-8}\%$); достигнута удовлетворительная сходимость полученных результатов с данными нейтронно-активационного контроля. Серебро определялось спектральным количественным методом с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}\%$.

Кроме материалов авторов, использованы коллекции образцов, любезно предоставленные В. Д. Мельниковым, Г. И. Неронским, И. И. Фатьяновым, С. А. Щеккой. Анализы пород на золото и серебро выполнены Н. Е. Оленевской, Л. Г. Пироговой, И. И. Никитенко, исследования на микрозонде выполнены И. М. Романенко. Пользуясь случаем, авторы выражают благодарность всем перечисленным товарищам.

Глава I

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Вопросы, связанные с изучением золота, рассеянного в осадочных породах, в последние годы привлекают многих исследователей. Повышенный интерес к этой проблеме объясняется тем, что по мнению ряда исследователей именно осадочные породы могут являться источником для некоторых коренных месторождений золота.

Так, по данным В. А. Серебрякова и Л. В. Фирсова, вполне вероятно, что многие месторождения золота Северо-Востока СССР сформированы в результате мобилизации металла из осадочно-метаморфических толщ (Серебряков, 1963; Фирсов, 1964). На возможность метаморфогенного и даже осадочно-метаморфогенного генезиса месторождений золота, не связанных с магматическими породами, указывали некоторые исследователи. Есть сведения о том, что источником золота в центральной части Ленского золотоносного района являются осадочные породы, в которых перераспределение и концентрация металла обязана региональному метаморфизму (Буряк, 1966). Аналогичные соображения высказывались и относительно генезиса некоторых месторождений Приамурья (Моисеенко, 1965; Усенко, 1969). На возможность «укрупнения» тонкодисперсного золота осадочных пород в результате метаморфизма неоднократно отмечали Р. В. Нифонтов (1960), В. К. Чайковский (1963, 1966), В. Я. Легедза (1969) и др. В связи с этим особенно важно подчеркнуть, что процесс «укрупнения» золота в результате метаморфизма доказан в лабораторных условиях, а правильность полученных выводов проверена на примере изучения некоторых месторождений Приамурья, о чем будет сказано ниже.

Данных по распределению золота в различных породах из-за чрезвычайных трудностей в определении его кларковых содержаний очень мало. Недаром А. П. Виноградов при составлении первой сводки по распределению химических элементов в земной коре отмечал, что имеющиеся к тому времени материалы позволили лишь с известной осторожностью говорить о его содержаниях в породах в количествах порядка $n \cdot 10^{-7}\%$, с увеличением в основных магматических породах до $n \cdot 10^{-6}\%$ (Виноградов, 1956).

Судя по последним данным А. П. Виноградова, кларк золота для литосферы составляет $4,3 \cdot 10^{-7}\%$. Разброс содержаний золота в главных типах изверженных пород, по результатам этого исследователя, весьма незначителен; концентрации золота в кислых, основных и ультраосновных породах равны соответственно $4,5 \cdot 10^{-7}$; $4 \cdot 10^{-7}$; $5 \cdot 10^{-7}\%$; в каменных метеоритах (хондритах) содержание золота повышается до $1,7 \cdot 10^{-5}\%$ (Виноградов, 1962). К почти аналогичным выводам о независимости содержаний золота от состава магматических пород пришли Винсент, Крокет (Vincent, Crocket, 1960a, б), а также Де Грация и Хаскин (De Grazia, Haskin, 1964).

На основании изучения геохимии золота Алтае-Саянской складчатой области, Западной Чукотки и некоторых других районов Ю. Г. Щербakov установил определенную зависимость содержаний золота от

типов магматических пород (Щербаков, 1967). Характеризуя распределение золота в магматических комплексах, он приводит следующие содержания этого элемента: в гранитах — $2 \cdot 10^{-7}\%$, гранодиоритах — $2,4 \cdot 10^{-7}$, сиенитах — $4,4 \cdot 10^{-7}$, габбро — $8,2 \cdot 10^{-7}$, гипербазитах — $1,1 \cdot 10^{-7}$, риолитах — $4,7 \cdot 10^{-7}$, порфирах и диабазах — $4,9 \cdot 10^{-7}\%$.

Для выяснения поведения золота в процессе кристаллизации магматических расплавов большое значение имеют данные о содержании золота в отдельных минералах, слагающих магматические породы. Интересные цифры по характеру распределения золота в мономинеральных фракциях различных пород приводит Ю. Г. Щербаков (1967).

Наиболее высокие концентрации золота характерны для сульфидов и магнетита. Что касается других минералов, то Ю. Г. Щербаков отмечает понижение содержания золота от железомagneзиальных силикатов к полевым шпатам, что согласуется с более высоким содержанием золота в основных и более железистых породах. Сам Ю. Г. Щербаков считает, что на основании анализа гистограмм частот распределения более или менее истинными можно принять лишь средние содержания золота в полевых шпатах, мусковите и биотите (Щербаков, 1967).

Распределение золота в основных типах осадочных образований изучено крайне слабо. Некоторые результаты определений представлены в табл. 1.

Интересны также данные по концентрации золота в углях и почвах. По В. М. Гольдшмиду, в золе углей Рурского бассейна и Англии содержания золота достигают $1 \cdot 10^{-6}\%$ (Звягинцев, 1941). Обобщенных материалов по содержанию золота в углях СССР нет. Некоторое представление об этом можно получить из работы А. З. Юровского (1968). Из приведенных в этой работе материалов видно, что колеба-

Таблица 1

Среднее содержание золота в различных типах осадочных и метаморфических пород

Порода	Au ($n \cdot 10^{-7}\%$)	Источник
Глинистые сланцы (Алтае-Саянская область)	3,9	Щербаков, 1967
Аргиллиты, глинистые сланцы (Западная Чукотка)	1,7	То же
Глинистые породы	2,0—3,0	Аношин, Павлова, 1966
Песчаники, алевролиты (Алтае-Саянская область)	3,2	Щербаков, 1967
Песчаники, алевролиты (Западная Чукотка)	1,6	То же
Известняки (Алтае-Саянская область)	3,2	»
Известняки (Западная Чукотка)	1,8	»
Соли (галит)	1,7	Аношин, Павлова, 1966
Осадочные железные руды	10—20	То же
Фосфориты	$> 0,0005$	»
Фосфориты	До 30	Ясырев, 1964
Доломиты	До 30	То же
Глинистые породы	5—143	Никитин, 1964
Песчаники	$6,0 \pm 3,5$	De Grazia, Haskin, 1964
Глинистые сланцы	$4,7 \pm 1,6$	То же
Карбонатные породы	$2,5 \pm 1,4$	»
Песчаники	2,5	Rhan, 1965
Аргиллиты	5,5	То же
Глинистые сланцы	2,5	»
Карбонатные породы	2,5	»
Песчаники	2,5	Воскресенская, Зверева, 1968
Глинистые сланцы	2,7	То же
Карбонатные породы	1,0	»
Метаморфические породы (гнейсы и кристаллические сланцы)	4,3	Щербаков, 1967
Среднее содержание в осадочных породах (глины и сланцы)	1,0	Виноградов, 1962

ния концентрации золота в разных типах углей достигают трех порядков. Максимальные содержания золота, достигающие 1 г/т в золе, характерны для углей отдельных участков Первомайского месторождения Челябинского бассейна.

Высокие содержания золота, судя по весьма немногочисленным данным, отмечаются в почвах Чехословакии: $1,8 \cdot 10^{-5}$ — $3,5 \cdot 10^{-5}$ в почвах и до $5 \cdot 10^{-5}\%$ в их гумусовых горизонтах (Фосс, 1966). В почвенно-растительном слое некоторых золоторудных районов, как и в материнских породах, среднее содержание золота составляет около 0,011 г/т. Крайне неравномерное распределение металла отмечается в почвах и почвообразующих породах в пределах различных участков золоторудных площадей (Аношин, Павлова, 1966).

В гидросфере, по О. Е. Звягинцеву, содержится около $1 \cdot 10^{-9}\%$ золота (Звягинцев, 1941). Повышенные концентрации золота характерны для вод всех рек и источников, расположенных в золотоносных районах (около $3 \cdot 10^{-6}\%$); в рудничных водах содержание золота обычно на порядок выше (Аношин, Павлова, 1966).

О содержании золота в морской воде имеются весьма неравноценные данные. Первые определения золота в морской воде, выполненные в конце XIX в., по всей вероятности, завышены из-за несовершенства аналитических методов. Нет полной уверенности и в том, что определения золота в водах морей и океанов, проведенные разными исследователями в последние десятилетия, сопоставимы друг с другом. По мнению А. П. Виноградова, наиболее надежными следует считать, по видимому, данные Ф. Хабера (Виноградов, 1967). Во всяком случае, первые подсчеты общего содержания золота в морской воде, выполненные С. Аррениусом, весьма внушительные (8 млрд. т из расчета содержания 6 мг/т в воде), однако они явно преувеличены (Виноградов, 1967). Средние содержания золота в воде океанов, по данным А. П. Виноградова, составляют $4 \cdot 10^{-10}\%$.

Формы нахождения золота в морской воде изучены еще недостаточно. Считается, что золото, вероятнее всего, присутствует здесь в трех формах: в виде суспензии микроскопических золотинок или коллоидов, в ионной форме (AuCl_2^- и AuCl_4^-) и в виде золотоорганических соединений (Виноградов, 1967). Наиболее распространен, как показывают исследования последних лет, комплексный анион типа AuCl_2^- .

Первые немногочисленные сведения по характеру распределения золота в современных морских и океанических осадках получены буквально в последние годы. Анализ имеющихся материалов (табл. 2) не позволяет однозначно ответить на многие вопросы генетической связи золота с определенными типами осадков Мирового Океана. Так, по единичным данным отмечаются весьма значительные концентрации золота в глубоководных осадках некоторых районов Атлантического океана (De Grazia, Haskin, 1964). Содержания золота в осадках Балтийского, Черного, Средиземного морей и северной части Атлантического океана колеблются в широких пределах — от $0,1 \cdot 10^{-7}$ до $150 \cdot 10^{-7}\%$ (Аношин, Емельянов, Пережогин, 1969). В современных морских осадках, по данным этих исследователей, наиболее часто содержание золота $(3-6) \cdot 10^{-7}\%$, т. е. близко или несколько выше кларковых концентраций золота в осадочных породах.

Четкой зависимости между содержаниями золота и размерами частиц из-за недостаточности данных не установлено. Интересные результаты приводят Г. Н. Аношин и др. (1969) о повышенных концентрациях золота в осадках, обогащенных пирокластическим материалом. Необходимо отметить еще одну деталь, выявленную этими исследователями. На площадное распределение золота в осадках морей с нормальной соленостью в первую очередь, вероятнее всего, влияет первичная металлогеническая специализация питающей провинции.

Среднее содержание золота в донных осадках Атлантического океана

Тип осадка	Количество анализов	Au ($\mu \cdot 10^{-2}\%$)	Источник
Красная глина (Бразильская котловина, глубины 343—887 см)	—	4,2—31,0	De Grazia, Haskin, 1964 (по Аношину и др., 1969)
Глубоководные терригенные осадки (Аргентинская котловина, глубины 100—1045 см)	—	3,1—17,3	То же
Терригенные осадки (пески, алевриты, илы) прибрежных районов Балтийского моря	10	$\frac{0,1-5,4}{3,0}$	Аношин, Емельянов, Пережогин, 1969
Терригенные илы Черного моря	10	$\frac{2,0-24,0}{6,0}$	То же
Терригенные илы Средиземного моря	20	$\frac{1,1-9,0}{3,8}$	»
Терригенные осадки (пески, алевриты, илы) Атлантического океана	21	$\frac{0,6-4,2}{1,3}$	»
Известковые биогенные осадки (ракушники, пески, алевриты) и хемогенные илы Черного моря	11	$\frac{4,6-150,0}{20,4}$	»
Известковые биогенные осадки (пески, алевриты, илы) Средиземного моря	46	$\frac{1,1-6,5}{3,1}$	»
Известковые биогенные пески и илы Атлантического океана	9	$\frac{0,7-3,4}{1,5}$	»
Вулканокластические мелкоалевритовые илы (5—10% пирокластического материала основных пород) Атлантического океана (район о-ва Исландия)	5	$\frac{0,5-15,0}{4,2}$	»
Вулканокластические мелкоалевритовые илы (преобразует пирокластический кислых пород) Средиземного моря (лагуна Санторин)	1	14,0	»

До недавнего времени, вслед за О. Е. Звягинцевым (1941), существовало мнение о рассеянном состоянии золота в породах и о приуроченности значительной его части к сульфидам (Нифонтов, 1960; Легедза, 1966; и др.). Ю. Г. Щербаков (1967) получил новые материалы, выявляющие, по его мнению, положительную корреляционную зависимость между золотом, с одной стороны, и магнем, железом и медью — с другой. Этот автор предполагает вполне возможную химическую связь золота с силикатами глубинных пород; генетическая связь, по его данным, должна сохраняться и в обломочных осадочных породах.

Весь приведенный выше материал свидетельствует о том, что характер распределения золота в различных образованиях, и в первую очередь осадочных, пока еще неясен. Обобщенных данных по характеру распределения серебра в осадочных породах очень мало, поэтому в настоящее время невозможно оценить даже в первом приближении тенденцию поведения этого элемента в осадкообразовательном процессе.

Выявление региональных кларков золота и серебра территорий с различным геологическим строением должно, по нашему мнению, помочь решению многих задач теоретического и практического значения, в том числе и решению кардинальной проблемы баланса золота и серебра в земной коре.

Основные идеи по тектоническому районированию южной части Дальнего Востока изложены во многих сводных работах, из которых наибольшее значение имеют, на наш взгляд, исследования А. З. Лазарева (1937), Ю. М. Шейнмана (1937), П. Н. Кропоткина (1954), В. В. Онихимовского (1960), Л. И. Красного (1960, 1962, 1966, 1973), М. С. Нагибиной (1963), А. М. Смирнова (1963) и некоторых других. Почти все исследователи, несмотря на различные точки зрения относительно возраста и названий отдельных структур (в основном древних — домезозойских), сходятся на том, что мезозойскую складчатую область Сихотэ-Алиня на западе обрамляют жесткие, типа платформенных, структуры.

В современном структурном плане, по данным этих исследователей, в пределах юга Дальнего Востока выделяются следующие основные элементы.

На северо-западе рассматриваемой территории располагается складчатая зона Становика-Джугджура, формирование которой завершилось еще в протерозое (Красный, 1962). Южнее находится зона сложного строения — Монголо-Охотская складчатая область. В ее пределах четко обособляется серия поднятий: Джагдинское, Тыльско-Шантарское и Тугурское, которые обычно объединяются под названием Джагдинского горстантиклинория. Формирование этой структуры, по мнению многих исследователей (Красный, 1962; Нагибина, 1963; Смирнов, 1963), в основном закончилось в раннем — среднем палеозое. Как полагает Н. П. Васильковский (1968), в Монголо-Охотской складчатой зоне седиментация в геосинклинальных условиях протекала также и на протяжении большей части мезозоя.

Южнее собственно Монголо-Охотской складчатой области выделяется крупная сино-кембрийская структура сложного строения — Буреинский массив, переработанная палеозойскими и мезозойскими интрузиями. Восточнее Буреинского массива располагаются Ниманский и Ванданский антиклинории (поднятия), формирование которых, по мнению многих исследователей, закончилось в основном в позднем палеозое. А. М. Смирнов считает, что Буреинский массив (совместно с обрамляющими его палеозойскими структурами) относится к структурам северо-восточного выступа Китайской платформы; последняя отделена от складчатой области Становика-Джугджура Джагдинской (собственно Монголо-Охотской) зоной палеозойско-мезозойской складчатости (Смирнов, 1963). По мнению М. С. Нагибиной, Джагдинская зона и Буреинский массив имеют много общих черт в истории геологического развития, особенно в мезозойское время (Нагибина, 1963). Мы присоединяемся к точке зрения М. С. Нагибиной и к Монголо-Охотской складчатой области относим все районы допалеозойской и палеозойской складчатости (Буреинский массив, Джагдинское, Ниланское и Ванданское поднятия) и ряд мезозойских прогибов (Удский, Торомский и Буреинский), заложенных на жестком гетерогенном основании.

Восточнее Монголо-Охотской располагается Сихотэ-Алинская складчатая область, формирование которой завершилось в конце мезозоя. В пределах рассматриваемой части Сихотэ-Алинской складчатой области выделяются Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий (или Главный синклинорий Сихотэ-Алиня) на востоке и Горинский с Амгуньским синклинорием — на западе, разделенные Центральным Сихотэ-Алинским антиклинорием (Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня), складчатая структура которого образовалась к концу позднего палеозоя.

Для общей структуры юга Дальнего Востока большое значение имеют вулканогенные пояса и зоны, формирование которых связано с крупными долгоживущими разломами. Среди этих структурных эле-

ментов выделяются зоны, тяготеющие к районам сочленения жесткого массива Монголо-Охотской области с мезозойским складчатым обрамлением и линейно-вытянутые вулканические пояса, отражающие специфические черты развития Тихоокеанской провинции на поздних этапах. Вулканические пояса и зоны Дальнего Востока детально охарактеризованы в следующей главе.

ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Содержание золота и серебра в осадочных образованиях Дальнего Востока основано на оценке характера распределения этих элементов в разных типах пород из опорных разрезов различных структурно-фациальных зон Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей. При сборе и обработке каменного материала применялась общепринятая при литологических исследованиях методика. Необходимо лишь подчеркнуть, что все образцы отбирались в районах, удаленных от выходов интрузивных пород на расстояние не менее 5 км, в большинстве случаев — 15—20 км и более. Анализу подвергались, как правило, свежие образцы, в наименьшей мере затронутые эпигенетическими процессами. При таком подходе к опробованию опорных разрезов естественнее всего ожидать, что характер распределения золота и серебра в изученных осадочных породах должен быть тесно связан с первично-осадочными процессами.

При обработке результатов анализов преследовалась двойная цель: определить концентрации золота и серебра не только в литологических разновидностях пород, но и в естественных, парагенетически связанных комплексах пород — формациях. Последнее приобретает особенно важное значение при общей оценке металлоносности вулканогенно-осадочных образований различных структурно-фациальных зон рассматриваемой территории, потому что именно формации как носители определенных условий тектогенеза и литолого-фациальных обстановок осадконакопления должны отражать геохимические черты распределения того или иного элемента. Кроме того, при рассмотрении процесса мобилизации рудного вещества из осадочных пород в первую очередь, по-видимому, надо учитывать повышенные концентрации какого-либо элемента в формации, а не в отдельных типах пород.

Необходимо оговориться, что единый принцип при выделении формаций в различных зонах не всегда выдержан до конца, и в этом вопросе мы придерживаемся взглядов Н. П. Васильковского, изложенных в одной из его работ при описании особенностей развития северо-западной ветви Тихоокеанского пояса (Васильковский, 1968). Поэтому названия одних выделенных формаций (угленосная, молассовая, флишоидная) отвечают тому генетическому смыслу, который вкладывается в настоящее время большинством исследователей, а в названиях других (вулканогенно-терригенная, терригенно-кремнисто-вулканогенная и др.) отражена лишь литолого-фациальная характеристика этих отложений.

Рассмотрим имеющийся в нашем распоряжении материал. В связи с тем, что данных по содержанию золота и серебра в осадочных породах вообще очень мало, мы считаем необходимым привести здесь все результаты определения золота и серебра в вулканогенно-осадочных образованиях Дальнего Востока.

Сихотэ-Алинская складчатая область

Характер распределения золота и серебра в допалеозойских и нижне-среднепалеозойских формациях Сихотэ-Алинской складчатой области фактически не изучен. Те немногочисленные сведения по содер-

Таблица 3

Содержание золота и серебра в кремнисто-терригенной формации палеозоя Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (бассейн Бол. Уссурки)

№ обр.	Au ($n \cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($n \cdot 10^{-6}$ %)	Au/Ag	№ обр.	Au ($n \cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($n \cdot 10^{-6}$ %)	Au/Ag
<i>Песчаник</i>				Среднее содержание в известняках			
1130	3,8	2,3	0,165	1173	1,5	Не обн.	—
1131	3,0	2,1	0,150	1180	0,09	—	—
1133	0,4	3,0	0,013	Среднее квадратичное отклонение			
1142	0,3	3,0	0,010		0,04	—	—
1146	0,3	0,7	0,043	<i>Яшма</i>			
Среднее содержание в песчаниках				1173	1,3	2,0	0,65
Дисперсия				1180	1,4	3,2	0,044
Среднее квадратичное отклонение				<i>Кремнистая порода</i>			
	1,71	0,94	0,0761	1182	2,3	2,8	0,082
<i>Алевролит</i>				1188	1,4	28,0	0,005
1135	2,0	1,2	0,067	1196	3,1	Не опр.	—
1139	1,4	1,4	0,100	1198	1,2	0,4	0,300
1143	0,4	1,5	0,027	1210	0,7	0,9	0,078
1149	2,0	1,2	0,167	Среднее содержание в кремнистых породах			
1155	2,4	1,6	0,150	Среднее содержание в известняках	1,60	1,90	0,084
1199	1,0	0,5	0,200	Дисперсия	0,65	6,37	0,0109
Среднее содержание в алевролитах				Среднее квадратичное отклонение	0,81	2,52	1,1049
Дисперсия				Среднее содержание в формации			
Среднее квадратичное отклонение				Дисперсия	1,23	2,84	0,0071
	0,74	0,40	0,0657	Среднее квадратичное отклонение	1,11	1,68	0,0847
<i>Известняк</i>				Среднее содержание в формации			
1174	1,2	Не обн.	—	Дисперсия	1,5	1,8	0,083
1179	1,8	»	—	Среднее квадратичное отклонение	1,23	2,84	0,0071

Примечание. В табл. 3—10 значения величин дисперсий для золота — $n \cdot 10^{-14}$, серебра — $n \cdot 10^{-12}$.

жанию золота в древних породах Ханкайского массива, которые имеются в работе В. Г. Моисеенко и др. (1971), вряд ли могут претендовать на исчерпывающую информацию.

Наибольший интерес, на наш взгляд, представляет выявление особенностей распределения золота и серебра в разрезах двух главных типов структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской складчатой области — Главном антиклинории и Главном синклинории (Восточно-Сихотэ-Алинском прогибе). Действительно, именно эти две главные структуры Сихотэ-Алиня, сложенные вулканогенно-осадочными формациями, являются фундаментом позднемеловых — палеогеновых вулканитов, с которыми генетически связано большинство золото-серебряных рудопоявлений.

В пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня развит мощный (до 8000—10 000 м) комплекс глинистых и кремнистых пород, алевролитов, песчаников, иногда туфогенных, с линзами известняков и основ-

Содержание золота в кремнисто-терригенной формации палеозоя Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (бассейн Уссури)

№ обр.	Au ($n \cdot 10^{-7}\%$)	№ обр.	Au ($n \cdot 10^{-7}\%$)
<i>Песчаник</i>		<i>Глинистый сланец</i>	
1000/545	0,4	600/89	1,2
1000/548	1,6	600/95	0,5
1000/562	0,2	600/101	0,1
Среднее содержание в песчаниках	0,7	Среднее содержание в глинистых породах	0,6
Дисперсия	0,58	Дисперсия	0,31
Среднее квадратичное отклонение	0,76	Среднее квадратичное отклонение	0,56
<i>Алевролит</i>		<i>Кремнистая порода</i>	
1000/569	0,7	500/11	0,1
500/115	1,0	500/20	1,0
500/127	0,2	500/5	0,9
500/136	1,1	Среднее содержание в кремнистых породах	0,7
500/145	0,7	Дисперсия	0,24
600/160	0,1	Среднее квадратичное отклонение	0,49
600/167	0,1	Среднее содержание в формации	0,7
910/3	1,1	Дисперсия	0,24
910/11	0,1	Среднее квадратичное отклонение	0,49
910/16	0,3	Среднее содержание в формации	0,7
910/41	0,5	Дисперсия	0,24
910/51	0,9	Среднее квадратичное отклонение	0,49
910/60	0,6		
Среднее содержание в алевролитах	0,7		
Дисперсия	0,17		
Среднее квадратичное отклонение	0,41		

ных вулканитов. Этот комплекс, соответствующий по возрасту раннему карбону — поздней перми, объединяется нами в единую кремнисто-терригенную формацию. Последняя, по данным различных исследователей, подразделяется на ряд свит: маяновскую, самаркинскую, удековскую, себучарскую и ариадненскую (Геология СССР..., 1969). Характер распределения золота и серебра в породах кремнисто-терригенной формации основан на изучении двух опорных разрезов — в пределах средней части Главного антиклинория (бассейн Бол. Уссурки) и южной части (бассейн Уссури); наиболее полно изучены три верхние свиты формации.

Из табл. 3 видно, что для всех типов пород северного разреза характерны очень незначительные колебания содержаний золота. Общие концентрации металла как в различных породах, так и в формации в целом едва превышают кларковые значения для осадочных пород (Виноградов, 1962). Близкий характер распределения золота в различных породах сохраняется и в южном разрезе (табл. 4). Общее содержание золота в кремнисто-терригенной формации палеозоя бассейна Уссури еще более низкое ($0,7 \cdot 10^{-7}\%$).

Содержание серебра в рассматриваемых образованиях палеозоя Сихотэ-Алиня весьма незначительно и намного ниже кларкового для осадочных пород (см. табл. 3).

Распределение золота и серебра в мезозойских формациях Главного синклинория основано преимущественно на изучении двух опорных разрезов. В первом (бассейн Бол. Уссурки) охарактеризована

Содержание золота и серебра в терригенной (флишовой) формации Главного син-клинория Сихотэ-Алиня (бассейн Бол. Уссурки)

№ обр.	Au (n-10 ⁻⁷ %)	Ag (n-10 ⁻⁶ %)	Au/Ag	№ обр.	Au (n-10 ⁻⁷ %)	Ag (n-10 ⁻⁶ %)	Au/Ag
<i>Гравелит</i>				<i>Алевролит</i>			
1028	0,3	1,1	0,027	1040	0,3	1,4	0,021
1029	0,6	2,1	0,028	1048	0,2	1,3	0,015
1031	0,9	1,7	0,053	1052	0,5	1,1	0,045
Среднее содержа- ние в гравели- тах	0,6	1,6	0,038	1053	0,5	2,3	0,022
Дисперсия	0,09	0,25	0,0002	1054	2,6	9,1	0,028
Среднее квадра- тическое откло- нение	0,30	0,50	0,0149	1055	0,1	1,5	0,007
<i>Песчаник</i>				1056	0,2	2,3	0,009
1007	4,7	3,0	0,157	1057	0,2	2,3	0,009
1008	0,1	1,9	0,005	1061	0,5	1,2	0,042
1015	0,8	9,3	0,009	1081	0,4	2,0	0,020
1027	0,6	0,9	0,067	1083	0,1	Не опр.	—
1030	0,1	1,4	0,007	1098	1,8	0,9	0,200
1032	0,1	1,6	0,000	1112	0,4	Не опр.	—
1033	0,3	1,2	0,025	1115	0,7	1,2	0,058
1038	0,1	0,8	0,012	Среднее содержа- ние в алевро- литах	0,8	2,0	0,040
1039	0,8	1,1	0,073	Дисперсия	1,53	3,20	0,0108
1041	2,0	1,4	0,143	Среднее квадра- тическое откло- нение	1,24	1,79	0,1040
1042	0,9	1,6	0,056	<i>Аргиллит</i>			
1044	0,3	1,1	0,027	1043	0,4	2,3	0,017
1046	0,5	0,3	0,167	1045	1,9	3,7	0,051
1050	0,6	1,5	0,040	<i>Алевроаргиллит</i>			
1058	0,6	1,1	0,054	1046	0,5	0,3	0,167
1060	1,6	1,5	0,107	<i>Аргиллит</i>			
1078	2,6	1,5	0,173	1047	7,6	1,5	0,507
1079	0,4	1,2	0,033	1051	0,1	1,5	0,007
1080	0,2	1,5	0,013	<i>Алевроаргиллит</i>			
1082	0,1	Не опр.	—	1059	0,6	1,5	0,040
1084	0,9	»	—	1088	9,6	1,1	0,873
1087	0,7	1,2	0,058	<i>Аргиллит</i>			
1089	1,3	7,2	0,018	1099	1,9	0,8	0,238
Среднее содержа- ние в песчани- ках	0,9	2,0	0,045	Среднее содержа- ние в глини- стых породах	2,8	1,6	0,175
Дисперсия	0,63	4,66	0,0034	Дисперсия	13,44	1,07	0,0098
Среднее квадра- тическое откло- нение	0,79	2,16	0,0587	Среднее квадра- тическое откло- нение	3,67	1,03	0,0992
<i>Алевролит</i>				Среднее содержа- ние в формации	1,0	1,9	0,050
1011	0,3	3,2	0,094	Дисперсия	1,92	3,70	0,0072
1016	1,9	1,0	0,190	Среднее квадра- тическое откло- нение	1,71	1,92	0,0846
1021	0,5	1,3	0,038				
1022	0,2	2,0	0,010				
1034	5,5	1,3	0,423				
1035	0,6	1,4	0,043				
1036	0,1	2,0	0,005				
1037	0,1	0,6	0,017				

Таблица 6

Содержание золота и серебра в мезозойских формациях Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба (бассейны рек Джаур — Хунгари)

№ обр.	Au (n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)	Au/Ag	№ обр.	Au (n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)	Au/Ag
1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Вулканогенно-терригенная формация (Тз)</i>				<i>Среднее содержание в кремнистых породах</i>			
<i>Песчаник</i>				<i>Спилит</i>			
371	1,2	2,0	0,060	373	2,0	1,5	0,040
379	1,0	Не обн.	—	374	4,0	0,4	1,000
379 ^a	0,8	1,9	0,042	374 ^a	4,0	0,4	1,000
383	2,0	1,7	0,118	375	2,0	0,6	0,333
384	2,1	2,2	0,095	375 ^a	2,0	0,6	0,333
<i>Среднее содержание в песчаниках</i>				<i>Среднее содержание в спилитах</i>			
Дисперсия	1,4	2,0	0,070	Дисперсия	2,9	0,5	0,580
Среднее квадратичное отклонение	0,27	1,01	0,0013	Среднее квадратичное отклонение	0,81	0,18	0,1526
<i>Алевролит</i>				<i>Флишоидная формация (нижняя часть) (J — K₁)</i>			
347	2,0	4,3	0,046	<i>Песчаник</i>			
347 ^a	2,0	3,1	0,064	460	1,0	1,0	0,100
385	1,5	2,0	0,075	461	4,0	0,9	0,444
386	3,0	2,3	0,130	513	2,0	1,1	0,182
389	1,0	1,9	0,053	513 ^a	3,3	1,3	0,254
<i>Среднее содержание в алевролитах</i>				<i>Среднее содержание в песчаниках</i>			
Дисперсия	1,9	2,7	0,070	Дисперсия	2,6	1,1	0,236
Среднее квадратичное отклонение	0,55	1,00	0,0011	Среднее квадратичное отклонение	1,79	0,03	0,021
<i>Сланец глинистый</i>				<i>Алевролит</i>			
377	2,0	2,0	0,100	450	1,0	1,3	0,077
380	2,0	2,1	0,095	450 ^a	1,0	1,4	0,071
380 ^a	3,0	2,6	0,115	507	2,0	1,6	0,125
381	6,0	2,0	0,300	511	2,0	0,8	0,250
382	1,0	1,7	0,059	<i>Среднее содержание в алевролитах</i>			
382 ^a	2,0	1,9	0,105	Дисперсия	1,5	1,3	0,115
<i>Среднее содержание в глинистых сланцах</i>				<i>Среднее квадратичное отклонение</i>			
Дисперсия	2,7	2,0	0,135	Дисперсия	0,33	0,12	0,0072
Среднее квадратичное отклонение	3,07	0,09	0,0074	Среднее квадратичное отклонение	0,57	0,35	0,0851
<i>Кремнистая порода</i>							
387	3,0	0,8	0,038				
388	3,0	1,7	0,176				
388 ^a	3,0	1,5	0,200				
315	3,0	2,7	0,111				

Продолжение табл. 6

1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Сланец глинистый</i>				<i>Алевролит</i>			
454	1,0	1,1	0,090	600/10	10,0	1,2	0,833
455	0,8	1,2	0,067	600/10 ^a	30,0	1,6	1,875
457	6,0	1,3	0,462	602/2	3,0	0,5	0,600
457 ^a	0,9	1,6	0,056	602/2 ^a	12,0	0,9	1,333
458	1,0	0,9	0,111	629/1	2,0	1,7	1,118
458 ^a	0,8	0,7	0,114	629/1 ^a	5,0	1,9	0,263
<i>Среднее содержание в глинистых сланцах</i>				<i>Среднее содержание в алевролитах</i>			
Дисперсия	1,8	1,1	0,164	Дисперсия	5,7	1,1	0,518
Среднее квадратичное отклонение	4,35	0,10	0,0241	Среднее квадратичное отклонение	65,40	0,25	0,3258
<i>Среднее квадратичное отклонение</i>				<i>Среднее содержание в алевролитах</i>			
2,04	0,32	0,1553	Среднее содержание в алевролитах	8,09	0,50	0,5708	
<i>Флишоидная формация (верхняя часть) (K₁ — K₂)</i>				<i>Аргиллит</i>			
<i>Песчаник</i>				605/14			
469	2,0	1,1	0,182	605/14 ^a	1,0	0,9	0,111
600/6	10,0	1,4	0,714	<i>Сланец глинистый</i>			
600/6 ^a	20,0	1,6	1,250	408	1,0	2,7	0,037
600/12	10,0	0,7	1,428	418	1,0	Не обн.	—
600/12 ^a	10,0	0,6	1,667	419	1,0	0,8	0,125
600/19	10,0	1,9	0,526	<i>Сланец алевропелитовый</i>			
600/19 ^a	10,0	0,9	1,111	602/3	7,5	3,1	0,242
608/7	1,0	0,5	0,200	<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
608/7 ^a	1,0	0,7	0,143	Дисперсия	2,1	1,7	0,124
616/1	60,0	Не опр.	—	Среднее квадратичное отклонение	7,04	1,30	0,0054
616/1 ^a	70,0	—	—	<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
629/5	20,0	4,7	0,426	Среднее содержание в глинистых породах	2,1	1,7	0,124
629/5 ^a	30,0	5,1	0,588	Дисперсия	7,04	1,30	0,0054
400	1,0	0,5	0,200	Среднее квадратичное отклонение	2,65	1,14	0,0736
402	1,0	0,6	0,167	<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
402 ^a	2,0	0,9	0,222	Среднее содержание в глинистых породах	2,1	1,7	0,124
479	3,0	0,9	0,333	Дисперсия	7,04	1,30	0,0054
488	5,0	0,7	0,714	Среднее квадратичное отклонение	2,65	1,14	0,0736
488 ^a	3,0	0,6	0,500	<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
490	2,0	0,5	0,400	Среднее содержание в глинистых породах	2,1	1,7	0,124
<i>Среднее содержание в песчаниках</i>				<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
Дисперсия	13,6	1,3	1,046	Среднее содержание в глинистых породах	2,1	1,7	0,124
Среднее квадратичное отклонение	372,98	1,85	0,4312	Дисперсия	7,04	1,30	0,0054
<i>Среднее квадратичное отклонение</i>				<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
19,31	1,36	0,6567	Среднее содержание в глинистых породах	2,1	1,7	0,124	

терригенная, в основном флишоидная формация нижнего мела. Второй разрез (бассейны рек Джаур — Хунгари) более полный. В нем изучены вулканогенно-терригенная формация верхнего триаса (джаурская свита) и мощный комплекс терригенных пород, объединяемый нами в единую флишоидную формацию. В составе этой формации выделены две подформации: нижняя, объединяющая хунгарийскую свиту юры и комсомольскую серию нижнего мела, и верхняя, соответствующая ук-турской и ларгасинской свитам.

Во флишоидной формации южной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня общие содержания золота близки к кларковым для осадочных пород (табл. 5). В разных типах пород этой формации весьма незначительны колебания концентраций металла; лишь для глинистых пород характерны несколько повышенные содержания золота ($2,8 \cdot 10^{-7}\%$).

Общее содержание золота в верхнетриасовых образованиях Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба (вулканогенно-терригенная формация), как это видно из табл. 6, несколько превышает кларковые для осадочных пород. В различных типах пород терригенных пород формации отмечается закономерное увеличение концентраций золота от песчаников к алевролитам с максимальным накоплением в глинистых сланцах. Для основных эффузивов (спилитов) и ассоциирующих с ними кремнистых пород характерны относительно высокие и близкие между собой значения концентраций золота.

В юрско-нижнемеловых образованиях Северного Сихотэ-Алиня (нижняя часть флишоидной формации) распределение золота принципиально не отличается от такового в аналогичных породах вулканогенно-терригенной формации поздне триасового возраста (табл. 6).

В верхней части флишоидной формации Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба, как видно из табл. 6, содержания золота в породах резко возрастают. Максимальные его концентрации, достигающие $(60-70) \cdot 10^{-7}\%$, характерны для песчаников раннемелового возраста. Глинистые сланцы этого возраста также отличаются повышенным содержанием золота, но максимальные значения в них металла не превышают $7,5 \cdot 10^{-7}\%$. В самой верхней части флишоидной формации (верхнемеловые отложения) общее количество золота в породах не превышает кларка.

Кроме приведенных выше данных мы располагаем материалом по распределению золота в мезозойских породах западных районов Сихотэ-Алинской складчатой области, где изучены вулканогенно-кремнистая формация Амгуньско-Горинского прогиба (верхний триас — юра) и терригенная (флишоидная) нижнего мела Горинского прогиба.

Поведение золота в породах мезозоя Амгуньско-Горинского прогиба показано в табл. 7. Для основных групп пород вулканогенно-терригенной формации характерны сравнительно низкие концентрации золота, не намного превышающие кларковые. Характерен незначительный разброс содержаний золота в разных типах пород; лишь в единичных образцах гравелитов концентрации металла повышаются до $(4-5) \cdot 10^{-7}\%$. Для всех типов пород терригенной формации Горинского прогиба присущи весьма низкие содержания золота.

Характер распределения серебра в породах мезозоя различных структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской складчатой области весьма однообразен. Из анализа табл. 5—7 видно, что содержания серебра в рассматриваемых образованиях незначительны и намного ниже кларковых для осадочных пород (Виноградов, 1962).

Монголо-Охотская складчатая область

Характер распределения золота и серебра в палеозойских породах Монголо-Охотской складчатой области изучался на примере кембрийских образований Джагдинской зоны и средне-верхнепалеозойских отложений Зее-Селемджинского района (табл. 8); кроме того, данные по содержанию этих металлов в породах получены при изучении разреза среднего — верхнего палеозоя Тугуро-Немиленской зоны.

В пределах Джагдинской зоны в течение раннего кембрия был сформирован мощный кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс,

1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Песчаник</i>				<i>Алевроаргиллит</i>			
41	0,2	3,4	0,006	10	0,6	0,5	0,120
43	0,2	3,6	0,005	11	0,5	0,8	0,062
44	0,2	2,2	0,009	14	0,8	0,5	0,160
47	0,2	2,1	0,010	16	0,1	1,7	0,006
48	0,2	2,6	0,008	17	0,1	0,3	0,033
54	0,2	1,7	0,012	18	0,1	0,5	0,020
69	0,6	2,0	0,030	19	0,6	0,1	0,600
73	0,2	1,1	0,018	<i>Кремнисто-глинистый сланец</i>			
75	0,2	Не опр.	—	21	0,2	0,1	0,200
Среднее содержание в песчаниках Дисперсия Среднее квадратичное отклонение				25	0,4	0,4	0,100
				<i>Алевроаргиллит</i>			
				38	0,2	1,5	0,013
				40	0,1	0,8	0,012
Среднее содержание в алевролитах Дисперсия Среднее квадратичное отклонение				42	0,1	0,7	0,014
				45	0,2	2,9	0,007
				46	0,2	2,2	0,009
				49	0,2	3,5	0,006
				70	0,1	1,5	0,007
				74	0,2	Не опр.	—
				<i>Глинистый сланец</i>			
				77	0,2	Не опр.	—
				79	»	»	—
				Среднее содержание в глинистых породах Дисперсия Среднее квадратичное отклонение			
0,07	0,91	0,0200					
0,26	0,96	0,01414					
<i>Аргиллит</i>							
2	0,8	0,9	0,089				
3	1,0	0,9	0,111				
Среднее содержание в формации Дисперсия Среднее квадратичное отклонение				0,3	1,7	0,020	
				0,85	0,88	0,0095	
				0,29	0,94	0,0976	

в составе которого кроме разнообразных песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев значительное место принадлежит вулканогенным породам основного состава и ассоциирующим с ними кремнистым образованиям (яшмам, кварцитам, кремнисто-глинистым сланцам); незначительную роль в составе этого комплекса играют карбонатные породы. Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемый кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс нижнего кембрия тесно связан с подстилающими докембрийскими образованиями. Последнее обстоятельство должно предопределять и тождество общей металлогенической специализации кембрия и докембрия.

В разрезе нижнего кембрия Джагдинской зоны выделяется две свиты — улигданская и оннетокская. Общим для этих свит являются высокие концентрации золота в вулканогенных породах и ассоциирующих с ними кремнистых образованиях (см. табл. 8). Для обломочных пород характерны повышенные (по сравнению со средними содержа-

Содержание золота и серебра в палеозойских формациях Монголо-Охотской складчатой области

Кремнисто-вулканогенно-терригенная формация Джагдинской зоны							
№ обр.	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	Au/Ag	№ обр.	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	Au/Ag
1	2	3	4	1	2	3	4
Улигданская свита				Среднее содержание в диабазях			
<i>Песчаник</i>				Дисперсия			
X-821	4,0			Среднее квадратичное отклонение			
X-828	10,0			Среднее содержание в улигданской свите			
X-829	13,5			Дисперсия			
X-806	3,0			Среднее квадратичное отклонение			
X-810	23,0			Среднее содержание в песчаниках			
Среднее содержание в песчаниках				Дисперсия			
Дисперсия				Среднее квадратичное отклонение			
Среднее содержание в песчаниках				Среднее содержание в песчаниках			
Дисперсия				Дисперсия			
Среднее квадратичное отклонение				Среднее квадратичное отклонение			
<i>Аргиллит</i>				Оннетокская свита			
X-807	2,5			<i>Песчаник</i>			
X-812	3,7			X-824	2,5		
X-813	3,0			X-790	2,8		
Среднее содержание в аргиллитах				X-805			
Дисперсия				2,0			
Среднее квадратичное отклонение				X-817			
				3,0			
<i>Яшма</i>				Среднее содержание в аргиллитах			
X-823	7,5			Дисперсия			
X-825	19,0			Среднее квадратичное отклонение			
X-826	8,0			<i>Аргиллит</i>			
<i>Кварцит</i>				X-815			
X-801	4,5			2,5			
X-795 ^a	4,5			X-818			
Среднее содержание в кремнистых породах				1,6			
Дисперсия				Среднее содержание в аргиллитах			
Среднее квадратичное отклонение				2,0			
				<i>Кварцит</i>			
<i>Диабаз</i>				X-548			
X-549	8,0			4,0			
X-550	6,0			<i>Кремнистая порода</i>			
X-551	4,3			X-819			
X-827	2,0			21,0			
Среднее содержание в кремнистых породах				X-830			
Дисперсия				1,5			
Среднее квадратичное отклонение				X-789			
				3,0			
				X-800			
				1,8			
				X-794 ^a			
				1,5			
				<i>Яшма</i>			
				Ф-1302			
				3,7			
				Ф-1302 ^a			
				3,0			
				X-822			
				3,5			

1	2	3	4
Среднее содержание в кремнистых породах	4,8		
Дисперсия	37,90		
Среднее квадратичное отклонение	6,16		
<i>Известняк</i>			
X-530	2,0		
X-532	1,6		
X-536	1,8		
Среднее содержание в известняках	1,8		
Дисперсия	0,04		
Среднее квадратичное отклонение	0,20		

Терригенная формация Зее-Селемджинского района (Pz₂₋₃)

№ обр.	Au (n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)	Au/Ag
1	2	3	4

Среднепалеозойский комплекс			
<i>Песчаник</i>			
X-545	1,0		
X-538	3,0		
X-534	0,8		
X-531	0,8		
X-778	0,8		

Среднее содержание в песчаниках	1,3		
Дисперсия	0,93		
Среднее квадратичное отклонение	0,97		

<i>Алевролит</i>			
X-779	0,8		
X-780	3,0		
X-528	1,6		
X-542	0,9		

Среднее содержание в алевролитах	1,6		
Дисперсия	1,03		
Среднее квадратичное отклонение	1,02		

1	2	3	4
<i>Диабаз</i>			
X-794	2,5		
X-547	2,0		
Среднее содержание в диабазлах	2,2		
Среднее содержание в оннетокской свите	3,2		
Дисперсия	20,30		
Среднее квадратичное отклонение	4,51		

№ обр.	Au (n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)	Au/Ag
1	2	3	4

<i>Аргиллит</i>			
X-539	0,8		
X-537	0,9		
X-533	0,8		
<i>Глинистый сланец</i>			
X-535	0,9		
X-529	1,5		
X-540	0,8		
X-541	0,8		
X-543	0,8		

Среднее содержание в глинистых породах	0,9		
Дисперсия	0,58		
Среднее квадратичное отклонение	0,24		

<i>Известняк</i>			
X-544	0,9		

Среднее содержание в среднепалеозойском комплексе	1,2		
Дисперсия	0,52		
Среднее квадратичное отклонение	0,72		

1	2	3	4
Средне-верхнепалеозойский комплекс			
<i>Песчаник</i>			
Ф-1114	0,8	3,0	0,027
Ф-1113	2,8	0,9	0,311
Ф-1118 ^a	4,5	Не обн.	—
Ф-1134	1,0	3,0	0,033
Ф-1130	2,0	1,7	0,012
T-27	8,3	Не опр.	—
T-16	28,5	»	—
H-54	54,0	»	—
Ф-1045	5,0	Не обн.	—
Ф-1045 ^a	5,0	3,0	0,167
Ф-1049	4,5	Не обн.	—
Ф-1049 ^a	3,5	»	—
Ф-1052	5,0	»	—
Ф-1070	7,5	8,0	0,094
Ф-1072	5,0	4,0	0,125
Ф-1073	2,6	3,5	0,074
Ф-1084	1,0	5,0	0,020
<i>Песчаник</i>			
Ф-1086	12,0	3,0	0,400
Ф-104	2,5	Не опр.	—
Ф-105 ^a	19,5	1,0	1,950
Ф-105 ^b	6,0	Не обн.	—
Ф-105	3,5	3,0	0,117
Ф-108	31,5	19,0	0,166
Ф-113	5,5	3,0	0,183
Ф-118	39,0	6,0	0,650
Ф-121	15,0	5,0	0,300
Ф-120	10,5	Не обн.	—
Ф-134	23,5	2,0	0,175
Ф-135	13,0	Не обн.	—
Ф-146	0,8	»	—
Ф-157	5,0	»	—
Ф-161	0,9	»	—
Ф-1003	5,0	»	—
Ф-1004	5,5	10,0	0,055
Ф-1006	7,0	17,0	0,041
Ф-1008 ^a	1,0	Не обн.	—
Ф-1016	2,0	5,0	0,040
H-117	5,0	3,2	0,156
Ф-1043	1,7	Не обн.	—
H-123	1,9	»	—
X-767	1,4	»	—
X-768	9,0	»	—
X-2317	4,0	»	—
X-2319	2,0	»	—
X-2320	0,8	Не обн.	—
X-2321	5,9	»	—
Среднее содержание в песчаниках	8,3	3,2	0,259
Дисперсия	118,88	19,73	0,1756
Среднее квадратичное отклонение	10,90	4,40	0,4190
<i>Алевролит</i>			
Ф-1099	2,0	Не обн.	—
Ф-1109	1,0	»	—
Ф-1108	1,5	13,0	0,012
Ф-1110	1,6	2,0	0,080
<i>Алевролит</i>			
Ф-1146	2,8	5,0	0,056
Ф-1146 ^a	2,2	Не опр.	—
Ф-1071	4,0	9,0	0,044
Ф-1089	2,0	15,0	0,013

1	2	3	4
<i>Алевролит</i>			
Ф-1111	2,0	1,0	0,200
Ф-1115	2,0	2,0	0,100
Ф-1119	0,8	10,0	0,008
Ф-1124	1,4	Не обн.	—
Ф-1125	2,0	7,0	0,028
Ф-1135	1,0	1,0	0,100
X-741	2,5	Не опр.	—
H-130	0,8	»	—
H-150	0,8	»	—
Ф-93	2,0	»	—
Ф-1027	2,6	Не обн.	0,027
Ф-1037	0,8	3,0	—
Ф-1038	1,9	Не обн.	—
Ф-1042	1,0	»	0,014
Ф-1043 ^a	1,4	10,0	0,400
Ф-1059	8,0	2,0	0,006
Ф-1081	2,0	36,0	0,075
Ф-1082	4,5	6,0	0,057
Ф-1085	4,0	7,0	—
Ф-1008	8,0	Не опр.	—
H-119	5,6	»	—
H-115	0,8	»	—
H-109	1,4	2,0	0,070
H-56	5,0	Не опр.	—

Среднее содержание в алевролитах	2,4	5,1	0,047
Дисперсия	4,14	68,57	0,0110
Среднее квадратичное отклонение	2,03	8,28	0,1049

<i>Глинистый сланец</i>			
Ф-7	2,0	Не опр.	—
Ф-1118	0,8	»	—

<i>Аргиллит</i>			
Ф-1100	0,8	Не обн.	—
Ф-1102	1,0	2,0	0,050
Ф-1103	2,3	Не обн.	—
Ф-1105	2,3	10,0	0,023
Ф-1107	2,3	2,0	0,115
Ф-1118	0,8	Не обн.	—
Ф-1123	1,4	»	—
Ф-1126	1,4	7,0	0,020
Ф-1131	1,0	3,0	0,033
Ф-1137	1,5	Не опр.	—
Ф-1139	3,0	Не обн.	—
X-747	2,0	»	—
Ф-1112	1,5	»	—
Ф-1127	3,5	3,0	0,117
Ф-1129	3,0	4,5	0,067
Ф-1140	4,0	3,0	0,133
Ф-1141	4,0	4,0	0,100

<i>Алевроаргиллит</i>			
Ф-1146	2,8	5,0	0,056
Ф-1146 ^a	2,2	Не опр.	—
Ф-1071	4,0	9,0	0,044
Ф-1089	2,0	15,0	0,013

1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Алевроаргиллит</i>				<i>Глинистый сланец</i>			
Ф-1089 ^a	1,5	Не опр.	—	Ф-1005	1,4	5,0	0,028
Ф-104 ^a	12,5	2,0	0,625	Ф-1008	1,4	5,0	0,028
Ф-105 ^r	0,8	3,0	0,027	Ф-1009	4,0	Не обн.	—
Ф-106	4,0	Не опр.	—	Ф-1009 ^a	0,8	»	—
Ф-107	8,5	7,0	0,121	Ф-1010	4,0	5,0	0,080
Ф-126	6,5	6,0	0,108	Ф-1012	1,4	5,0	0,028
<i>Аргиллит</i>				Ф-1013	1,0	4,5	0,022
Ф-93	2,0	Не опр.	—	Ф-1036	2,3	Не обн.	—
Н-110	2,6	»	—	Ф-1056	1,5	10,0	0,015
<i>Глинистый сланец</i>				Ф-1057	2,0	7,0	0,028
Ф-1	5,0	»	—	Ф-1083	1,0	30,0	0,003
Ф-1 ^a	7,5	»	—	Ф-1083 ^a	0,8	Не опр.	—
<i>Алевроаргиллит</i>				Ф-1090	1,9	10,0	0,019
Ф-127	14,0	20,0	0,070	Среднее содержание в глинистых породах . . .	3,4	5,4	0,063
Ф-142	4,5	Не опр.	—	Дисперсия . . .	14,76	37,07	0,0269
Ф-142 ^a	0,8	Не опр.	—	Среднее квадратичное отклонение	3,84	6,09	0,1642
Ф-143	22,0	3,0	0,733	Среднее содержание в средне-верхнепалеозойском комплексе	6,5	4,7	0,138
Ф-147	12,0	7,0	0,171	Дисперсия	49,39	36,98	0,0716
Ф-1001	4,5	4,0	0,112	Среднее квадратичное отклонение	7,03	6,08	0,2675
Ф-1041	0,8	15,0	0,005				
<i>Аргиллит</i>							
X-1721	3,0	Не опр.	—				
X-1722	3,0	»	—				
X-1723	1,0	»	—				

ниями в осадочных породах) содержания золота и прямая зависимость концентрации металла в породах от крупности обломочного материала.

Весьма неравномерно распределено золото в породах Зее-Селемджинского района (Зее-Селемджинской зоны). Так, для всех типов пород среднепалеозойского комплекса характерны околотларковские или нижеотларковские содержания золота.

Средне-верхний палеозойский комплекс Зее-Селемджинского района почти полностью представлен терригенными осадочными породами. В составе этого комплекса по литологическим признакам выделены сагурская, токурская, экимчанская и амнусская свиты, которые являются рудовмещающими для большинства рудопроявлений Токурского, Сагурского и Ворошиловского полей. Во всех породах рассматриваемого комплекса содержания золота намного превышают средние содержания этого металла для осадочных пород (Виноградов, 1962); наибольшие концентрации золота ($8,3 \cdot 10^{-7}\%$) характерны для песчанников (см. табл. 8). Серебро в разных типах пород средне-верхнепалеозойского комплекса распределено довольно равномерно; общая концентрация серебра в этом комплексе намного ниже средних значений для осадочных пород.

Распределение золота в палеозойских породах восточной части Монголо-Охотской складчатой области в пределах Тугуро-Немиленской зоны резко отличается от охарактеризованного выше. Для всех типов пород вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса среднего — верхнего палеозоя, изученного на восточном побережье Тугурского залива, типичны очень низкие концентрации золота (см. табл. 10). По содержанию серебра средне-верхнепалеозойские комплексы Джагдинской и Тугуро-Немиленской зон близки между собой.

Таблица 9

Содержание золота и серебра в терригенных формациях Монголо-Охотской складчатой области

№ обр.	Au (n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)	Au/Ag	№ обр.	Au (n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)	Au/Ag
1	2	3	4	1	2	3	4
Молассовая формация Бурейнского прогиба (J)				Молассовая формация Удского прогиба (J₃)			
<i>Гравелист</i>				<i>Песчаник</i>			
103	4,0	1,4	0,286	1900	8,0	Не обн.	—
104	30,0	2,1	1,428	1900/1	6,0	»	—
105	2,0	0,9	0,222	1900 ^a	4,0	1,3	0,308
				1900 ^b	5,0	Не обн.	—
Среднее содержание в гравелистах	12,0	1,5	0,800	1901	10,0	0,5	2,000
Дисперсия	244,0	0,36	0,4604	1902	10,0	0,5	2,000
Среднее квадратичное отклонение	15,62	0,60	0,6785	1905 ^a	4,0	0,5	0,800
<i>Песчаник</i>				<i>Алевролит</i>			
106	1,1	0,8	0,138	Среднее содержание в песчаниках	6,7	0,3	22,33
108	30,0	4,3	0,698	Дисперсия	6,90	0,22	0,7373
113	20,0	2,1	0,952	Среднее квадратичное отклонение	2,63	0,47	0,8587
115	30,0	1,4	2,143	<i>Алевролит</i>			
118	30,0	Не опр.	—	1902 ^e	5,0	Не опр.	—
120	6,6	3,5	0,188	1902 ^ж	5,0	»	—
122	6,0	2,3	0,261	1916 ^a	4,0	»	—
130	7,0	0,8	0,875	1905 ^a	4,0	»	—
135	27,5	1,7	1,618	1905 ^b	5,0	»	—
146	10,0	1,2	0,833	<i>Угленосная формация Огоджинского прогиба (K₁)</i>			
Среднее содержание в песчаниках	16,8	2,0	0,840	<i>Конгломерат</i>			
Дисперсия	139,66	1,45	0,4485	Ф-8	16,0		
Среднее квадратичное отклонение	11,83	1,20	0,6697	Ф-11	25,0		
<i>Алевролит</i>				Ф-26	4,0		
110	15,0	2,1	0,714	Ф-1167	24,0		
116	20,0	1,4	1,428	Ф-1167 ^a	3,0		
127	5,0	0,8	0,625	Ф-1166 ^a	7,0		
131	9,4	0,8	0,175	Ф-1167 ^b	14,0		
132	7,0	1,0	0,700	<i>Среднее содержание в конгломератах</i>			
138	5,0	Не опр.	0,700	<i>Дисперсия</i>			
148	5,0	0,8	0,625	<i>Среднее квадратичное отклонение</i>			
156	20,0	1,7	1,176		13,3		
Среднее содержание в алевролитах	10,8	1,2	0,900		62,82		
Дисперсия	43,46	0,27	0,1438				
Среднее квадратичное отклонение	6,59	0,52	0,3792		7,93		
Среднее содержание в формации	14,5	1,8	0,840				
Дисперсия	113,84	0,87	0,3244				
Среднее квадратичное отклонение	10,67	0,93	0,5695				

1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Песчаник</i>				<i>Глинистый сланец</i>			
Ф-1269	8,0			Ф-1161	9,0		
Ф-1269 ^а	5,0			Ф-1161 ^а	30,0		
Ф-1269 ^б	6,0			Ф-1163	1,9		
Ф-1267	4,7			Ф-1165	2,5		
Р-332	8,0			Ф-1163 ^а	2,2		
Р-351	8,0						
Р-345	3,5			Среднее содержание в глинистых породах	3,2		
Ф-1269-6	14,0			Дисперсия	188,76		
				Среднее квадратичное отклонение	13,74		
Среднее содержание в песчаниках	7,2			Среднее содержание в формации	8,3		
Дисперсия	10,63	—	—	Дисперсия	70,96	—	—
Среднее квадратичное отклонение	3,26	—	—	Среднее квадратичное отклонение	8,42		

Характер распределения золота и серебра в мезозойских образованиях Монголо-Охотской складчатой области изучен на примере юрских отложений Буреинского и Удского прогибов, нижнемеловых отложений Огоджинского прогиба, а также верхнетриасовых и юрских отложений Тугуро-Немиленской зоны.

Содержание золота в юрской молассовой формации Буреинского прогиба, как видно из табл. 9, более чем в 10 раз превышает его весовой кларк в осадочных породах (Виноградов, 1962). По сравнению с алевролитами наиболее высокие концентрации золота характерны для песчаников и гравелитов. Необходимо подчеркнуть, что в алевролитах отмечается значительно меньший разброс содержаний золота по сравнению с другими породами. Мы не располагаем убедительным материалом по распределению золота в породах из комплекса верхнеюрско-меловых угленосных отложений Буреинского прогиба. В единичных образцах мелкозернистых песчаников и углистых алевролитов талынжанской свиты (нижняя часть угленосной формации Буреинского прогиба) концентрация золота достигает $20 \cdot 10^{-7}\%$, а в алевропелитовых кристаллокластических туфах — до $55 \cdot 10^{-7}\%$. Вполне вероятно, что и в остальной части угленосной формации Буреинского прогиба породы содержат значительное количество золота.

Эти данные в какой-то мере согласуются с высокими содержаниями золота в нижнемеловых угленосных образованиях, развитых в северо-западной части Буреинского прогиба (бассейн р. Огоджи) и выделяемых здесь в так называемую огоджинскую свиту. Как видно из табл. 9, все разновидности пород, слагающих огоджинскую свиту, характеризуются повышенной по сравнению с кларком золотоносностью. Отмечается четкое увеличение содержаний золота в ряду глинистые породы—песчаники—конгломераты; в этом же направлении повышается разброс концентраций золота в породах.

Из общего разреза мезозоя Удского прогиба мы располагаем данными лишь по содержанию золота в верхнеюрских отложениях (табл. 9). Для основных разновидностей пород этих образований характерно весьма значительное содержание золота. Наиболее высокие концентрации этого металла свойственны песчаникам; для алевролитов типичны более низкие содержания и небольшие колебания в от-

Содержание золота и серебра в породах Тугуро-Немиленской зоны

№ обр.	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	Au/Ag	№ обр.	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	Au/Ag
1	2	3	4	1	2	3	4
Вулканогенно-кремнисто-терригенная формация (Pz₂₋₃)				Среднее содержание в туфах			
<i>Песчаник гравийный</i>				Дисперсия 3,50			
40	0,2	4,9	0,004	Среднее квадратичное отклонение 1,87			
41	0,6	4,6	0,013	<i>Спилит</i>			
42	0,5	3,1	0,024	64	0,6	0,3	0,200
<i>Песчаник</i>				65	0,4	0,3	0,133
53	0,2	6,9	0,003	66	3,6	0,4	0,900
56	0,2	5,1	0,004	71	0,6	0,6	0,100
57	0,2	4,6	0,004	74	1,0	1,5	0,067
59	0,7	3,2	0,220	78	1,4	0,3	0,467
60	1,0	5,9	0,017	Среднее содержание в спилитах			
62	0,2	2,7	0,007	Дисперсия 1,44			
75	0,2	1,2	0,017	Среднее квадратичное отклонение 1,20			
76	0,2	4,0	0,005	<i>Кремнистая порода</i>			
77	0,2	1,9	0,010	50	0,2	0,9	0,022
Среднее содержание в песчаниках 0,4				51	0,6	2,0	0,300
Дисперсия 0,07				52	0,2	1,7	0,012
Среднее квадратичное отклонение 0,27				Среднее содержание в кремнистых породах			
<i>Алевролит</i>				Дисперсия 0,06			
54	0,2	6,3	0,003	Среднее квадратичное отклонение 0,24			
<i>Алевролит глинистый</i>				Среднее содержание в формации			
55	3,6	2,7	0,133	Дисперсия 1,53			
<i>Алевролит</i>				Среднее квадратичное отклонение 1,24			
61	0,2	4,6	0,004	Терригенная формация (T₃-J)			
63	0,4	3,2	0,012	<i>Песчаник</i>			
Среднее содержание в алевролитах 1,1				2			
Дисперсия 2,79				1,2 3,6 0,033			
Среднее квадратичное отклонение 1,67				<i>Алевропесчаник</i>			
<i>Туф пелитовый</i>				19			
46	0,3	1,0	0,030	0,6 3,2 0,019			
47	0,3	0,6	0,050	<i>Песчаник</i>			
48	0,3	0,9	0,03	24			
49	0,6	1,6	0,038	0,2 5,6 0,004			
69	0,7	Не обн.	—	25			
70	0,2	»	—	0,2 2,7 0,007			
72	0,2	»	—	<i>Песчаник гравийный</i>			
<i>Туф алевролитовый</i>				26			
67	6,0	»	—	0,2 5,1 0,004			
68	1,0	»	—				

1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Песчаник</i>				<i>Алевроаргиллит</i>			
27	0,2	2,1	0,009	3	0,2	1,9	0,010
28	0,2	14,0	0,001	4	0,2	1,9	0,010
29	0,2	4,6	0,004	5	0,2	5,6	0,004
<i>Песчаник гравийный</i>				6	0,2	1,4	0,014
30	0,2	5,4	0,004	7	0,2	4,4	0,004
<i>Алевролит</i>				9	0,2	2,4	0,008
Среднее содержание в песчаниках	0,4	5,1	0,008	10	0,2	5,9	0,003
Дисперсия	0,12	12,55	0,0001	12	0,2	2,1	0,010
Среднее квадратичное отклонение	0,35	3,54	0,0103	<i>Глинистый сланец</i>			
1	0,8	19,0	0,004	32	0,2	3,2	0,006
8	0,2	2,0	0,010	33	0,2	2,7	0,007
15	0,2	24,0	0,001	34	0,2	1,6	0,012
16	0,5	54,0	0,001	35	0,2	2,9	0,007
17	0,2	14,0	0,001	36	0,2	1,4	0,014
18	3,6	35,0	0,010	37	0,2	2,9	0,007
20	0,4	2,4	0,017	<i>Среднее содержание в глинистых породах</i>			
21	0,2	2,7	0,007	0,2	2,9	0,008	
22	0,4	2,7	0,015	<i>Дисперсия</i>			
23	0,2	2,7	0,007	0,00	2,13	0,00001	
31	0,2	1,9	0,010	<i>Среднее квадратичное отклонение</i>			
32	0,2	3,2	0,006	0,00	1,46	0,0035	
39	0,2	2,0	0,010	<i>Среднее содержание в формации</i>			
<i>Среднее содержание в алевролитах</i>				0,4	7,0	0,007	
<i>Дисперсия</i>				0,34	65,48	0,00004	
<i>Среднее квадратичное отклонение</i>				<i>Среднее квадратичное отклонение</i>			
<i>0,93</i>				0,59	8,09	0,0063	

дельных образцах. Общее содержание золота в изученной части молассовой формации Удского прогиба значительно ниже, чем в молассовой формации Буреинского прогиба, но в 5—6 раз превышает кларк золота в осадочных породах (Виноградов, 1962).

Немногочисленные данные по содержанию золота в породах верхнеюрско-нижнемеловой угленосной формации Удского прогиба (бассейн р. Гербикан), имеющиеся в нашем распоряжении, также свидетельствуют о повышенной его концентрации по сравнению с кларком в осадочных породах. Так, в песчаниках этой формации содержания золота достигают $3,5 \cdot 10^{-7}\%$, а в алевролитах — $4 \cdot 10^{-7}\%$.

Иной тип распределения золота в породах характерен для терригенной формации верхнего триаса — юры Тугуро-Немиленской зоны (табл. 10). Здесь же породы содержат нижекларковые концентрации золота, а общее содержание металла в формации на полпорядка ниже среднего содержания в осадочных породах.

Фактический материал по содержанию серебра в мезозойских формациях Монголо-Охотской складчатой области, которым мы располагаем, позволяет сделать следующие выводы. Наиболее низкие концентрации серебра характерны для терригенных пород Удского прогиба (табл. 9). В различных типах пород молассовой формации Буреинско-

го прогиба (табл. 9) и терригенной формации Тугуро-Немиленской зоны (табл. 10) содержания серебра более высокие, но значительно ниже кларковых для осадочных пород, по А. П. Виноградову (1962).

Приведенный в главе I материал о характере распределения золота и серебра в вулканогенно-осадочных образованиях Дальнего Востока позволяет сделать следующие выводы.

1. Отмечается крайне неравномерное распределение золота в изученных породах, особенно в однотипных породах одних и тех же структурно-формационных зон. Эти данные противоречат выводам Ю. Г. Щербакова (1967) о представительности весьма малого количества анализов для получения объективных оценок средних содержаний золота в породах.

2. Анализ распределения золота в разных типах терригенных пород позволяет сделать предположение о подавляющей роли механической дифференциации при накоплении тонкодисперсного золота, что наиболее четко подтверждается при изучении прибрежно-морских и континентальных толщ. Следовательно, при изучении закономерностей распределения первично-осадочного золота необходимо исходить из того, что оно преимущественно переносится в виде взвесей.

3. Несмотря на значительные колебания содержаний золота в различных комплексах пород, установлена определенная закономерность в размещении рассеянного золота в вулканогенно-осадочных образованиях крупных складчатых областей Дальнего Востока — Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской. Так, почти все изученные осадочные и вулканогенно-осадочные формации, развитые в пределах Монголо-Охотской складчатой области, обогащены золотом по сравнению с аналогичными образованиями Сихотэ-Алинской складчатой области в 5—10 раз. Такая довольно четкая закономерность отражает специфику длительного унаследованного осадконакопления в указанных регионах.

4. Серебро в породах различных структурно-формационных зон распределено весьма монотонно, что не позволяет наметить главные черты поведения этого металла в осадкообразовательном процессе. Для всех разновозрастных формаций как Сихотэ-Алинской, так и Монголо-Охотской складчатой области присущи незначительные содержания серебра, намного меньшие кларковых для осадочных пород.

Глава II

ЭФфуЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

Одна из характерных особенностей Тихоокеанского пояса — обильное проявление процессов вулканизма на различных этапах его формирования: в докембрии, палеозое, мезозое, кайнозое. Мезозойский и кайнозойский этапы вулканизма были наиболее интенсивными. Области его проявления располагались восточнее палеозойских, хотя в некоторых районах отмечается наложение на более древние зоны.

Выделяется два этапа мезозойского вулканизма: геосинклинальный (триас-юрский) этап связан с начальным периодом формирования

мезозойских прогибов, континентальный этап охватил значительно большие площади и структурно совпадает с зонами разломов, восточнее на протяжении которых находятся прогибы.

Одновременно и несколько позднее с геосинклинальным вулканизмом окраин Азиатского материка развивался вулканизм впадин внегеосинклинального развития в пределах жестких и консолидированных областей (юрско-меловой).

Развитие впадин Тихоокеанской группы (Тектоника Евразии, 1966) проходило на фоне вулканической деятельности, причем наибольшая активность вулканических процессов достигала в районах стыка поясов впадин с мезозоидами. Эта тектоническая активизация с исключительными по интенсивности тектоническими движениями и проявлением вулканизма составляет своеобразную черту истории развития азиатской окраины материка. В других ее частях за пределами активизированных зон тектонические движения не проявились с такой интенсивностью. Примером впадин, выполненных вулканогенными образованиями, являются впадины Удско-Торомского прогиба, Большого Хингана, Малого Хингана, Северо-Восточной Маньчжурии и т. д. Здесь развиты юрско-меловые и в меньшей степени позднемеловые — палеогеновые молассовые и вулканогенные образования. Эти области или ареалы интенсивного юрско-мелового вулканизма, связанного с тектонической активизацией в пределах тыловой части Тихоокеанского подвижного пояса, выделены в группу внутриматериковых зон (Сахно, 1964), для которых характерны особенности развития вулканизма, глубинного строения и состава эффузивных комплексов.

Восточнее, по краю Азиатского континента, протягивается Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс с исключительно сильным проявлением позднемезозойского и палеогенового вулканизма. На севере он сопряжен с вулканогенным поясом Американского континента, который также на тысячи километров протягивается от Аляски до южной оконечности Америки. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс состоит из отдельных звеньев: Чукотско-Охотского, Сихотэ-Алинского и Катазиатского, для которых характерно много общих черт в строении, развитии и магматизме.

Чукотско-Катазиатский пояс, по мнению некоторых исследователей, является пограничной структурой, отделяющей материковый блок коры от промежуточного по системе крупных расколов, представляющих собой крупнейшие планетарные разломы, выраженные в глубинном строении. Простираение пояса не согласуется со складчатыми структурами фундамента. Он срезает их, накладывается на древние массивы, складчатые структуры мезозоя и палеозоя. Это говорит о его наложенной структуре. Наиболее хорошо изучены Сихотэ-Алинское и Чукотско-Охотское звенья. Вулканогенные образования мезозойского — палеогенового возраста относятся к окраинно-материковой группе вулканических поясов и зон, отличающихся от внутриматериковых глубинным строением, составом и мощностью слагающих их комплексов и их происхождением. Но общим для них является интенсивный эффузивно-пирокластический вулканизм, огромная мощность вулканитов преимущественно среднекислого состава, разнообразная рудная минерализация.

Золото-серебряная минерализация широко проявлена в вулканиках обоих типов зон, но характер ее распространения, концентрация золота и серебра связаны с особенностями эволюции вулканизма, глубинного строения, состава пород фундамента и условиями происхождения вулканитов. Как будет показано ниже, генезис окраинно-материковых вулканогенных образований принципиально отличается от внутриматериковых вулканитов. Этими генетическими отличиями рассматриваемых вулканитов объясняется специфика генезиса золота и серебра в различных структурно-формационных зонах Дальнего Востока.

Вулканогенные образования позднемезозойского — кайнозойского возраста, развитые в тыловой части Тихоокеанского подвижного пояса, слагают вулканические пояса и зоны различной протяженности и состава. Формирование их связывается с мезозойским этапом тектонической активизации восточной окраины Азиатского континента, в результате которой возникли наложенные своеобразные структуры — впадины и прогибы тихоокеанской группы (Тектоника Евразии, 1966). Впадины и приуроченные к ним вулканические зоны возникли на разнородном фундаменте (рис. 1).

Наиболее крупным тектоническим элементом этого региона является северо-восточный выступ Китайской платформы, который с севера отделен от Сибирской платформы Монголо-Охотской складчатостью, а с востока обрамляется мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. Широко проявлены разломы, составляющие здесь важный структурный элемент (Сахно, 1964).

К субширотным разломам Монголо-Охотского направления в первую очередь следует отнести Южно-Туруингрский разлом и непосредственно примыкающую к нему Джагдинскую зону смятия, проходящие на стыке края Северо-Восточного выступа Китайской платформы и складчатого обрамления. Вдоль этих структур в различное время проходило формирование интрузий сложного состава и заложение континентальных впадин. Видимо, восточным продолжением этих структур является Пауканский разлом, ограничивающий Ниланский антиклинорий с севера. К этой же группе можно отнести Гилюйский, Туруингрский, Прибрежный разломы. Последний в восточной части имеет простираение, близкое к северо-восточному.

Разломы тихоокеанского, северо-восточного, направления представлены Западно-Сихотэ-Алинским структурным швом, ограничивающим на западе Сихотэ-Алинскую складчатую геосинклинальную область от Ханкайского массива; Куканский разлом можно отнести к тихоокеанскому направлению, он проходит вдоль восточного края Бу-

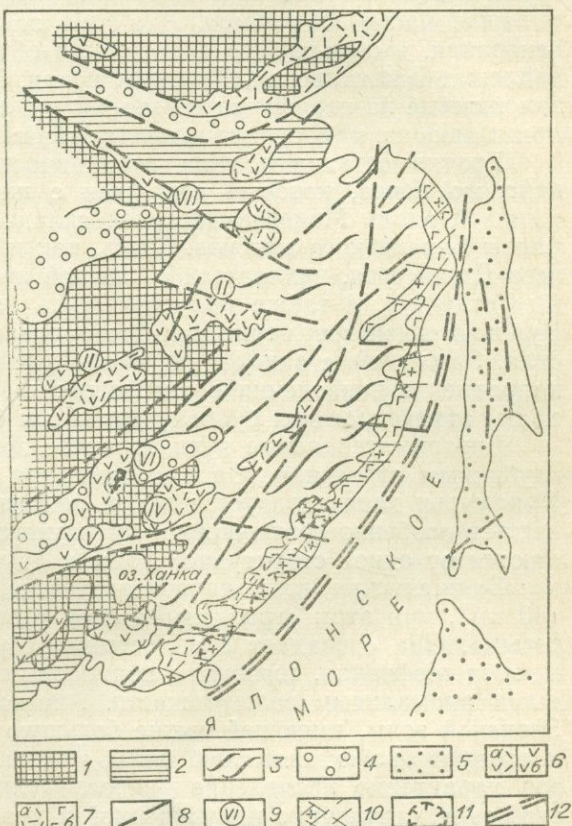


Рис. 1. Геолого-структурная схема вулканических зон и поясов Восточной Азии (СССР).

1 — массивы кристаллических пород; 2-3 — палеозойские и мезозойские складчатые области соответственно; 4 — впадины Тихоокеанского типа; 5 — области кайнозойской складчатости; 6-7 — вулканические пояса и зоны (6 — внутренние зоны: а — андезитового, б — кислого вулканизма; 7 — окраинно-материковый пояс, Сихотэ-Алинское звено: а — андезитового, б — кислого вулканизма); 8 — региональные тектонические нарушения; 9 — вулканические зоны (I — Сихотэ-Алинская, II — Баджальская, III — Хинганская, IV-VI — Средне-Амурская, VII — Верхне-Селемджинская); 10-11 — вулканоструктуры (10 — поднятия, 11 — депрессии); 12 — Береговой шов.

реинского массива по границе его со складчатым обрамлением. К этой системе можно отнести также разломы, ограничивающие прогибы и поднятия в пределах кристаллических массивов (Синкайский, Мулинский, Иланский, Тумынь-Цзянский и др.).

Кроме этих главных разломов существенное значение имели поперечные разрывные нарушения, которые определили воздымание и опускание отдельных блоков и ареалы развития вулканических зон внутриматерикового типа.

К категории внутриматериковых вулканических поясов относятся зоны Среднего Приамурья, связанные с региональными разломами и вторичными прогибами. В пределах Среднего Приамурья вулканические зоны и пояса располагались: 1) в глубине северо-восточного выступа и 2) по его периферии, в области сочленения с геосинклинальным обрамлением (см. рис. 1). К вулканическим зонам этого типа относятся Хингано-Олонойская, Средне-Амурская и др. (см. рис. 1).

Вулканические зоны второго типа характеризуются иным структурным положением. Они находятся на периферии северо-восточного выступа, частично располагаясь уже за пределами кристаллического основания, в области его складчатого обрамления. К этому типу принадлежат Баджальская, Селемджинская, Эзопская вулканические зоны, заложенные на периферии северо-восточного выступа и непосредственно примыкающие к геосинклинальному обрамлению.

Кратко остановимся на вулканических зонах Огоджинско-Умлеканского пояса, который сопряжен с широтной зоной разлома, проходящей вдоль Монголо-Охотской складчатой области и северной окраины Буреинского массива. Здесь, как и в вулканических зонах Среднего Приамурья, намечается согласное простираание относительно главных структур, а также приуроченность к региональным разломам. Вулканогенные формации зон этого пояса (Октябрьская, Селемджинская, Эзопская) с запада на восток испытывают изменение состава в направлении поокисления и «омоложения», т. е. наблюдается закономерность, отмеченная для вулканических зон Среднего Приамурья.

Внутриматериковые вулканические зоны отличаются своеобразным глубинным строением. Область развития вулканических зон Среднего Приамурья характеризуется корой континентального типа, но ее мощность и особенно соотношение «гранитного» и «базальтового» слоев меняются от одной структурной зоны к другой (Лишневицкий, 1969).

Баджальская зона характеризуется большой мощностью коры (40 км), при этом «гранитный» слой резко преобладает над «базальтовым». Она совпадает с областями разуплотнения, которые, как отмечают геофизики, связаны с подкоровыми источниками с отрицательными аномалиями силы тяжести. Аналогичное глубинное строение у Эзопской зоны, имеющей также большую мощность «гранитного» слоя и отрицательную аномалию силы тяжести. Для таких вулканических зон характерно проявление кислого вулканизма. Южнее, в Тырминской зоне, структурно приуроченной к мезозойским впадинам (Тырминской и Гуджикской), мощность коры снижается за счет «гранитного» слоя, но резко возрастает «базальтовый» слой. Об этом свидетельствует увеличение плотности вещества на глубине и положительные аномалии силы тяжести. Эти области «базификации» в вулканических зонах проявлены резко преобладающим средним и основным вулканизмом (Тырминская, Гуджикская и другие впадины Малого Хингана).

Для Огоджинско-Умлеканского пояса западные вулканические зоны (Октябрьская, Селемджинская) также характеризуются сокращением мощности земной коры, увеличением «базальтового» слоя, о чем говорят магнитные и положительные гравитационные аномалии.

В восточной, Эзопской зоне этого пояса, как уже указывалось выше, глубинное строение резко отличается от его западных участков.

Внутриматериковые зоны отличаются не только глубинным строением, структурным положением, но и составом слагающих их вулканических толщ, соотношением кислых, средних и основных продуктов вулканической деятельности, а также характером поствулканических изменений.

В Баджальской зоне, наложенной на складчатые структуры палеозоя, в основании вулканогенового разреза залегают нижнемеловые эффузивы и пирокласты кукачанской свиты мощностью 300—350 м в бассейне Урми и 600—700 м в верховьях Амгуни. Верхняя часть нижнемеловых образований здесь представлена кислыми вулканитами, среди которых широко развиты лавобрекчии с обломками подстилающих пород. Мощность кислых вулканитов 500—600 м. Верхнемеловой комплекс пород в Баджальской зоне в основном представлен кислыми лавами и пирокластами общей мощностью более 2 тыс. м.

В Тырминской и Гуджикской впадинах, а также в Хингано-Олонойском прогибе, в отличие от Баджальской зоны, залеженных на кристаллических, а также на мезозойских геосинклинальных образованиях, вулканогенные породы представлены как мощными толщами нижнемеловых вулканитов, так и верхнемеловыми пирокластами и лавами. Среди них преобладают средние по составу лавы нижнемелового возраста (до 2000 м в Тырминской впадине), а кислые вулканогенные образования, особенно верхнемеловые, развиты в Хингано-Олонойском прогибе, где их мощность не превышает 400—500 м. Таким образом, на юго-запад в Мало-Хинганском поясе мощность вулканогенных пород сокращается и возрастает доля средних вулканитов.

В Средне-Амурской зоне, развитой южнее Мало-Хинганского пояса, отмечается такая же особенность в распределении вулканогенных образований (Сахно, 1964, 1971).

В Огоджинско-Умлеканском поясе широтного простирания проявлена поперечная зональность, выраженная сменой состава эффузивных формаций с запада на восток от более основных по составу к кислым. В этом направлении проходит «омоложение» возраста эффузивных комплексов (Сухов, Феклович, 1968).

В Гонжинской зоне, формировавшейся в условиях сочетания разнородных геологических структур — выступов и прогибов, проявлением раннемелового магматизма служит интрузивный гранитоидный, а эффузивный вместе с плутонической фацией составляет заключительный этап вулканизма этого региона. Вулканиты по составу относятся к андезитам, а интрузии — к гранодиоритам и диоритам.

В Зейско-Депской зоне, расположенной восточнее Гонжинской, раннемеловой магматизм развит ограниченно. Эффузивная фаза вулкано-плутонической серии (талданский комплекс) представлена главным образом андезитами. Кислые вулканиты отсутствуют.

Еще восточнее, в пределах сочленения Буреинского массива и Джагинской складчатой области, характерны мощные проявления раннемелового интрузивного магматизма (гранодиоритовая формация) и в меньшей степени вулкано-плутонические проявления, выполненные экстрезивно-эффузивными фациями андезитов и интрузиями диоритов и гранодиоритов, а также дайковой фазой малых интрузий. Кислый вулканизм либо не развит, либо весьма ограничен по площади.

В Эзопской зоне, представляющей наиболее восточное звено пояса и находящейся на стыке близширотных и близмеридиональных разломов, развиты исключительно кислые эффузивы и интрузии талданского и эзопско-дуссеалинского комплексов, охватывающих конец раннего и начало позднего мела.

Таким образом, для широтного пояса Монголо-Охотской области также характерна эволюция вулканизма, отмеченная в вулканических зонах Среднего Приамурья. Широкое развитие вулканогенных образо-

ваний Среднего Приамурья и широтного пояса Монголо-Охотской области, приуроченность их к структурным элементам, выделяемых в зоны и пояса, парагенетическая связь фациальных типов позволяют проводить их разделение по формационному признаку, в основе которого лежит пространственное и временное сонахождение, близость состава и генетическое родство (Устиев, 1963; Кузнецов, 1964; и др.).

По составу и структурному положению в рассматриваемых регионах могут быть выделены андезитовая и трахиандезитовая, липаритовая формации. При этом с андезитовой формацией сопряжена моласовая и угленосная формации, которые предшествовали или завершали ее формирование. С липаритовой формацией сопряжено игнимбритообразование, наиболее сильно выразившееся в некоторых регионах.

АНДЕЗИТОВАЯ И ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИИ

Вулканогенные образования среднего состава в основании вулканогенного комплекса вулканических зон Среднего Приамурья и широтного Огоджинско-Умлеканского пояса нижнемелового возраста, переслаивающиеся в нижней части с угленосной моласой, могут быть объединены в андезитовую, а в некоторых случаях андезит-трахиандезитовую формацию. Это пирокластические и лавовые образования талынжанской, ургальской, чагдамынской, чемчукинской и станолірской свит в Буреинском прогибе и Тырминской, Гуджикской и Хингано-Олонойской впадинах, огоджинской свиты и нижнемеловых вулканитов Верхне-Селемджинской и Октябрьской зон, средние и кислые вулканиты кукачанской свиты Баджалльской зоны и т. д.

Наиболее полно формация представлена станолірской свитой в Буреинском и Хингано-Олонойском прогибах, в Тырминской, Гуджикской, Баджалльской впадинах и ряде других мелких мульдах по восточному склону Малого Хингана.

В нижней своей части свита в Хингано-Олонойском прогибе выполнена плагиоклазовыми андезитами, лавобрекчиями и их туфами. В середине разреза появляются роговообманковые и биотит-роговообманковые андезиты и их туфы. Верхи свиты сложены лавобрекчиями андезитов, пироксеновыми андезитами и их туфами. В некоторых разрезах такая последовательность не устанавливается. Мощность свиты колеблется в широких пределах, наибольшая — свыше 350 м — получена при бурении скважины на месторождении Карадуб.

В Тырминской и Гуджикской впадинах станолірская свита развита в основном в центральных и северо-восточных частях впадин, где она представлена небольшими по площади покровами, слагающими неширокую полосу, вытянутую в северо-восточном направлении. Наиболее крупным массивом покровных эффузивов является хр. Нонни, соединяющийся севернее с массивом Наныкан. Юго-западнее эффузивы развиты мелкими разрозненными площадями в среднем и верхнем бассейне Якогулина и Уланнэ и близ гор Катын и Букачан. Далее к юго-западу эффузивные покровы известны в Гуджикской впадине. Юго-западнее впадины они развиты в бассейнах Каменушки, Яурина, Кульдура и Солокачи, где, по-видимому, соединяются с эффузивами Хингано-Олонойского прогиба.

В разрезе свиты намечается определенная приуроченность петрографических разностей андезитов. Плагиоклазовые и роговообманковые андезиты, иногда с гранатом, и их туфы тяготеют к низам и средней части свиты, а пироксеновые и пироксен-роговообманковые андезиты — к верхам. Мощность свиты в Тырминской впадине 200—300 м, в Гуджикской достигает 1000 м.

К востоку и северо-востоку от Гуджикской впадины в верхнем течении Урми и Амгуни выделяется толща средних эффузивов, которая параллелизуется со станолірской свитой Малого Хингана. Наиболее полный разрез этой толщи обнажается по рекам Лака-Урмийской и Онкоачи-Макит.

Мощность свиты колеблется в широких пределах: в бассейне среднего течения Урми она равна 300—350 м, в верховьях Урми и Амгуни достигает 600—700 м, в верховьях Сынчуги и Ярана — 150—200 м.

Верхняя часть фации выполнена кислыми лавами и туфами, которые составляют треть общей массы эффузивов и пирокластов. К северо-востоку (в Баджальской впадине) они занимают половину или большую часть объема формации.

Кислые вулканиты слагают солонечную свиту в Хингано-Олонойском прогибе и Търминской впадине. В Хингано-Олонойском прогибе свита сложена в основном фельзит-порфирами. Витрофиры, обсидианы, липариты и альбитофиры в разрезе толщи встречаются реже.

В Търминской и Гуджикской впадинах эффузивы солонечной свиты развиты только по периферии. Общая мощность свиты около 400 м.

В верховьях Урми и Амгуни нижнемеловые кислые эффузивы и их туфы выделяются в урмийскую свиту, которая многими исследователями параллелизуется с солонечной. Свита сложена пестрыми по окраске дацитовыми порфирами, лавобрекчиями, альбитофирами, фельзитами и их туфами. Средний химический состав эффузивов андезитовой формации представлен в табл. 11.

Наиболее низким содержанием кремнезема, а также наиболее высоким магнезии и извести отличаются двупироксеновые и пироксеновые андезиты. Гранатовые андезиты и дациты характеризуются высоким содержанием глинозема. Роговообманковые дациты близки по составу к гранатовым андезитам и дацитам, но отличаются от них несколько более высоким содержанием щелочей и снижением — глинозема. Для кислых эффузивов комплекса типично высокое содержание извести и незначительное преобладание калия над натрием в щелочах. Щелочность в них низкая. К югу от Баджальской зоны андезиты андезитовой формации в Търминской, Гуджикской впадинах и Хингано-Олонойском прогибе отличаются более основным составом.

Андезитовая формация в составе Огоджинско-Умлеканского пояса наиболее хорошо изучена в пределах Верхне-Селемджинской зоны (Сухов, Феклович, 1968; Моисеенко и др., 1971). По данным этих исследователей, в составе вулканической толщи, которая обнажается в бассейне Селемджи и по ее притокам (Малая Кера, Уперикан, Верхний Мын и др.), выделяется толща туфов, туфоконгломератов и лавобрекчий мощностью 250—400 м, толща андезитов и их туфов мощностью 500—800 м, толща андезито-дацитов, дацитов мощностью до 300 м.

Абсолютный возраст андезитов и дацитов, определенный калий-аргоновым методом, равен 134—122 млн. лет.

Пирокластическая толща сложена исключительно псаммитовыми и псефитовыми туфами. Толща андезитов развита более широко и представлена в основном лавами. Андезиты относятся к плагиоклазовым, двупироксеновым, пироксеновым и реже пироксен-роговообманковым типам. Преобладают плагиоклазовые разности; эффузивы и пирокласты слабо подвержены изменениям. Они пропилитизированы с образованием карбоната, хлорита, эпидота. Андезито-дациты и дациты, развитые в верхней части толщи, представлены пироксеновыми и роговообманковыми разностями.

В состав вулкано-плутонического комплекса зоны входят интрузивные образования, которые являются либо близкоодновременными, либо внедрение их завершает магматический этап вулканизма пояса. Среди них выделяются субвулканические интрузии и самостоятельные малые

Средний состав эффузивов вулканических зон Среднего Приамурья

Формация, породы	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na/K	Na/Ca	Ca/Al	Fe
															Fe+Mg
<i>Верхне-Селемджинская зона</i>															
Андезитовая андезиты дациты	8	58,76	0,71	16,71	3,07	2,49	0,12	3,92	6,02	3,32	1,85	1,79	0,55	0,36	0,59
	5	66,72	0,47	15,26	1,54	2,43	0,08	2,00	3,15	3,54	3,35	1,06	1,12	0,21	0,66
<i>Баджальская зона</i>															
Андезитовая андезиты Липаритовая липариты	19	60,95	0,96	16,21	1,30	5,18	0,11	2,35	3,53	3,93	1,83	2,15	1,11	0,22	0,73
	21	71,43	0,34	14,15	0,88	3,05	0,09	0,55	1,77	3,40	3,06	1,11	1,92	0,13	0,88
<i>Тырминско-Гуджикская структура</i>															
Андезитовая андезиты (Тырма)	8	53,21	1,11	17,70	4,76	3,43	0,19	4,41	7,41	3,07	0,71	4,32	0,41	0,42	0,67
<i>Хингано-Олонойская структура</i>															
Липаритовая липариты (Дитмар, 1973)	186	75,20	0,18	12,44	0,89	1,60	0,05	0,18	0,62	2,67	4,82	0,55	4,26	0,05	0,94
<i>Средне-Амурская зона</i>															
Андезитовая андезиты Липаритовая липариты	12	59,16	0,76	16,26	4,27	2,39	0,10	2,32	5,44	2,91	1,54	1,89	0,54	0,33	0,74
	14	70,79	0,36	13,45	2,09	0,80	0,02	0,59	1,02	3,40	3,75	0,91	3,37	0,08	0,83

интрузии. К субвулканическим относятся штокообразные тела Карауракского, Бургулинского массивов, лополиты Афанасьевский, Осипканский, а также малоглубинные интрузии (массив Брюс), дайковые тела, штоки, и др., связанные с формированием эффузивной формации.

Карауракский массив сложен микрогранит-порфирами, а в эндоконтакте — кварцевыми порфирами и фельзит-порфирами. По минеральному составу он относится к биотитовым разностям с общим количеством вкрапленников, не превышающим 15% (плагноклаз, кварц, калишпат, биотит).

Массив Брюс сложен биотит-роговообманковыми гранитами и градиоритами с таким минеральным составом (по данным И. И. Фатьянова): плагноклаза 30—45%, калишпата 20—30, кварца 20—30, биотита 5—12 и роговой обманки 5—10%. Для массива характерна высокая основность плагноклаза до лабрадора № 55 (Фатьянов, 1972). Степень изменения в породах массивов проявлена хлоритизацией и серицитизацией в небольших масштабах. Помимо крупных тел в составе комплекса известны дайкообразные и пластовые тела, по составу близкие к крупным интрузивным массивам, описанным выше.

Следующая группа интрузивных образований представлена небольшими телами основного и среднего состава, которые в виде протяженных зон простираются в широтном и меридиональном направлениях и совпадают с полосой золотонности этого региона. По составу они подразделяются на диабазовые, диоритовые порфириты и на группу габбро-диоритов, монцонитов и диоритов. Диабазовые и диоритовые порфириты слагают дайковый комплекс, связанный с андезитовой форма-

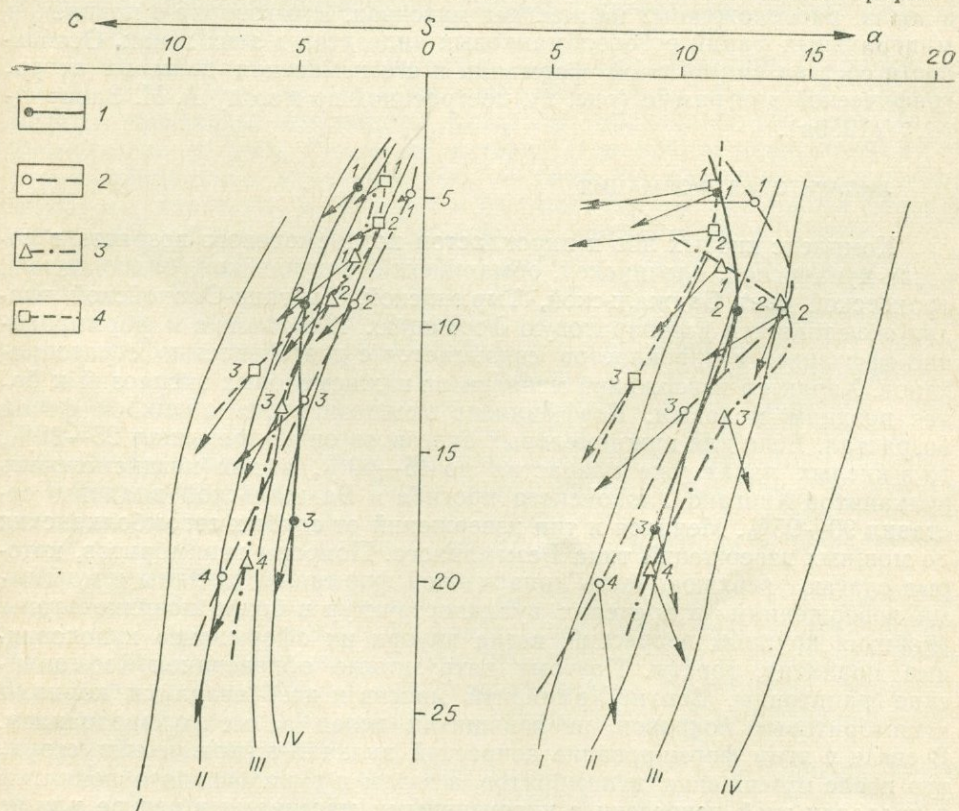


Рис. 2. Петрохимический состав пород андезитовой формации внутриматериковых вулканических зон Дальнего Востока.

Вариационная линия формаций: 1 — Баджальской зоны; 2 — Хинганской (Тырма, Гуджикская и Хингано-Олонойская впадины); 3 — Средне-Амурской; 4 — Верхне-Селемджинской. Цифры на кривых — составы пород, по Заварицкому (1950а); I—IV — кривые, по Бурри.

цией, либо находятся в обратных взаимоотношениях, что указывает, как отмечает И. И. Фатьянов, на близкие по времени этапы формирования вулcano-плутонических и малых интрузий. По данным калий-аргонового метода абсолютный возраст этих комплексов составляет 98—108 млн. лет.

Минеральный состав пород малых интрузий представлен моноклинным и ромбическим пироксеном, плагиоклазом (№ 56—70) для диабазовых порфиров; плагиоклазом (№ 40—55), роговой обманкой и пироксеном — для диоритовых порфиритов; плагиоклазом (№ 45—65), пироксеном и роговой обманкой — для габбро-диоритов; плагиоклазом (№ 55), калишпатом, кварцем, амфиболом, пироксеном, биотитом — для монцититов. Изменение пород в основном связано с процессами пропилизации.

Рассматривая в целом андезитовую формацию Среднего Приамурья и Огоджинско-Умлеканского пояса и сравнивая эффузивы различных зон в пределах этих регионов, можно отметить, что все породы без исключения перенасыщены глиноземом, при этом наиболее высокая перенасыщенность отмечается в породах андезито-дацитового состава; в кислой и в более основной части этой серии она снижается. Основные эффузивы относятся к нормальным породам. Эта особенность химического состава выразилась в появлении кристаллической фазы в виде фенокристов граната, свойственного в большей степени лавам андезито-дацитового состава. Щелочность лав наиболее высокой была в начальные этапы извержений. Она закономерно изменяется от вулканитов зон, расположенных вблизи геосинклинального обрамления, увеличиваясь в зонах, расположенных на жестких массивах. Это говорит о появлении минеральных фаций роговообманковых андезитов в этих зонах. Особенности состава андезитовой формации и его изменения даны на петрографической диаграмме (рис. 2), построенной по методу А. Н. Заварицкого (1950а).

ЛИПАРитОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Комплекс кислых лав и пирокластов поздне мелового возраста в составе кундурской, олочинской, обманийской, богучанской, баджальской, аракотской свит Баджальской, Тирминской, Хингано-Олонойской впадин объединяется в липаритовую формацию. Накопление и формирование эффузивов и пирокластов связывается с деятельностью стратовулканов. Характер извержений менялся от нижнемеловых эксплозий к более поздним меловым. Коэффициент эксплозивности с каждой фазой возрастал. Если для нижнемеловых андезитов он не превышал 25—30%, то в кислых лавах уже возрастал до 45—60%, а для поздне меловых вулканитов Хингано-Олонойского прогиба и Баджальской впадины составил 90—95%. Менялся и тип извержений от слабых стромболианских до мощных извержений типа Безымянного. Покровы игнимбритов, которые слагают верхнюю часть липаритовой формации, связаны с мощными извержениями в пределах вулканоструктур в более поздние этапы развития крупных депрессий, когда внутри их оформились куполовидные поднятия, горсты. Поэтому интрузивные образования (обманийские гранитоиды, Верхне-Урмийский массив и др.) являются корнями игнимбритовых покровов, внедрившихся вслед за их формированием. В связи с этим формирование депрессий вулcano-тектонических структур после извержения игнимбритов, а затем и куполовидного поднятия в пределах этой депрессии с интрузивными массивами в центре или по периферии в результате медленного давления магматической колонны — это единый связанный процесс. Примером таких структур могут быть вулканоструктуры различной стадии развития: Каменушинская, Юринская, вулcano-плутоны хребтов Баджал, Эзоп и др.

Липаритовая формация, ее нижняя часть, сложена обломочными породами кундурской и олочинской свит в Хингано-Олонойском прогибе, в составе которых отмечается высокая туфогенность. Мощность свит сильно меняется, средняя составляет 2100 м. В Баджальской зоне в мелких впадинах (Пачанская и др.) в основании комплекса кислых лав выделяется маломощный покров андезитов и туфов, который можно параллелизовать с амутской свитой Амутской впадины. Это пироксеновые, дупироксеновые, гиперстеновые и реже пироксен-роговообманковые андезиты.

Вышележащий комплекс пород представлен кислыми вулканитами, которые в Хингано-Фошаньской зоне выполнены обманьейской свитой, а в Баджальской — баджальской и аракотской свитами.

Кислые эффузивы обманьейской свиты и ее аналогов развиты широко. Они слагают покровы в Хингано-Олонойском прогибе, периферийные части Тырминской и Гуджикской впадин, занимают большие площади в верхнем течении Урми и Амгуни.

Наиболее полный разрез свиты известен в бассейнах Хингана, Олоно и Кимкана, где она сложена кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, фельзитами, сферолитовыми порфирами, липаритами, а также туфами, туфобрекчиями и лавобрекчиями этих пород. По данным Ф. Г. Федчина (1964), для свиты характерно наличие крупновкрапленниковых (до 7 мм) и средневкрапленниковых (до 2,5—3 мм) кварцевых порфиров, не занимающих в разрезе определенного положения. Для последних отмечается неоднородность состава и насыщенность обломочным и пепловым материалом, присутствие линз фельзитов, фельзит-порфиров, туфов и лавобрекчий часто с постепенными переходами во вмещающие порфиры.

К обманьейской свите относится липаритовая толща (богучанская свита). В ее составе выделяются липариты, липаритовые порфиры, витрофиры, туфолавы, игнимбриты, фельзиты, обсидианы, их лавобрекчий, туфобрекчий и туфы. Разрез характеризуется невыдержанностью и быстрой фациальной изменчивостью. В бассейне Кимкана липаритовые порфиры, липариты, витрофиры и фельзолипариты тяготеют к средней части, а липаритовые туфы — к верхней и нижней частям разреза.

В Баджальской впадине на водоразделах Урми и Амгуни, а также Сынчуги и Ярана верхнемеловые эффузивы разделены Э. Л. Школьниковым, А. А. Головневой на две свиты — баджальскую и аракотскую, которые, видимо, можно параллелизовать с обманьейской свитой Малого Хингана. Вся эта толща меловых эффузивов в нижней части сложена светло-серыми, желтовато-серыми и сиренево-серыми дацитами с прослоями туфов, туфолов, игнимбритов. Выше по разрезу эти породы переходят в порфиры, фельзит-порфиры и липариты. Эффузивы содержат большое количество (до 60%) вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки и калиевого полевого шпата. Таким образом, намечается слабо выраженная антидромная эволюция в пределах кислого члена формации.

Во впадинах, расположенных к юго-западу от Хингано-Олонойского прогиба, разрез верхнемеловой толщи начинается андезитами с порфировыми выделениями роговой обманки, плагиоклаза и пироксена. Верхняя часть толщи сложена переслаивающимися фельзитами, фельзолипаритами, липаритами и их туфами, туфолавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями, игнимбритами.

Мощность верхнемеловых эффузивов колеблется в широких пределах: в Баджальской зоне она достигает 1500—2000 м по данным М. И. Ициксона и Л. И. Красного (1962), по данным Э. Л. Школьника и А. А. Головневой — 1110—1200 м, в Гуджикской и Тырминской впадинах она не превышает 500 м, в Хингано-Олонойском прогибе, по данным бурения на Хинганском месторождении, — более 1200 м (Федчин,

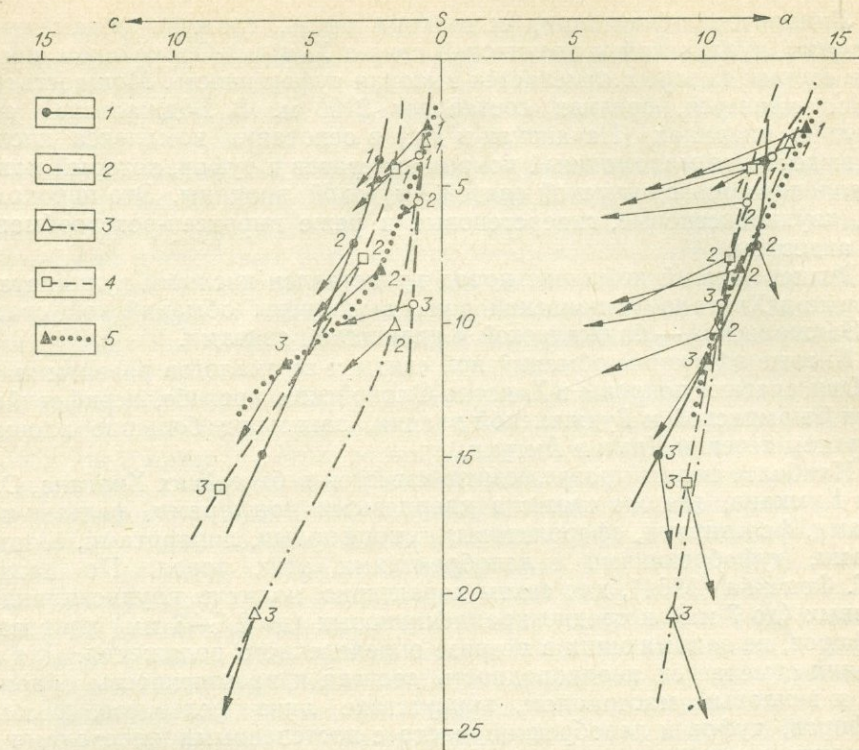


Рис. 3. Петрохимический состав пород позднемезозойской палеогеновой липаритовой формации.

Вариационная линия формации: 1 — Баджальской зоны; 2 — Хингано-Олонойского прогиба; 3 — Средне-Амурской зоны; 4 — Сихотэ-Алинского звена (южная часть); 5 — Верхне-Селемджинской зоны. Цифры на кривых — составы пород, по Заварицкому (1950а).

1964), во впадинах к юго-западу от прогиба — не более 400—500 м.

Химический состав вулканитов формации изучен неравномерно. Наиболее детально изучены эффузивы Хингано-Олонойской и Каменушинской вулканоструктур, в меньшей степени — Тырминской, Баджальской и Эзопской (Федчин, 1964; Волков, 1963; Сахно, 1964; Дитмар, 1973; и др.).

Сопоставление составов вулканитов между собой показывает, что существуют небольшие различия по содержанию щелочей, но эти различия резко выражены в соотношении калия к натрию, которое растет от периферии зон к внутренним, расположенным на жестких массивах (см. табл. 11). Эта закономерность проявлена даже в пределах небольшой Хингано-Олонойской структуры в южных и северных ее частях. В Каменушинской структуре, расположенной севернее, соотношение калия к натрию еще более сдвинуто в сторону натрия, а в Баджальской зоне оно еще резче. Пропорционально этому меняется количество извести (рис. 3).

ЭФФУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ОКРАИННО-МАТЕРИКОВОГО ПОЯСА

Вулканиты Восточного Приморья протягиваются вдоль побережья Японского моря по восточному склону Сихотэ-Алинского хребта от мыса Поворотного до устья Амура более чем на 1500 км. Они слагают вытянутое поле, являющееся звеном Чукотско-Катазиатской структуры. Звено имеет северо-восточное простирание и только на самом севере дугообразно изгибается и меняет направление на субмеридиональное.

Сихотэ-Алинское вулканическое звено является линейной структурой, направление которой не совпадает с направлением мезозойского геосинклинального складчатого основания. Направление пояса совпадает с простираем структур основания только на южном участке, а в средней части и особенно в северной половине они секутся поясом под острым углом, а на самом севере структуры мезозоя обрезаются поперечным направлением пояса. Несовпадение структурного плана основания и вулканического звена позволяет рассматривать пояс в целом как наложенную структуру, но довулканический этап развития региона определил некоторые особенности его формирования. Блоковый характер структуры фундамента проявился еще на стадии геосинклинального развития. Неодинаковая тектоническая подвижность блоков обусловила различную мощность, дислоцированность образований. Здесь выделяется несколько блоков: Южно-Приморский, Дальнереченский, Анюйский, Горинский (Изох, 1966).

Ранний этап развития региона обусловил некоторые особенности распределения вулканитов и активность вулканических процессов в различных участках пояса, так как тектоническая активность блоков проявилась неодинаково. Южные блоки на протяжении позднего мела—палеогена неоднократно испытывали вертикальные перемещения различных знаков, в то время как северная часть пояса (Анюйский блок) сохранила устойчивую тенденцию к погружению на протяжении всего периода формирования вулканогена.

Структуры ложа вулканогена прослеживаются под покровами лав с юга на север. Так, Прибрежное антиклинальное поднятие, выходящее на поверхность, геофизически прослеживается на север до широты Тернея. На западе вулканогенные структуры заложены на породах Главного синклинория. Покровы лав прослеживаются далеко на запад вдоль поперечных разломов, ограничивающих систему выступов в области сочленения Прибрежного поднятия и Главного синклинория. Частично вулканиты локализируются и вдоль Центрального шва. Роль разломов в формировании пояса возрастает к востоку. По мнению некоторых исследователей (Фаворская и др. 1969; Баскина, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Рудич, 1962; и др.), береговой шов, представляющий собой часть общей системы трансрегиональных глубинных разломов азиатской окраины континента, является основной магмоконтролирующей структурой, обусловившей образование огромных масс вулканитов.

Глубинное строение вулканогена по геофизическим данным отличается рядом особенностей: сокращенной мощностью земной коры (около 30—32 км, а на севере до 20 км), развитым «базальтовым» слоем и преобладанием его над «гранитным» (Фотиади, 1965; Кулинич, 1970). Для пояса отмечается высокий градиент силы тяжести и положительные магнитные аномалии, что связывается со скрытыми источниками возмущения геофизических полей. Как предполагает Р. Г. Кулинич (1970), этим источником могут быть базальтовые массы, залегающие в основании фундамента пояса. Выделяется серия скрытых магматических интрузий основного и ультраосновного состава, имеющих как широтное, так и субмеридиональное простираем. Интрузии встречаются в виде самостоятельных внедрений или приурочены к гранитным массивам. Постоянная связь этих даек с гранитоидами составляет особенность интрузивного магматизма этого региона и, судя по геофизическим данным, позволяет уверенно предполагать значительно большие масштабы этих внедрений на глубине.

К западу от вулканогена, там где Прибрежная зона сочленяется с Главным синклинорием, отмечается резкий уступ, связанный с увеличением мощности земной коры до 37 км. «Базальтовый» слой сокращается, а «гранитный» возрастает до 15 км. Появление огромных масс вулканитов вызвано условиями растяжения земной коры, которые отража-

ют единый направленный процесс, характерный для позднего мезозоя—кайнозоя азиатской и американской сторон Тихоокеанского кольца. Анализ тектонических условий этого времени (Irdley, 1962; Кинг, 1969; и др.) показывает, что форма проявления преимущественного развития интрузивного или эффузивного магматизма объясняется растяжением, которое господствует при формировании структур. Такая связь хорошо прослеживается на Сихотэ-Алинском вулканогене. Формирование пояса относится к сенону и связано с появлением протяженного шва, серии опережающих разломов и приразломных депрессий. Это может быть или следствием активизации тектонических и магматических процессов, охвативших азиатские окраины в позднем мезозое (Смирнов, 1963; Фаворская и др., 1969), или связано с реакцией жестких массивов на развитие рядом геосинклинальных прогибов (Власов, 1970). Безусловно, возникновение протяженных разломов и приразломных депрессий с извержением больших объемов лав связано с глобальными зонами растяжения в земной коре и подкоровыми процессами.

Вулканические депрессии являются характерной структурой пояса, в пределах которых формировались вулканические покровы. На ранних этапах они испытывали устойчивое опускание, а в дальнейшем в результате дифференцированных тектонических движений обособились структуры более мелкого порядка: кальдеры, вулканокупольные структуры, экструзии и т. д. Депрессии сопряжены с вулcano-тектоническими поднятиями, которые развивались на поздних этапах формирования структур. В вулcano-тектонических поднятиях резко возрастают масштабы проявления плутонического магматизма.

Примерами отрицательных вулканоструктур являются Якутинская, Богопольская и многие другие, описанные Ю. П. Бидюком, В. В. Ветренниковым, В. И. Рыбалко, А. И. Бураго, В. Ф. Марининым, Ф. И. Ростовским, Е. В. Быковской и др.

Депрессиям присущи большие размеры (до 30—50 км в поперечнике), полигенный характер, большая роль разломов в формировании, сложное блоковое строение фундамента, пестрый фациальный состав вулканитов, слагающих депрессию, сложное взаимоотношение с наложенными вулканическими структурами, среди которых наиболее обычны кальдеры различного генезиса и руины вулканов центрального типа. Размеры кальдер и их строение различно: простые кальдеры проседания (Барачная, Богопольская и др.), сложно построенные кальдеры с остатками двойной соммы с последующими блоковыми перемещениями в центре (Ольгинская, Кемская, Пластунская и др.). Примером таких структур может служить сложно построенная депрессия, расположенная к северу и югу от пос. Маргаритово. Она заложена на вулканитах более ранних эпох вулканической деятельности пояса. Внутри депрессия выполнена эффузивно-пирокластическим комплексом различного возраста, представляющим образования разновозрастных вулканических построек, кальдер со сложным взаимоотношением. Проявленные здесь кольцевые, дугообразные и радиальные разломы с дайковыми и интрузивными внедрениями вдоль них значительно усложняют строение построек. В депрессии выделяется несколько крупных кальдер: Милоградовская (10×15 км), Лиственная (диаметром 15 км), Тутунгинская (диаметром 12 км). Эти кальдеры выполнены андезитами, липаритами, игнибритами — продуктами деятельности многочисленных вулканов. Лиственного, Евстафьевского, Забава и др.

По такому типу построены многочисленные отрицательные вулcano-тектонические депрессии (Кемская, Якутинская и др.) и более простые (Богопольская, Базовская, Серебряная и др.), (Фремд, Рыбалко, 1970). Положительные вулканоструктуры, развитые в пределах пояса, встречаются не менее часто, чем депрессии. Они приурочены к поднятым блокам с интенсивным интрузивным магматизмом (Фа-

ворская и др., 1969) и представлены вулканокупольными структурами, горстами, экструзиями. В формировании этих структур главную роль играла активность магмы, которая способствовала проявлению тектонического поднятия, возникновению купольной структуры в результате напора магматической колонны при условии газовой составляющей и медленного нарастания давления.

Примерами вулканоплутонов как положительных элементов пояса могут служить сильно эродированный Монастырский горст в Южном Приморье, вулканокупольные массивы горы Аник в Северном Приморье, Тумнинский вулканоплутон в Северном Сихотэ-Алине и др. (Сухов, 1970; Фремд, Рыбалко, 1970; и др.).

По составу и особенностям структурного положения вулканыты разделяются на две формации: андезитовую и липаритовую.

Андезитовая формация выделяется в основании вулканогенного комплекса. Формирование комплекса связано с обширными депрессиями и проходило одновременно с отложением терригенных образований. В некоторых депрессиях терригенные толщи близки по характеру к молассоидам, в других — намечается переход к собственно вулканогенным с небольшой примесью терригенных осадков. Переменяемость осадочных горизонтов и вулканогенных толщ составляет основную черту строения нижней части андезитовой формации (петрозуевская свита на юге звена).

В сеноне спокойная обстановка сменилась бурной вулканической деятельностью с образованием мощной толщи андезитовых лав и пирокластов в обширных вулканодепрессиях (синанчинская и больбинская свиты). По составу, условиям формирования вулканогенные образования начального этапа вулканизма пояса объединены в андезитовую формацию. Нижняя часть формации представлена вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами петрозуевской свиты, развитой локально в некоторых впадинах на юге пояса. Средняя и верхняя часть формации сложена синанчинской и больбинской свитами, которые распространены значительно шире петрозуевской. Для всей формации в целом характерен малый процент (20—30%) explosивности, резкая фациальная изменчивость по разрезу. Наибольшая мощность толщи (1500—2000 м) отмечается в средней части пояса, к северу (Нижне-Амурская зона) и югу она сокращается до 400—500 м. Формация сложена в основном лавами андезитов, реже андезито-базальтов и дацитов и их туфами и лавобрекчиями. Среди андезитов обычными петрографическими разностями являются пироксеновые, реже двупироксеновые, пироксен-роговообманковые и биотитовые. Для северной части пояса наиболее характерны основные типы андезит-авгитов.

В формировании вулканических формации главную роль играли вулканы центрального типа. Трещинные извержения, возможно, проявились в начальные этапы. В ряде случаев удается установить приуроченность покровов андезитов к разломам, вдоль которых в более позднее время извергались стратовулканы.

С эффузивными образованиями во времени и структурно связаны экструзивные и интрузивные внедрения, представленные габбро-диорит-гранодиоритовой серией. Массивы экструзивных и интрузивных пород локализируются в вулканоструктурах, в которых проявлен эффузивный вулканизм. Возможно, к этой формации относится нижеамурская серия габбро-диорит-гранитоидных массивов, выделенная Э. П. Изухом и др. (1967) для Северного Сихотэ-Алия.

По химическому составу породы формации относятся к щелочноземельному ряду Тихоокеанской ассоциации вулканических пород со средней известковистостью и нормальным или несколько повышенным количеством глинозема. Для серии характерно резкое преобладание натрия над калием как в вулканических, так и в плутонических сериях форма-

Средний состав пород эффузивных формаций южной части Сихотэ-Алинского звена

Комплекс	Формация, порода	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na/K	Na/Ca	Ca/Al	Fe
																Fe+Mg
Синанцинский, петрозувский Игнимбритовый	Андезитовая андезиты	22	59,57	0,85	15,58	2,82	3,82	0,09	2,08	4,46	2,88	2,09	1,38	0,65	0,29	0,76
	Липаритовая липариты	23	72,78	0,32	13,55	1,48	1,96	0,06	0,52	1,29	3,08	4,11	0,75	2,39	0,10	0,87
Сияновский Богопольский Самаргинский	дациты	19	65,21	0,53	14,66	2,03	3,13	0,08	0,98	3,66	3,09	3,21	0,96	0,84	0,25	0,84
	липарито-дациты	25	70,06	0,50	14,10	2,10	1,30	0,09	0,77	2,13	3,04	3,07	1,28	1,85	0,15	0,82
	андезиты	17	55,88	0,92	17,36	2,51	3,93	0,11	3,04	5,33	3,48	1,95	1,79	0,65	0,31	0,68

ции. Наибольшей известковистостью отличаются ранние фазы извержений вулканитов андезитовой формации (петрозувская свита, табл. 12).

Закономерное изменение в химизме лав формации намечается с востока на запад. Особенно это хорошо проявляется в содержании щелочей и извести и свойственно для зон, вытянутых в западном направлении (Нижне-Амурская вулканическая зона). Лавы западных участков по составу отклоняются в сторону менее щелочноземельных серий (Сухов, 1967).

Липаритовая формация выделяется в объеме приморской, сияновской, самаргинской и богопольской свит или их аналогов, которые могут быть представлены в качестве комплексов, так как основные петрографические и петрохимические признаки этих свит сохраняются в тех вулканоструктурах, где такие подразделения проведены (Ветренников, 1973). В качестве примера можно привести богопольский комплекс, представленный биотитовыми липаритами, дацитами и их пирокластическими породами. Этот комплекс широко развит на юге (Аввакумовская структура и др.) и в средней части звена (Пластунская структура и др.). Кислый вулканизм соответствует общему воздыманию региона и проявлению дифференциальных движений с дальнейшим обособлением положительных и отрицательных вулcano-тектонических структур.

Преобладающими породами формации являются липариты и дациты; андезиты составляют небольшой процент на юге пояса, но к северу от Бикинского разлома (Бикинский, особенно Анюйский блок) резко возрастает количество средних эффузивов и пирокластов.

Нижняя часть липаритовой формации представлена игнимбридами липаритов и дацитов (80—90% общего объема извергнутого материала). В верхней части формации соотношение лав и пирокластов меняется, возрастает объем лавовых извержений в составе толщи, наряду с вулканитами липаритового состава появляются дациты, андезито-дациты и андезиты. При этом соотношение средних (андезитов) и кислых (липаритов) вулканитов возрастает до 30—40%. Наиболее четко это проявлено в северной половине пояса. Для нижней толщи игнимбридов характерна выдержанность разреза состава вулканитов на большом протяжении. Среди них преобладают липариты с минеральной ассоциацией вкрапленников кварца, ортоклаза, олигоклаз-андези-

на, редко биотита и роговой обманки. Последние два минерала составляют 1—2% от объема всех вкрапленников. Верхняя часть формации отличается фациальной пестротой, сопряженностью извержений кислых и средних вулканитов.

Постоянными минеральными ассоциациями вкрапленников в липаритах являются кварц, санидин, плагиоклаз (от олигоклаза до основного андезина), биотит, реже роговая обманка, авгит и гипсрстен.

Продольная зональность наиболее четко выражена в породах верхней части липаритовой формации не только изменением соотношения липарит—андезит в пользу последнего, как уже описывалось выше, но также изменением минеральной ассоциации вкрапленников в андезитах. В северной половине пояса преобладает ассоциация плагиоклаза (основной андезин) и авгита; к югу появляются более кислые андезиты с парагенезисом вкрапленников: андезин — авгит — роговая обманка и, реже биотит и кварц.

В тесной связи с кислыми и средними эффузивами и пирокластами находятся позднемеловые — палеогеновые интрузии, представленные массивами габбро-диоритов, диоритов и гранитов.

Как уже отмечалось, наибольшей насыщенностью интрузивными образованиями в пределах вулканогенных полей отличаются приподнятые блоки с высоким положением довулканогенного фундамента. Это блоки района поселков Ольга, Пластун, Терней, Тумнин и др.

Особенно тесная связь интрузивных и эффузивных образований устанавливается в вулcano-тектонических депрессиях, где они представляют собой комплектарные члены единой серии.

По химическому составу породы формации относятся к известково-щелочной серии Тихоокеанской ассоциации вулканических пород, несколько отклоняясь от типичных представителей этой ассоциации лав Курило-Камчатских островов и Японии повышением щелочности. По эволюции состава породы формации разделяются на несколько комплексов: нижний — существенно игнимбритовый (приморская свита) и верхний — липарит-дацит-андезитовый комплексы — сияновский, самаргинский, богопольский. Нижняя серия характеризуется повышенной или нормальной известковистостью, слабой или нормальной глиноземистостью, эволюцией состава пород от плагиолипаритов (известково-натровых) к калиевым липаритам (см. табл. 12). Соотношение натрия — калия меняется в сторону повышения калия при неизменной общей щелочности и кислотности пород. При общем постоянстве петрохимического состава игнимбритового комплекса наблюдаются некоторые изменения состава с юга на север вдоль пояса. В средней его части появляются основные по составу липариты (высокое содержание известки и магния при низкой щелочности), в более северных районах повышается щелочность вулканитов.

Между нижней формацией андезитов и игнимбритовым комплексом липаритовой формации полностью отсутствует преимственная связь в эволюции составов вулканитов.

Верхняя толща липаритовой формации характеризуется эволюцией петрохимического состава от калиевых липаритов и дацитов к натровым разностям с повышением известковистости и основности эффузивов при постоянном возрастании глиноземистости (см. табл. 12). Средние эффузивы, входящие в состав верхней толщи формации, по петрохимическому составу близки к дацитам и липаритам. Они подчиняются эволюции состава, свойственной для пород толщи. Для вулканитов толщи еще больше проявлена продольная петрохимическая зональность с юга на север от крайне известково-щелочных пород к более щелочным. Поперечная зональность характерна для северной части пояса Нижне-Амурской вулканической зоны (Сухов, 1967), вытянутой далеко на запад.

Особенности петрохимического состава, минеральных парагенезисов вулканогенных пород, зависимость их от структурного положения, а также физико-химические условия происхождения отдельных типов вулканитов рассматривались ранее (Сахно, 1964, 1971; Сахно, Лаговская, 1971; и др.).

Новые данные по характеру распределения редких элементов в этих толщах также позволяют судить об условиях происхождения кислых и средних магм этого региона (Sakhno, 1971). Здесь приводятся краткие выводы по данному вопросу. Средние составы пород андезитовой и липаритовой формаций представлены в табл. 11, из которой видно, что наибольшей глиноземистостью отличаются средние и кислые эффузивы для «гранитизированных» вулканических зон с мощной гранитной корой (Баджал, Хингано-Олонойская структура) и интенсивным проявлением кислого вулканизма. В меньшей степени глиноземистость лав выражена в «базифицированных» зонах (Тырма, Верхне-Селемджинская структура) с сокращенной мощностью гранитного слоя и гипертрофированным базальтовым слоем. Для таких зон проявился в основном андезитовый вулканизм. Здесь же в большей степени типична натрово-известковистая серия. Намечаемая зависимость характера вулканизма от глубинного строения связывается с закономерным изменением состава лав в разновозрастных комплексах в пределах вулканических структур с востока на запад, что отражается в составе и парагенезисах вкрапленников в лавах. Это позволило вплотную подойти к вопросам физико-химических условий формирования вкрапленников и пород с использованием парагенетического анализа Д. С. Коржинского (Коржинский, 1957; Сахно, 1964, 1971).

Петрохимическое изучение пород позволило установить весьма важное петрогенное значение таких потенциалов, как CaO , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 и т. д. Наиболее ярко это выражено в андезитовых и андезитодацитовых комплексах. На основании изучения парагенезисов вкрапленников по методу Д. С. Коржинского (1957) с использованием диаграмм различных химических потенциалов, петрогенное значение которых было выявлено петрохимическими исследованиями, получены важные петрологические данные относительно устойчивости и условий кристаллизации (глубинность, температура, влияние щелочей и других потенциалов) таких индикаторных парагенезисов, как гранат — роговая обманка — плагиоклаз и т. д., что позволило сделать следующие выводы. Изменение соотношения кальция — натрия оказывает существенное влияние на состав плагиоклазов в парагенезисе плагиоклаз — роговая обманка, на состав ортоклаза в парагенезисе плагиоклаз — ортоклаз, а также определяет устойчивость роговой обманки в расплавах. Высокий потенциал глинозема при недосыщенности извести в магмах способствовал кристаллизации гранатовых и гранат-роговообманковых вкрапленников.

Увеличение избытка глинозема в расплаве связывается с условиями ассимиляции андезитовых магм пород фундамента или условиями палингенеза в нижних частях коры.

На кристаллизацию граната помимо условий высокоглиноземистости существенное влияние оказывает режим щелочей и особенно отношение натрия — калий. Поле устойчивости при анализе диаграмм химических потенциалов $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Сахно, Лаговская, 1971) показывает, что поле равновесия граната с роговой обманкой и плагиоклазом имеет узкое поле. Снижение или возрастание потенциалов натрия и калия при той же высокой глиноземистости приводит к неустойчивости их в расплавах. Снижение потенциала натрия приводит к появлению новых парагенезисов: диопсид — гиперстен — биотит — роговая обман-

ка. Высокий потенциал калия также приводит к неустойчивости гранатовых парагенезисов в эффузивах.

Высокая глиноземистость магм наиболее ярко выражена в зонах, наложенных на кристаллические массивы. В лавах этих зон, как правило, отмечается дефицит извести, что хорошо иллюстрируется на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 2) смещением вариационной кривой вправо на плоскости cSb по отношению естественных ассоциаций по Бурри (Заварицкий, 1950а). В меньшей степени это выражено в других зонах, т. е. глиноземистость и известковитость-натровость контролируются структурным положением, составом фундамента наложенной вулканической зоны. Это говорит о том, что при формировании магматических расплавов, производными которых являются вулканы андезитовой формации внутриматериковых зон, в различной степени «загрязненных» коровым материалом, большое значение имеют ассимиляционные процессы. Степень «загрязнения» коровым материалом устанавливается при анализе распределения редких элементов в магматических образованиях. Увеличение их концентрации к заключительным фазам, извержение которых связано с глубинными камерами, подтверждает процесс захвата магмами корового материала и согласуется с гипотезой вертикальной миграции магматических очагов с выходом их на поверхность. Извержение игнимбритов и постоянная пространственная и генетическая связь игнимбритовой толщи с малоглубинными массивами интрузивных тел и экструзий, наблюдаемая в зонах игнимбритового вулканизма, подтверждают эту гипотезу. Примером таких зон и массивов являются Баджальская зона с кислыми игнимбритами и массивом верхнеурмийских гранитоидов, Эзопская зона с эзопским массивом гранитоидов, малоглубинные и субвулканические тела с экструзиями Верхне-Селемджинской зоны и т. д.

Модель корового палингенеза подтверждается наличием больших объемов кислых расплавов, извергнутых в вулканических зонах с повышенной мощностью земной коры (гранитного слоя), характеризующихся гравитационными минимумами, мощной зоной разуплотнения (Баджал, Эзоп), а также объясняется особенностями геохимического и петрохимического состава, спецификой корреляционных связей петрогенных и малых элементов. Таким образом, происхождение кислых магм во внутриматериковых вулканических зонах (Баджал, Эзоп, Хингано-Олонь) связывается с палингенезом, а андезитовый вулканизм в «базифицированных» зонах, особенно магматическая его фаза,— с ассимиляционным процессом.

В Сихотэ-Алинском вулканогене данные химического состава, характера распределения микроэлементов, соотношения мощности извергнутых масс позволяют судить о несколько ином происхождении магм. Прежде всего соотношения объемов средних и кислых вулкаников говорят о явном преобладании последних. Учитывая особенность глубинного строения — сокращенную мощность «гранитного» слоя и резко увеличенную «базальтового», — нужно сказать, что происхождение кислых магм не связано с процессом палингенеза: во-первых, отсутствует прямая корреляция между мощностью земной коры и большим объемом извергнутых кислых вулкаников; во-вторых, высокая глиноземистость и дефицит извести, характерные признаки внутриматериковых вулкаников, в лавах окраинного пояса либо отсутствуют, либо значительно снижены; в-третьих, отсутствуют такие фации вулкаников, как гранат-роговообманковые, гранат-диопсид-роговообманковые и др., для кристаллизации которых необходимы условия высокой глиноземистости и определенный режим щелочей. Более того, несмотря на локальные изменения соотношений средних и основных лав, а также строения фундамента зон, в целом для всего Сихотэ-Алинского

вулканогена характерна устойчивость петрографических, петрохимических и геохимических особенностей (например, игнимбритовый и богопольский комплексы). Об этом же говорят данные распределения редких элементов. Отмечается устойчивая корреляция в группе «мантийных» элементов и их связь с литофилами (Sn, Pb, Zn). Анализ типов корреляционных связей, полученных с помощью статистического метода Миллера и Кана (1965) не только для Сихотэ-Алинского, но и для Охотского и Чукотского звеньев, выявил их идентичность, что позволяет предполагать о генетической близости условий происхождения лав в окраинном поясе.

Учитывая все эти особенности, видимо, более вероятно связывать происхождение средних и кислых лав с мантийными зонами генерации, возможно с селективным плавлением (Грин, Рингвуд, 1968; Куширо, 1973). Безусловно, коровая ассимиляция имела место, так как игнимбритовый вулканизм был многоэтапным, а магмы — водогазонасыщенными, с выходом очагов на поверхность. Следует обратить внимание на связь «повышенной мощности базальтового слоя» в основании с мощным кислым вулканизмом в поясе, обусловленную, видимо, подкоровыми процессами.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ВУЛКАНИТАХ

Определение золота и серебра является трудоемким и сложным процессом, поэтому данные об их распределении в породах вулканогенных формаций практически отсутствуют. Что же касается распределения этих элементов по типам пород (в щелочноземельных, в кислых и основных дериватах щелочных магм и т. д.), то пока мы располагаем немногочисленной литературой (Rowe, 1969; Шербаков, 1967; Юдина и др., 1972; Моисеенко и др., 1971). По южной части Дальнего Востока такие данные вообще отсутствуют. В связи с этим представляет интерес характер распределения золота и серебра в эффузивах различных формаций вулканических зон. Уровень содержания этих металлов значительно варьирует в вулканитах, в экструзивных и интрузивных массивах. Более того, он меняется от комплекса к комплексу.

Таблица 13
Содержание золота и серебра в вулканитах андезитовой формации Баджальской зоны

№ обр.	Порода	Au (г·10 ⁻⁷ %)		Ag (г·10 ⁻⁶ %)		$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
		Au	Ag	Au	Ag					
93/2	Пироксеновый андезит	0,2	21,0	1,0	4,71	3,90	1,0	79,6		
72	Гранатовый андезит	0,9	6,2	14,3	5,26	3,50	2,20	61,4		
130	Двупироксеновый андезит	0,3	4,8	6,2	6,19	3,45	1,23	73,7		
136	Пироксеновый андезит	1,0	17,0	5,8	7,49	3,20	0,80	80,0		
94	»	2,9	54,0	5,3	4,68	3,90	0,40	90,7		
133/5	Туф андезита	1,7	7,8	21,3	—	—	—	—		
102/4	Туф гранатового дацита	0,2	14,0	1,4	1,54	3,90	2,70	59,1		
101/2	»	0,6	6,2	9,6	2,21	4,90	0,80	86,0		
120/1	»	0,3	88,0	0,3	2,80	3,50	3,90	47,3		
	Среднее . . .	0,9	24,3	7,2	4,36	3,78	1,63	63,2		
	Дисперсия . . .	0,82	872,89	22,71	4,78	0,27	1,44	222,68		

Таблица 14

Содержание золота и серебра в вулканитах андезитовой формации (Тырминско-Гуджикская структура)

№ обр.	Порода	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
901	Пироксеновый андезит	1,0	0,8	111,1	6,19	2,50	0,62	80,1
902/2	»	0,7	2,0	33,8	—	—	—	—
902/3	»	0,8	0,8	90,9	6,81	3,50	0,85	80,4
902/4	Пироксен-амфиболовый андезит	1,0	0,8	111,1	7,20	3,81	0,94	80,2
906/2	То же	1,4	2,0	64,5	6,34	3,35	0,46	87,9
908/2	»	1,7	2,0	64,5	6,40	2,65	1,15	69,7
910/1	»	4,6	—	—	—	—	—	—
910/2	Пироксеновый андезит	1,1	—	—	11,8	2,60	0,40	86,6
914	Пироксен-амфиболовый андезит	0,8	4,0	19,6	—	—	—	—
920	Пироксеновый андезит	0,8	0,8	90,9	—	—	—	—
923	Роговообманковый андезит	2,7	0,8	252,3	5,40	4,18	1,78	70,1
Среднее		1,5	1,5	93,2	7,16	3,22	0,88	79,3
Дисперсия		1,39	1,18	4569,61	4,49	0,43	0,23	51,12

Таблица 15

Содержание золота и серебра в андезитах Верхне-Селемджинской вулканической зоны (по данным И. И. Фатьянова)

№ обр.	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$	№ обр.	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($\cdot 10^{-6}$ %)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$
И-1217	0,2	—	—	И-1249	1,2	2,0	56,6
И-1218	0,6	6,3	9,4	И-1250	1,2	2,0	56,6
И-1220	0,2	2,0	9,9	И-1251	1,4	2,0	65,4
И-1221	0,2	6,3	3,1	И-1252	1,0	2,0	47,6
И-1223	0,3	2,0	14,8	И-1253	0,9	2,0	43,1
И-1224	0,2	5,0	4,0	И-1254	1,2	2,0	56,6
И-1225	0,2	2,0	9,9	И-1255	1,5	2,0	69,8
И-1226	0,2	5,0	4,0	И-1256	1,2	—	—
И-1231	0,6	—	—	И-1258	1,4	—	—
И-1232	0,6	2,0	29,1	И-1258	1,4	—	—
И-1233	1,6	2,0	49,7	И-1259	0,9	—	—
И-1234	0,8	2,4	32,2	И-1260	2,5	1,0	200,0
И-1236	2,5	6,3	38,1	И-1261	1,4	1,0	122,8
И-1237	0,3	2,0	14,8	И-1263	1,4	1,0	99,1
И-1238	1,2	2,3	49,6	И-1264	1,0	1,0	90,9
И-1239	0,9	9,8	9,1	И-1265	0,2	1,0	19,6
И-1240	1,2	5,0	23,4	И-1266	1,1	1,4	72,8
И-1241	0,6	2,0	29,1	И-1267	1,2	4,0	29,1
И-1242	1,5	2,0	69,8	И-1268	1,2	1,0	107,1
И-1246	1,7	2,0	33,8	И-1270	0,6	1,0	56,6
И-1248	1,2	2,0	56,6				
Среднее					0,9	2,7	32,3

В андезитовой формации Баджальской зоны содержание золота колеблется в больших пределах, но общий уровень ниже кларкового в 2—3 раза. Минимальными концентрациями отличаются гранатовые разновидности. Распределение серебра также значительно колеблется (табл. 13).

Таблица 16

Содержание золота и серебра в кислых вулканитах (дацитах) андезитовой формации Верхне-Селемджинской зоны (по данным И. И. Фатьянова)

№ обр.	Au ($n \cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($n \cdot 10^{-6}$ %)	$\frac{Au}{Au+Ag} \cdot 1000$
1276	1,7	4,0	40,7
1277	1,7	4,0	40,7
1278	3,9	4,0	88,8
1279	2,5	1,0	200,0
1281	1,0	2,0	47,6
1282	1,8	6,3	27,7
1280	2,1	2,0	95,0
1283	1,0	6,3	15,6
1284	1,3	5,0	25,3
1285	1,8	3,0	56,6
1286	1,5	6,3	23,2
1287	1,5	2,0	69,7
1288	2,0	5,0	38,5
1289	1,3	4,0	31,5
Среднее	1,8	3,9	57,2

В Тырминско-Гуджикской структуре в андезитах содержание золота возрастает и близко к кларковому (табл. 14), но концентрация серебра резко снижается по сравнению с баджалскими андезитами. Соотношение золото—серебро в формации колеблется в больших пределах.

Следует особо остановиться на распределении золота и серебра в андезитах и дацитах андезитовой формации Верхне-Селемджинской зоны, так как с интрузивными аналогами этой формации связана золотая минерализация. Для андезитов характерны небольшие колебания концентраций (табл. 15). В целом она выдерживается по всему комплексу пород в пределах $0,2—2,5 \cdot 10^{-7}$ %. Среднее содержание значительно ниже кларкового. То же свойственно и для распределения серебра: низкий уровень концентраций, минимальные пределы колебаний.

В кислых породах (дацитах) формации содержание золота повышается до $1,8 \cdot 10^{-7}$ %, а колебания сокращаются до минимальных, т. е. $1,0—3,9 \cdot 10^{-7}$ % (табл. 16). По породам формации в целом концентрация золота и серебра значительно ниже кларкового (табл. 17). Как видно из табл. 15—16, содержание золота колеблется в зависимости от основности пород, а концентрация серебра остается, примерно, на одном уровне.

Распределение золота и серебра в липаритах и дацитах липаритовой формации вулканических зон Среднего Приамурья дана на примере баджалских вулканитов (табл. 18). Характерна низкая концентрация

Таблица 17

Содержание золота и серебра в вулканитах андезитовой формации Верхне-Селемджинской зоны

№ обр.	Порода	Au ($n \cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($n \cdot 10^{-6}$ %)	$\frac{Au}{Au+Ag} \cdot 1000$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Na_2O}{Na_2+K_2O} \cdot 100$
1286	Андезито-дацит	1,5	6,3	23,3	4,80	3,45	2,29	60,1
1234	Андезит пироксеновый	0,8	2,4	32,3	5,84	3,35	2,06	61,9
1280	Андезито-дацит	2,1	2,0	95,0	4,90	3,40	2,20	60,7
1250	»	1,2	2,0	56,6	5,44	3,94	0,66	85,5
1221	Андезит	0,2	6,3	3,2	6,12	3,40	2,20	60,7
1223	Андезито-базальт	0,3	2,0	14,8	7,62	2,80	0,88	76,1
1236	Андезит пироксен-амфи- боловый	2,5	6,3	38,2	6,12	3,40	2,64	56,3
1249	То же	1,2	2,0	56,6	7,35	2,80	1,87	60,0
1288	Андезито-дацит	2,0	5,0	38,5	4,88	4,06	2,35	63,3
Среднее		1,3	3,8	39,8	5,9	3,4	1,90	64,9
Дисперсия		0,64	4,78	498,18	1,07	0,14	0,49	102,66

Таблица 18

Содержание золота и серебра в лавах и пирокластах липаритовой формации Баджальской зоны

№ обр.	Порода	Au		Au 1000 Au+Ag	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na Na ₂ O+K ₂ O ¹⁰⁰
		(n·10 ⁻⁷ %)	Ag (n·10 ⁻⁶ %)					
137/9	Туф липарита	1,2	11,0	10,8	0,10	3,90	3,20	54,9
21	Дацитовый игнимбрит	0,7	17,0	4,1	—	—	—	—
90/4	Игнимбрит липарита	0,3	13,0	2,3	1,04	3,20	3,70	47,6
22	Дацит	1,2	3,0	38,5	—	—	—	—
15	Дацитовый игнимбрит	1,1	2,7	39,1	3,81	5,13	1,86	73,4
16	Дацит	0,6	18,0	3,3	—	—	—	—
23	Туф дацита	0,7	4,6	15,0	4,03	3,22	2,75	55,6
137/1	» липарита	0,4	13,0	3,1	0,56	4,00	3,00	57,1
1	Игнимбрит липарита	0,2	10,0	2,0	1,95	3,60	3,70	49,3
90	Туф липарита	0,8	28,0	2,8	1,4	3,20	3,70	46,3
98	» »	0,4	13,0	3,1	1,37	2,38	3,03	43,9
Среднее		0,7	12,1	11,3	1,73	3,57	3,11	53,1
Дисперсия		0,41	55,7	33,9	2,21	0,52	0,57	110,99

Таблица 19

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в вулканитах Верхне-Селемджинской зоны

Компонент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au	-0,168		0,087	0,295	0,401	0,941	0,023		
Ag			0,572	0,243	0,593	0,741		0,667	
Al ₂ O ₃								-0,319	
Fe ₂ O ₃								-0,342	
FeO								-0,366	
MgO								-0,367	-0,433
CaO									
Na ₂ O								0,130	0,228
K ₂ O								0,481	0,638

золота в породах формации и незначительные ее колебания. Содержание серебра в породах подвержены большим изменениям, средний уровень его равен $12,1 \cdot 10^{-6}\%$, что превышает кларк в 2 раза (Виноградов, 1962).

Сопоставления данных по содержанию золота и серебра по комплексам внутриматериковых зон показывают, что существует зависимость между их содержанием и отношением натрия к калию, так же как и зависимость отношения золота и серебра от потенциалов натрия и калия. Эта зависимость является прямой, т. е. с увеличением доли натрия в сумме щелочей растет концентрация золота (см. рис. 15). Существуют и принципиальные различия в поведении золота и серебра в породах формации Верхне-Селемджинской и Баджальской зон. В первой из них концентрация золота повышается от комплексов начальных фаз, представленных андезитами, к кислым — завершающим. Повышается и концентрация серебра к конечным фазам извержений.

В Баджальской зоне при общем низком уровне содержания золота (ниже кларка в 4—5 раз) концентрация снижается к конечным этапам вулканизма. Количество серебра снижается, но остается выше кларкового. Особенности поведения этих элементов являются следствием генетических различий, о которых говорилось выше.

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в липаритах Баджалльской зоны

Компонент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au	-0,400	-0,444	0,132	-0,736	0,187				
Ag		0,733	0,990		0,841	0,401	0,855	-0,223	
Al ₂ O ₃								-0,225	-0,989
Fe ₂ O ₃								0,351	0,991
FeO								0,544	0,602
CaO								-0,782	
MgO								-0,645	0,480
Na ₂ O								0,010	-0,809
K ₂ O								-0,211	0,445

В табл. 19 и 20 даны корреляции золота и серебра с петрогенными и редкими элементами в вулканитах внутренних зон (Верхне-Селемджинской и Баджалльской); на основании таблиц корреляционных зависимостей можно дать качественную оценку связи золота и серебра с другими элементами, так как в них включены не только величины с высокой степенью достоверности, но и ниже этого коэффициента. В результате удалось выявить такие важные особенности, как связь золота и серебра с «мантийными» (Ni, Co, Cu, V) и литофильными (Sn, Pb, Zn) элементами, а также петрогенными окислами с фемическим или салическим профилем. По этим особенностям можно судить о глубинности таких связей и их эволюции в процессе вулканизма.

Характерно отсутствие прямых корреляций золота с «мантийными» элементами и окислами в обеих формациях. В андезитах еще сохраняется низкая степень связи с ванадием, но уже в липаритах она отрицательная, а связь золота и меди остается прежней. Очень высокая корреляция золота и свинца с оловом. Показательны корреляции золота с петрогенными окислами: они отрицательные с фемическими окислами, но прямые — с натрием и калием для андезитов и несущественные и обратные — в липаритах.

Корреляционная связь серебра с редкими и петрогенными элементами совсем иная. Серебро, с одной стороны, коррелируется с «мантийными» элементами (особенно в липаритах), а с другой, — с литофилами. В обеих формациях высокая связь с оловом, свинцом и калием.

Распределение золота и серебра в вулканитах окраинного пояса имеет некоторые особенности. Содержание золота в породах андезитовой формации, в вулканитах игнимбритового и саяновского комплексов близко к кларковому или несколько выше.

Для вулканитов андезитовой формации (табл. 21) свойственны значительные колебания содержания золота. В кислых вулканитах игнимбритового комплекса уровень концентрации золота еще выше (табл. 22), а колебания содержания его небольшие. Кислые вулканиты также характеризуются близкими соотношениями щелочей с высокой долей калия (более 50%).

В вулканитах саяновского комплекса, который отличается контрастным составом и более высокой степенью изменений, количество золота близко к кларковому или немного выше, но свойственна высокая степень колебания содержания — в 10—14 раз (табл. 23).

В вулканитах самаргинского комплекса количество золота ниже кларкового в 1,5—2 раза, хотя отдельные пробы имеют концентрации значительно выше уровня (табл. 24).

В дацитах и игнимбритах богопольского комплекса концентрации золота резко снижены (ниже кларка в 4—5 раз) при минимальных его колебаниях (табл. 25).

Таблица 21

Содержание золота и серебра в вулканитах андезитовой формации Сихотэ-Алинского звена

№ обр.	Порода	Au + Ag			CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
		Au (г·10 ⁻⁷ %)	Ag (г·10 ⁻⁶ %)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$				
1135/5	Туф липарита	1,9	59	31,2	1,30	3,63	4,15	46,6
1135/7	Дацит	4,9	40	109,1	5,33	2,27	3,69	38,1
1135/6	Андезит	0,2	35	5,7	7,45	1,97	2,43	44,8
1135/2	Дацит	3,3	28	105,4				
1135/10	»	4,3	40	97,1	5,47	3,08	1,38	69,1
1135/4	Андезит	0,6	100	6,0	5,36	3,35	2,08	61,7
1135/3	»	14,0	85	141,4	5,72	3,70	1,53	70,7
Среднее		4,20	55,30	70,8	5,10	3,00	2,54	55,10
Дисперсия		21,93	753,24	3057,5	4,12	0,52	1,30	121,98

Таблица 22

Содержание золота и серебра в вулканитах игнимбритовой толщи (Тернейско-Пластунская структура)

№ обр.	Порода	Au + Ag			CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
		Au (г·10 ⁻⁷ %)	Ag (г·10 ⁻⁶ %)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$				
1081/16	Туф дацита	4,2	8,0	344,4	1,76	3,58	3,60	49,86
1081/3	»	5,4	8,0	403,0	2,45	3,30	3,70	47,14
1085/16	Игнимбрит липарита	1,9	10,0	159,7	0,54	3,42	3,48	49,57
1081/4	» дацита	6,2	190,0	3,3	1,91	3,04	3,78	44,57
1085/19	» липарита	8,5	62,0	120,4	1,12	4,20	4,10	50,60
1081/1	»	5,1	95,0	5,3	1,32	3,65	3,90	48,34
Среднее		5,20	55,30	160,20	1,52	3,53	3,76	48,35
Дисперсия		5,17	477,41	18090,18	—	—	—	—

Таблица 23

Содержание золота и серебра в вулканитах сияновского комплекса

№ обр.	Порода	Au + Ag			CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
		Au (г·10 ⁻⁷ %)	Ag (г·10 ⁻⁶ %)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$				
1138/13	Туф дацита	1,0	10	139,8	1,73	3,89	3,72	51,1
1139/9	» андезита	4,2	50	77,5	5,04	4,38	3,51	56,2
1138/1	Игнимбрит липарита	2,6	140	18,2	0,71	3,56	3,99	47,2
1138/16	»	2,7	10	212,6	0,01	2,16	4,50	32,4
1138/5	Туф дацита-липарита	0,2	71	2,8	0,82	1,52	2,09	42,1
1137/8	Дацитовый игнимбрит	12,0	29	292,7	2,18	5,60	1,54	78,4
1038/11	Игнимбрит липарита	14,0	280	5,0	1,24	3,36	3,96	43,5
1085/1	Андезито-дацит	6,5	42	51,9	3,26	4,82	2,64	64,6
1138/4	Липарит	1,3	8,0	139,8	0,82	4,00	3,74	51,7
1138/9	Дацит	2,1	36,0	55,1	2,20	3,88	4,12	48,5
Среднее		4,70	67,60	99,5	1,80	3,71	3,38	51,60
Дисперсия		21,70	202,94	10694,9	2,25	2,19	1,51	316,42

Содержание золота и серебра в вулканитах самаргинского комплекса

№ обр.	Порода	Au		$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
		($\cdot 10^{-7}\%$)	($\cdot 10^{-6}\%$)					
1078/11	Андезит	1,5	30	47,6	5,17	3,61	1,96	64,8
1078/1	Андезито-базальт	4,2	20	173,6	5,88	2,90	1,00	74,4
1078/14	Андезит	1,6	93	16,9	—	—	—	—
1078/3	»	2,6	69	36,3	—	—	—	—
1082/9	Дацит	1,4	48	28,3	0,70	3,50	2,60	57,4
1083/20	»	2,5	100	24,4	3,15	3,90	3,05	56,1
1083/4	»	0,6	85	7,0	4,08	4,42	2,20	66,8
1083/1	Андезито-дацит	0,7	65	10,7	4,05	4,43	3,02	58,9
1083/9	»	0,9	43	20,5	3,95	4,85	2,20	68,8
1082/3	Андезит пироксено- вый	0,8	250	3,2	5,28	3,27	2,91	52,9
1085/7	Андезито-дацит	7,6	10	431,8	3,54	3,42	2,64	56,4
1085/6	Базальт	3,3	60	52,1	8,70	3,18	0,66	82,8
1085/18	Андезит	4,2	36	104,5	5,44	3,56	1,92	65,0
1078/17	»	2,3	150	15,1	—	—	—	—
1078/4	»	0,9	8,0	101,1	—	—	—	—
Среднее . . .		2,34	71,1	71,4	4,54	3,73	2,19	64,0
Дисперсия . . .		3,57	3890,97	12125,7	3,94	0,36	0,69	80,71

Таблица 25

Содержание золота и серебра в вулканитах богопольского комплекса

№ обр.	Порода	Au		$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
		($\cdot 10^{-7}\%$)	($\cdot 10^{-6}\%$)					
1171/8	Туф липарита-дацита	1,2	10	107,1	1,71	3,68	4,60	54,1
1171/3	Дацитовый игним- брит	0,5	10	47,6	2,81	3,99	0,47	89,5
1171/10	Дацит	1,2	20	56,6	3,60	4,38	2,44	64,2
1171/6	Липаритовый иг- нимбрит	0,7	10	65,4	2,16	3,73	3,77	49,7
1171/22	То же	2,1	10	173,6	2,59	3,89	3,00	56,5
1171/19	Игнимбрит липарита	1,1	42	25,5	2,21	6,64	1,80	78,7
1171/20	Туф липарита-да- цита	0,2	48	4,1	2,17	3,85	3,40	53,1
1171/15	Дацитовый туф	0,6	48	12,3	2,94	3,30	3,20	50,08
1171/17	Туф липарита	0,7	150	4,6	1,82	3,50	3,65	49,0
1171/6	»	0,6	42	14,1	1,17	3,78	3,04	55,4
1171/23	»	0,2	62	3,2	—	—	—	—
Среднее . . .		0,9	39,0	51,1	2,32	4,07	2,94	60,1
Дисперсия . . .		0,28	1802,89	2921,14	0,48	0,90	1,32	185,0

Распределение серебра в породах формаций окраинного пояса крайне неравномерное, но во всех породах его содержание выше кларкового в несколько раз (до 19). Небольшие его колебания отмечаются в кислых вулканитах игнимбритового и сияновского комплексов, отклонение от среднего составляло до 4—5 раз. В андезитах они минимальные и близки к средним значениям. В целом для вулканитов окраинного пояса отмечается постепенное снижение содержания золота от начальных комплексов к завершающим. Концентрация серебра также падает к завершающим этапам вулканизма (см. табл. 22—25).

Намечается связь между содержанием золота и калия в породах андезитовой формации и отношением золото—серебро и щелочами. В обоих случаях эта зависимость прямая, т. е. с увеличением калия в отношении натрия—калий, увеличивается количество золота и растет отношение золото—серебро, но эта зависимость не ярко выражена. Кроме того, из общей закономерности выпадают породы богопольского комплекса (см. рис. 15).

Рассмотрены также корреляции золота и серебра с редкими элементами и петрогенными окислами в вулканитах различных формаций. В вулканитах андезитовой формации корреляция золота с «мантийными» элементами не проявлена, но она достаточно высокая с фемическими окислами, особенно с магнием. С литофилами она либо отсутствует, либо отрицательная, как, например, с оловом (табл. 26).

В лавах липаритовой формации в игнимбритовом комплексе эти связи несколько трансформировались. Сохраняется отрицательная корреляция с «мантийными» элементами (Co), но намечается связь, с одной стороны, с литофильными элементами и окислами (Pb, K, Na), с другой — слабая связь с магнием (табл. 27).

В более поздних комплексах (табл. 28) в самаргинских андезитах увеличивается корреляционная связь среди литофилов (Sn, Pb, Zn), а также среди «мантийных» окислов (MgO, CaO) и отмечаются отрицательные связи со щелочами. В богопольских дацитах и липаритах появляются корреляции среди «мантийных» элементов (Ni, Co), отрицательные с литофилами (Sn, Pb) и полностью утрачивается связь с медью, ранее выраженная для всех пород (табл. 29).

Корреляции серебра с редкими и петрогенными элементами более сложные и в некоторых случаях обратные. Так, во всех комплексах отмечается высокая связь с «мантийными» и литофильными элементами. Исключение составляют самаргинские андезиты, в которых корреляции с литофилами отрицательные. С петрогенными окислами они, как правило, положительные, особенно с калием (кроме андезитов андезитовой формации, где типична корреляция с натрием).

Таким образом, распределение золота и серебра в вулканитах двух типов вулканических зон различаются по: первоначальному уровню их содержания; характеру распределения в процессе эволюции вулканизма регионов; степени зависимости от содержания петрогенных элементов, особенно от щелочей; типам корреляционных связей.

По уровню концентраций золота и особенно серебра средние и кислые вулканиты окраинного пояса выше на порядок вулканитов внутриматериковых зон. Кроме того, для окраинного пояса характерно высокое отношение серебра к золоту, что позволяет относить эффузивно-экструзивные комплексы этого пояса по геохимической специализации к золото-серебряному и серебряному профилю.

В процессе развития вулканизма концентрация золота и серебра в вулканитах внутриматериковых зон возрастает от фазы к фазе, достигая максимума в экструзивных и субинтрузивных внедрениях в заключительный этап магматизма. В вулканитах окраинного пояса намечается обратная эволюция: наиболее высокая концентрация в ранних фазах извержений и последовательное снижение в заключительных фазах внедрения (богопольский комплекс, экструзии). Намечается зависимость содержания золота и в меньшей степени серебра от потенциала щелочей: в вулканитах внутриматериковых зон между золотом и натрием связь прямая, с повышением последнего возрастает концентрация золота; в окраинном поясе связь обратная с натрием и прямая с калием. Это характерно не только для магматического процесса, но наследуется и в постмагматическую и рудные стадии.

Черты сходства и различий в распределении золота и серебра по комплексам обнаруживаются в характере корреляционных связей. Как

Таблица 26

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в породах андезитовой формации Сихотэ-Алинской зоны

Компонент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au	-0,387		0,562		-0,550				
Ag	0,760	0,906	0,530	0,784		0,369		0,271	
Al ₂ O ₃								0,486	0,529
Fe ₂ O ₃								0,163	-0,459
FeO								0,630	0,833
MgO								0,397	0,739
CaO									
Na ₂ O								0,420	0,713
K ₂ O								-0,371	-0,275

Таблица 27

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в липаритах игнибритового комплекса

Компонент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au		-0,249	0,509			0,304			
Ag	0,480	0,487	0,195	0,475	0,297	0,534	0,785	0,252	
MgO								0,150	
Na ₂ O								0,315	
K ₂ O								0,109	0,340

Таблица 28

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в вулканитах сарматинского комплекса

Компонент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au		-0,599	0,224	-0,633	0,710	0,838	0,616		
Ag	0,650	0,704		0,853	-0,462	-0,445		-0,409	
Al ₂ O ₃								0,677	-0,383
Fe ₂ O ₃								0,847	-0,475
FeO									0,615
CaO								0,314	0,266
MgO								0,246	0,452
Na ₂ O								-0,611	-0,238
K ₂ O								-0,738	0,524

Таблица 29

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в вулканитах богоспольского комплекса

Компонент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au	0,384	0,205			-0,160	-0,422			
Ag		0,227	0,393	0,209	0,884	0,622	0,671	-0,310	
Al ₂ O ₃									
Fe ₂ O ₃								0,839	-0,532
FeO									-0,500
CaO								0,210	
MgO									
Na ₂ O								0,211	-0,118
K ₂ O								0,080	0,203

уже подчеркивалось, для вулканитов окраинного пояса характерны высокие корреляции среди элементов «мантийной» группы, высокая степень коррелятивной связи золота и серебра с петрогенными и редкими элементами фемического профиля. Для вулканитов внутриматериковых зон это не свойственно, более того, проявлена корреляция с литофильными окислами и элементами.

Эти особенности вулканитов двух типов зон являются отражением различного генезиса магм (глубины и среды генерации магм, физико-химических условий ее формирования, состава гидротермальных растворов и т. д.).

Глава III

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД И РУД

Вопросы миграции золота при метаморфизме и влияние процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма на рудообразование неоднократно дискутировались, однако они еще далеки от решения. Нами предпринята попытка их освещения на основе литературных данных и личных исследований на примере Селемджинского района.

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТОЗЕ

Наиболее часто месторождения золота встречаются в толщах пород, метаморфизованных в фацию зеленых сланцев, а на участках повышенного метаморфизма пород они отсутствуют или встречаются крайне редко. Пространственная приуроченность золотоносности к зеленокаменным породам особенно четко наблюдается на древних щитах. Так, в Западно-Австралийском щите, по данным некоторых авторов (Sullivan, 1952), 90% золота добыто из месторождений, расположенных в древних зеленокаменных породах. Большинство месторождений золота на Африканском и Бразильском щитах локализовано в существенно зеленокаменных породах докембрия. В глубокометаморфизованных породах Канадского щита месторождения золота тяготеют к узким синклинальным трогам, выполненным главным образом эффузивами основного состава, метаморфизованными в фацию зеленых сланцев (Шер и др., 1967). Приуроченность месторождений золота к зеленокаменным породам на Урале подметили И. В. Мушкетов, а также А. М. Карпинский, А. П. Кеппен и др. (1881).

В Приамурье месторождения золота тяготеют к породам зеленосланцевой фации метаморфизма в Харгинском, Кербинском и Ниманском золотоносных районах (Моисеенко, 1965; Моисеенко, Неронский, 1968; Моисеенко и др., 1971; Эйриш, 1972). В Харгинском районе Афанасьевское и Харгинское месторождения локализируются в metabазитах эльгинского горизонта. Широкое развитие золотосодержащих кварцевых жил в зеленокаменных породах подчеркивается также размещением россыпей золота. Подавляющая часть россыпей золота приурочена к куполовидным структурам (Эльгинской, Харгинской, Наэргенновской), которые в значительной мере сложены metabазитами.

Следует отметить, что далеко не всегда в регионах с зеленокаменными образованиями проявлена золотая минерализация. Так,

в каледонидах Европы в Норвежской металлогенической провинции, где широко развиты зеленокаменные породы, прорванные интрузиями основного и кислого состава, наблюдаются многочисленные колчеданные залежи, а месторождения золота практически отсутствуют. Несмотря на такие исключения, многие исследователи считают, что месторождения золота закономерно локализованы в зеленокаменных породах, но объясняют эту закономерность по-разному.

Одни исследователи видят главную причину приуроченности проявлений золота к зеленокаменным толщам не в метаморфизме, а в повышенной потенциальной золотоносности вулканических образований основного состава. Так, Сулливан (Sullivan, 1952) считает, что месторождения золота в Западной Австралии возникают там, где гранитоиды прорывают зеленокаменные толщи (основные и средние лавы, а также долериты), содержащие повышенное количество золота и других металлов. В то же время сходные по возрасту и составу гранитоиды, прорывающие осадочные породы этой же провинции, не несут золотой минерализации. П. Н. Кропоткин (1955) отмечает, что в Северном Казахстане в приконтактовых зонах каледонских и герцинских интрузий появляется золотое оруденение, если они прорывают нижнепалеозойские туфы и эффузивы основного состава. Ю. Г. Щербаков, Г. А. Пережогин (1966) установили, что золотоносными в Алтае-Саянской складчатой области являются те гранитоидные массивы, которые прорывают зеленокаменные отложения кембрия с существенно основным составом эффузивов, содержащие в два раза больше золота, чем сами граниты или осадочные породы региона.

Другие (Шер, 1972), отмечая приуроченность золотоносности металлогенических провинций к крупным вулканогенным прогибам, связывают золотое оруденение с кислыми поздними дифференциатами основной магмы, родоначальной для вулканических толщ, заполняющих эти прогибы.

Третьи (Эйриш, 1972), считают, что зеленокаменные породы играют роль экранов в локализации золотого оруденения.

Л. В. Ли и О. И. Шохина (1972) пришли к выводу, что локализация золоторудных месторождений Енисейского кряжа среди толщ зеленосланцевой фации обусловлена не связью рудообразования с процессами регионального метаморфизма, а положением месторождений над рудогенерирующим магматическим очагом.

Четвертая группа исследователей непосредственно связывает образование золоторудных месторождений с процессами регионального метаморфизма. Так, Гимарес (Guimaraes, 1947) полагает, что в Бразильском кристаллическом щите метаморфогенные растворы заимствовали золото прежде всего из вулканогенных пород высокой ступени метаморфизма и отлагали их в породах, метаморфизируемых до более низкой ступени. В отличие от этого автора В. А. Буряк (1973) считает, что в Байкальской складчатой области в эвгеосинклинальной зоне, богатой вулканитами, золоторудные месторождения имеют обычный постмагматически-гидротермальный генезис, а в миогеосинклинальной зоне в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма из метаморфизируемых и гранитизируемых толщ выносятся углекислый газ, вода, кальций, магний, сера и золото, а зеленосланцевая фация представляет собой зону разгрузки метаморфогенных растворов.

Для решения вопроса о степени перераспределения золота при региональном метаморфизме низких ступеней нами (Моисеенко, Неронский, 1968, 1973; Моисеенко и др., 1971) детально изучались породы в Селемджинском районе Приамурья. Породы палеозойского возраста в Селемджинском районе регионально метаморфизованы до фации зеленых сланцев. Вверх по разрезу происходит закономерное затухание интенсивности метаморфизма, причем изограды метаморфических ми-

нералов примерно повторяют стратиграфические границы. Процессы метаморфизма происходили под действием значительного гидростатического и одностороннего давления при высоких температурах, что подтверждается анизотропией роста кристаллов слюдястых минералов и порфиروبластов альбита со структурой «снежных комьев». Гранат часто протыкает порфиробласты альбита, а иногда, так же как и альбит, образует структуры вращения.

На основании изменения минерального состава глинистых образований весь метаморфический комплекс Верхне-Селемджинского района разделен на фации: филлитовую и зеленосланцевую. Граница между ними проведена по появлению хлорита. В фации зеленых сланцев, в свою очередь, различаются три субфации: серицит-хлоритовая, биотит-хлоритовая и гранит-биотитовая. Границы между субфациями проведены соответственно по появлению в пелитовых породах биотита и граната.

В процессе метаморфизма происходило изменение и химического состава пород. В Верхне-Селемджинском и в соседнем с ним районе нет неметаморфизованных отложений девонского возраста. Однако учитывая, что накопление терригенных толщ происходило в близких условиях, а область сноса, вероятно, оставалась постоянной, с некоторой долей условности можно считать, что первоначальный состав одноименных литологических разностей должен быть близок, а изменения его вызваны процессом регионального метаморфизма.

Для выяснения изменения химического состава пород проведены химические анализы (82 анализа) различных литологических разностей пород с различной интенсивностью метаморфизма. Результаты пересчета по Т. Барту показали, что содержание в породах кремнезема зависит от степени их метаморфизма. Резкое увеличение содержаний кремнезема произошло в сильнометаморфизованных глинистых сланцах и диабазовых порфиритах, т. е. в наиболее бедных кремнеземом породах, а из песчаников, наоборот, шел вынос кремнезема. Учитывая резкое преобладание в разрезе глинистых сланцев, можно предполагать, что наряду с перераспределением кремнезема на месте шел его привнос из зон более глубокого метаморфизма. Одновременно с увеличением кремнезема глинистые сланцы и диабазовые порфириты обогащаются натрием, в то время как содержание калия в них уменьшается; в песчаниках наблюдается обратная картина.

Определение кларковых содержаний золота в породах, сходных по генезису, но отличающихся степенью метаморфизма, показало, что при перераспределении щелочей и кремнезема перераспределяется также и золото. Так, биотитовые (апоглинистые) сланцы гранат-биотитовой субфации содержат в среднем $0,7 \cdot 10^{-7}\%$ золота, биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев — $1,1 \cdot 10^{-7}$, серицит-хлоритовой субфации — $1,2 \cdot 10^{-7}$ и филлитовой фации — $1 \cdot 10^{-7}\%$ золота. При сравнении средних содержаний золота в глинистых сланцах разной степени метаморфизма видно, что в породах гранат-биотитовой субфации содержание золота заметно ниже, чем в породах двух других субфаций фации зеленых сланцев (табл. 30).

В осадочной толще в разных зонах метаморфизма рассматриваемой территории наблюдаются горизонты диабазовых порфиритов. Авторами определены содержания золота в диабазовых порфиритах из разных зон метаморфизма. Установлено, что в диабазовых порфиритах гранат-биотитовой субфации среднее содержание золота равно $3,6 \cdot 10^{-7}\%$, биотит-хлоритовой субфации — $4,0 \cdot 10^{-7}$ и мусковит-хлоритовой субфации — $4,1 \cdot 10^{-7}\%$ (табл. 30). Содержание золота в неизменных диабазовых порфиритах этого района не установлено, однако сравнение средних содержаний золота в породах разной степени метаморфизма, полученных по результатам многих определений, дает

Среднее содержание золота (серия Ф) в метаморфизованных породах Селемджинского района

Порода (субфация)	Количество определений	Au ($n \cdot 10^{-7}$ %)
Диабазовый порфирит (гранат-биотитовая фации зеленых сланцев)	22	3,6
Диабазовый порфирит (биотит-хлоритовая)	26	4,0
Диабазовый порфирит (серицит-хлоритовая)	22	4,1
Метаморфизованные глинистые сланцы (гранат-биотитовая)	18	0,7
Метаморфизованные глинистые сланцы (биотит-хлоритовая)	26	1,1
Метаморфизованные глинистые сланцы (серицит-хлоритовая)	28	1,2
Слабо метаморфизованные глинистые сланцы (филлитовая фация)	22	1,0

основание предполагать некоторый вынос золота из порфиритов гранат-биотитовой субфации метаморфизма.

В Селемджинском районе в породах гранат-биотитовой субфации широко проявлены кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы «альпийского» типа. Содержание золота в этих жилах в 100—500 раз больше его кларка для горных пород. Следовательно, в процессе регионального метаморфизма не только кварц, но и золото переходит из пород в эти метаморфогенные образования и в значительных количествах концентрируется в них. Из-за небольшого содержания золота альпийские жилы и метасоматические кварциты сами не представляют промышленного интереса, но являются одним из основных источников образования россыпей.

Однако в тех случаях, когда на метаморфические толщи, содержащие слабозолотоносные жилы альпийского типа, влияет тектоно-магматическая деятельность, образуются новые золоторудные проявления часто с промышленной минерализацией. Так, в Харгинском, Кербинском, Зейском и других районах Приамурья наряду со слабозолотоносными жилами альпийского типа проявлены более мощные кварцевые жилы, которые, видимо, парагенетически связаны с меловыми малыми интрузиями преимущественно диоритового состава. В Лаоелин-Гродековской зоне на территории Китая, по данным Е. А. Радкевич (1960), А. А. Маракушева и А. М. Смирнова (1960), с разрушением этих слабозолотоносных жилок в древних толщах связано образование современных и более древних (третичных) россыпей, а там, где метаморфические толщи пересекаются верхнепалеозойскими и мезозойскими интрузиями, появляется и золотое оруденение.

Анализ поведения золота в условиях различных фаций метаморфизма (Моисеенко и др., 1971) показывает, что в общем случае концентрации его пропорциональны степени меланократовости породы. Перераспределение золота происходит под влиянием различных физико-химических факторов. Отчетливо проявляется тенденция к росту кларка золота в основных и щелочных (Na) породах и параллельное снижение кларка в кислых породах по мере снижения температур и давлений в стадии метаморфизма (табл. 31). Следовательно, золото выносится из основных пород при возрастании параметров метаморфизма и частично перераспределяется, входя в состав кислых пород, частично мигрирует в области низких температур и давлений. Кларк золота метаморфических образований фации зеленых сланцев при этом

Содержание золота в метаморфических породах

Фация метаморфизма, порода	Количество определений	Au ($\cdot 10^{-7}$ %)		
		от	до	среднее
I. Эклогитовая	2	0,8	0,8	0,8
II. Гранулитовая				
основные породы	34	0,2	8,0	1,8
кислые породы	43	0,2	9,3	2,2
III. Амфиболитовая				
амфиболиты	35	0,3	5,8	2,2
гнейсы	40	0,2	7,4	1,9
глаукофановые сланцы	12	1,0	7,1	1,7
IV. Зеленосланцевая				
биотит-хлоритовые сланцы	26	0,2	2,0	1,1
мусковит-хлоритовые сланцы	28	0,2	2,0	1,2
спилиты	66	2	8	3,8
V. Филлитовая				
глинистые сланцы	33	0,2	2,0	1,0
диабазы	26	0,2	6,0	4,0

незначительно отличается от кларка исходных пород, т. е. слабозолотосодержащие метаморфогенные кварцевые жилы формируются главным образом вследствие привноса золота из более глубоких и высокотемпературных зон.

Повышенное содержание золота в кислых породах гранулитовой фации объясняется не только перераспределением его в процессе метаморфизма, но и более основным составом сиалических пород, которые формировались на ранних (архейских) этапах развития Земли.

Метаморфические процессы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, связанные с привносом щелочей (палингенез, магматическое замещение, гидротермальный и газовый метасоматоз) ведут к значительному выносу золота из исходных пород. Так, например, в амфиболитах и гранулитах Охотского массива содержание золота составляет (среднее из 20 анализов) $2,4 \cdot 10^{-7}$ %, в гранитизированных породах (среднее из 12 анализов) — $1,8 \cdot 10^{-7}$ %, в мигматитах (среднее из 4 анализов) — $0,8 \cdot 10^{-7}$ %. Если в расплавах золото коррелируется с железом и магнием, то в растворах главную роль в миграции золота играют натрий и калий. Начиная с фации зеленых сланцев роль калия и натрия становится неодинаковой (рис. 4). В более высокотемпературных зонах привнос калия сопровождается выносом золота, а при низкотемпературной адуляризации часто наблюдается обогащение им.

В процессе аутометасоматической переработки (амфиболитизация, биотитизация) интрузивов, когда основную роль играет вода, золото или инертно, или незначительно перераспределяется внутри интрузивов. Совершенно иначе оно ведет себя, когда изменения первичных пород связаны с влиянием гранитных гидротерм (Моисеенко и др., 1971).

В эвгеосинклинальных областях (с терригенно-вулканогенным разрезом) региональный характер оказывает воздействие на натрово-кремнистые растворы, образующие спилитовые, глаукофановые и эклогитовые комплексы. Содержания золота в породах одинакового исходного состава гранулитовой, эклогитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма соизмеримы и повышаются с ростом меланократовости породы. В процессе их гранитизации и анатексиса золото переходит в расплавы (растворы) и мигрирует в зоны низких температур и давлений, где выделяется в многочисленных маломощных жилах альпийского типа с низким содержанием (Моисеенко и др., 1971).

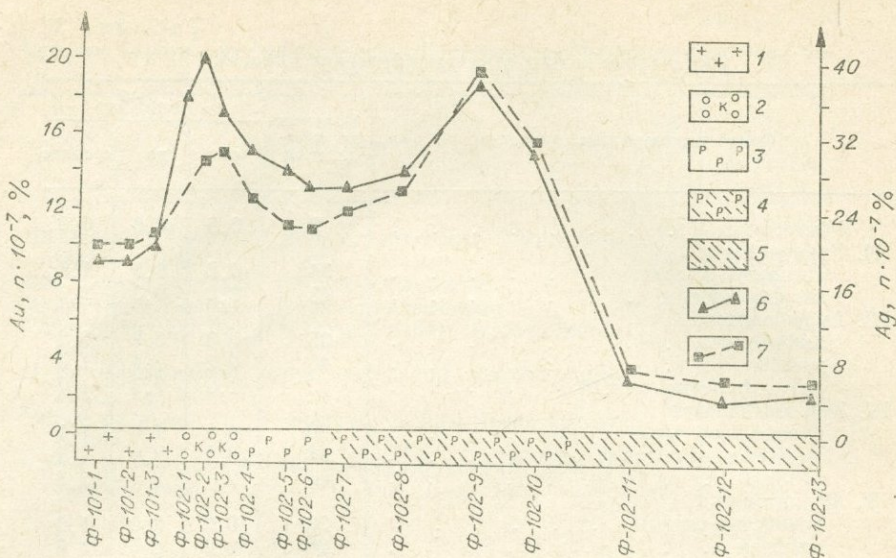


Рис. 4. Перераспределение золота и серебра в зоне контактового метаморфизма пород диоритовым штоком.

1 — диориты; 2 — ортоклаз-кварцевые роговики; 3 — биотит-ортоклаз-кварцевые роговики; 4 — ороговикованные алевролиты; 5 — алевролиты; 6, 7 — кривые распределения золота и серебра соответственно.

Интересно поведение золота в процессе натрового и калиевого метасоматоза. В Южном Приморье (п-ов Трудный, бухта Тадуши) наблюдаются выходы основных эффузивов путятинской свиты и интрузий габбро-диоритового состава. Здесь интенсивно развиты процессы метасоматического изменения пород как по разломам, так и вдоль жил плагиогранитов. Эти процессы выразились в широкой площадной альбитизации и окварцевании пород, а вблизи жил гранитов — в калишпатизации. По мере роста в породах отношения натрия к калию (т. е. смены калиевого метасоматоза натровым) пропорционально возрастает и концентрация золота, а содержание серебра в измененных породах почти на порядок ниже такового в неизмененных разностях. При этом наблюдается прямая корреляция отношений содержания в породах $(\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100$ и $(\text{Au}/\text{Au} + \text{Ag}) \cdot 1000$ (табл. 32).

В северной части Южного Приморья, где развиты терригенные породы и калиевые гранитоиды, рудопроявления золота отсутствуют.

Наиболее полно поведение золота при гидротермальном метаморфизме изучено на Токурском месторождении (Моисеенко и др., 1971; Фатьянов, 1972), где околорудные изменения на контактах с метасоматическими кварцитами и золото-кварцевыми жилами сходны, но различаются прежде всего масштабами физико-химических процессов. Околорудные изменения выражаются в окварцевании, калишпатизации, серицитизации и сульфидизации вмещающих пород. Золоторудные ореолы в всياчем боку кварцитов распространяются на расстояние 10—40 м в гидротермально измененные алевро-аргиллиты, а около кварцевых жил — на расстояние первых метров.

Из приконтактных зон золото-кварцевых жил выносятся натрий и привносится калий, золото и серебро. При низкотемпературной адуляризации и серицитизации пород обычно наблюдается привнос золота и особенно серебра.

На золоторудных полях Приамурья отчетливо наблюдается также перераспределение золота и серебра в породах и рудах под влиянием

Изменение содержания золота и серебра при альбитизации и калишпатизации диоритов

№ обр.	Формула пород по Т. Барту	Au		Ag		Na ₂ O+K ₂ O	
		($\cdot 10^{-7}$ %)	($\cdot 10^{-6}$ %)	($\cdot 10^{-7}$ %)	($\cdot 10^{-6}$ %)	Au+Ag	$\cdot 100$
K-73 ^b	$K_{55}Na_{71}Ca_{13}Mg_7Mn_0Fe_{11}^{2+}Fe_4^{3+}Al_{143}Ti_1Si_{645}(O_{1588}OH_7)$	6,0	7,0	461,5	56,3		
K-73 ^a	$K_{33}Na_{84}Ca_{17}Mg_{15}Mn_1Fe_{25}^{2+}Fe_5^{3+}Al_{150}Ti_5Si_{613}(O_{1590}OH_{10})$	7,9	8,0	496,8	71,8		
K-13 ^a	$K_{19}Na_{54}Ca_{79}Mg_{98}Mn_1Fe_{74}^{2+}Fe_{13}^{3+}Al_{199}Ti_{12}Si_{452}(O_{1578}OH_{22})$	10,0	5,0	666,0	74,0		
K-13 ^{a/1}	$K_{18}Na_{89}Ca_{66}Mg_{48}Mn_1Fe_{45}^{2+}Fe_{11}^{3+}Al_{226}Ti_{11}Si_{501}(O_{1580}OH_{20})$	20,0	6,0	769,0	83,2		
K-12	$K_{17}Na_{103}Ca_{92}Mg_{10}Mn_0Fe_9^{2+}Fe_2^{3+}Al_{261}Ti_2Si_{534}(O_{1588}OH_{12})$	46,0	7,0	867,9	85,8		

пострудных углекислых растворов (Моисеенко и др., 1971; Фатьянов, 1972). Характерно, что каналами для проникновения углекислых растворов часто служили дайки порфиритов. Внедрение даек и проникновение углекислых растворов во времени, видимо, были сближены, и по представлениям Д. В. Рундквиста (1966) растворы шли в «руслах» прогретых тел, а более холодные вмещающие породы играли роль стенок.

Таким образом, при метаморфизме и метасоматозе в перераспределении золота ведущую роль играют щелочи. Однако, если при высокотемпературных процессах (гранитизация и др.) с привнесом калия обычно выносятся золото, то при низкотемпературных (адуляризация, серицитизация пород, гидротермальный метаморфизм) интенсивно привносится золото и особенно серебро. Повышенное количество натрия и его привнос при прочих равных условиях, как правило, благоприятны для концентрации золота.

Приуроченность оруденения к метаморфическим толщам объясняется тем, что на ранних этапах развития Земли, когда еще не было сиалической оболочки, преобладали излияния богатых золотом основных эффузивов и пирокластике на огромных пространствах. В процессе регионального метаморфизма как древних, так и молодых образований происходило перераспределение золота с концентрацией его в метаморфогенных жилах, образующихся, как правило, при метаморфизме пород в фацию зеленых сланцев.

Физико-химические условия метаморфизма фации зеленых сланцев благоприятны для концентрации золота, но образуемые при региональном метаморфизме многочисленные золоторудные проявления оказываются обычно не промышленными, и требуется неоднократное переотложение золота для образования месторождений. При наложении активной тектоно-магматической деятельности на потенциально золотосносные, прежде всего натровые (зеленокаменные), породы образуются золоторудные месторождения.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ И РУДАХ ПРИ КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Перераспределение золота при контактовом метаморфизме пород анализировалось многими исследователями (Moiseenko e. a., 1970; Моисеенко и др., 1971; Фатьянов, 1972). Наиболее детально поведение золота при контактовом метаморфизме пород малыми интрузиями изучено в Селемджинском районе. Здесь, по данным И. И. Фатьянова

(1972), при ороговиковании алевролитов в зону роговиков привносится алюминий и калий, что приводит к образованию ортоклаза и биотита, а также кальций, вода и увеличивается количество трехвалентного железа за счет окисления двухвалентного. Из зоны ороговикования выносятся натрий, магний и кремний. Содержание золота в роговиках около малых интрузий, как правило, превышает кларк золота вмещающих пород более чем на порядок, а в отдельных случаях достигает сотых и десятых долей грамма на тонну (Moiseenko e. a., 1970; Фатьянов, 1972).

Учитывая то, что малые интрузии сами могли служить каналами для проникновения более поздних гидротермальных растворов, которые обогатили бы рудными компонентами как малые интрузии, так и особенно их приконтактные части, нами проанализировано распределение золота и серебра около диоритовых штоков, расположенных за пределами золоторудных полей.

На левом берегу р. Малый Караурак в толще алевролитов токурской свиты (3 км западнее пос. Токур) расположен шток меловых диоритов диаметром порядка 100 м. На контакте штока алевролиты метаморфизованы с образованием ортоклаз-кварцевых роговиков, которые с удалением от штока сменяются сначала биотит-ортоклаз-кварцевыми роговиками, затем ороговикованными алевролитами; в 25 м от контакта породы практически не изменены. Распределение золота и серебра вблизи диоритового штока отражено в табл. 33 (см. также рис. 4). Обращает на себя внимание прежде всего резкое обогащение золотом и серебром ороговикованных пород. Содержание золота в метаморфизованных породах почти на порядок выше содержания золота в исходных алевролитах. Характерно, что наблюдается два максимума концентрации золота: первый вблизи штока и второй примерно на расстоянии 12—15 м от контакта штока с вмещающими

Таблица 33

Содержание золота и серебра в контактовых роговиках диоритовой интрузии (р. Малый Караурак)

№ обр.	Порода	Расстояние от контакта, м	Содержание		$\frac{Au}{Au+Ag} \cdot 1000$
			Au (n · 10 ⁻⁷ %)	Ag (n · 10 ⁻⁶ %)	
Ф-101-1	Диорит		9,0	21,0	—
Ф-101-2	»		9,0	20,0	—
Ф-101-3	»		10,0	21,0	—
Среднее			9,3	20,3	314,2
Ф-102-1	Ортоклаз-кварцевые роговики	0,1	18,0	22,0	450,0
Ф-102-2	То же	0,2	20,0	29,0	408,0
Ф-102-3	Биотит-ортоклаз	0,3	17,0	30,0	361,7
Ф-102-4	Биотит-ортоклаз кварцевые роговики	0,4	15,0	25,0	375,0
Ф-102-5	То же	2,5	14,0	22,0	388,9
Ф-102-6	»	3,0	13,0	22,0	371,4
Ф-102-7	Ороговикованные алевролиты				
Ф-102-8		5,0	13,0	24,0	351,4
Ф-102-9		8,0	14,0	26,0	350,0
Ф-102-10	То же	12,0	19,0	39,0	327,6
Ф-102-11	»	15,0	15,0	31,0	326,1
Ф-102-12	Алевролиты	20,0	3,0	7,0	300,0
Ф-102-13	»	25,0	2,0	6,0	250,0
	»	30,0	2,5	6,0	294,1

его породами (см. рис. 4, табл. 33). Серебро при метаморфизме ведет себя так же, как и золото, образуя два максимума концентрации, но четко видна некоторая «отгонка» серебра от штока, в результате чего отношение $(Au/Au+Ag) \cdot 1000$ последовательно падает с ростом расстояния от диоритового штока (см. табл. 33). Итак, в пределах золоторудных полей и вдали от золотоносных районов роговики содержат повышенное количество золота и серебра. Такая закономерность характерна не только для роговиков, связанных с малыми интрузиями, но и для метаморфизованных пород вблизи крупных интрузий. Главное различие в распределении золота вблизи малых и больших интрузий заключается в том, что с увеличением размеров интрузии возрастает расстояние от контакта интрузии с вмещающей ее породой до зоны максимальной концентрации золота. Роговики в непосредственной близости от контакта крупных интрузий обеднены золотом и максимальные концентрации этого металла приурочены к роговикам, отвечающим по физико-химическим условиям образования фации зеленых сланцев.

Многие исследователи отмечали, что руды по сравнению с горными породами более чувствительны к процессам метаморфизма. При изменении физико-химических условий рудные минералы перекристаллизуются и иногда образуют новые минеральные парагенезисы.

Метаморфизм золотосодержащих руд и перераспределение золота в жилах под влиянием контактового метаморфизма наблюдались нами на Токурском и Харгинском месторождениях. Наиболее отчетливо перераспределение золота на Токурском месторождении под влиянием тепла диоритовых штоков и даек проявлено в жилах 289 и Диоритовой.

«Слепая» золотоносная кварцевая жила 289 имеет субширотное простирание и падает на юг под углом $50-60^\circ$ согласно с вмещающими ее песчаниками и глинистыми сланцами. Прослежена и отработана она на 350 м по простиранию и 150 м по падению. В пределах прослеженной части мощность жилы колеблется от 0,1 до 0,6 м.

Жила пересекается серией даек диабазовых и диоритовых порфиритов, вытянутых в субмеридиональном направлении. Пострудные дайки на Токурском месторождении метаморфизуют кварцевые жилы и нередко содержат ксенолиты золотосодержащей руды. На восточном фланге жила 289 и порфириновая дайка пересекаются штоком диоритов, который имеет изотермичную форму с диаметром 20 м и падает под углом около 60° на запад. В штреке 105 вскрывается, по-видимому, апикальная часть штока, так как при просмотре шлифов под микроскопом отмечается слабая раскристаллизация слагающего материала. Преобладающий минерал породы штока — плагиоклаз, часто имеющий зональное строение; менее распространены калиевый полевой шпат, кварц и биотит. Нередко наблюдается вкрапленность пирита и других сульфидов. Наряду с рассеянной вкрапленностью сульфидов в штоке встречаются гнездообразные скопления пирита.

Как и в других случаях на месторождении, шток по отношению к жиле 289 послерудный. В контактовом ореоле штока можно видеть перекристаллизацию шестоватого кварца в агрегат гранобластовой структуры. Вблизи штока наряду с перекристаллизованным кварцем в жиле появляется биотит. На удалении от штока в рудном теле установлены две генерации кварца с температурой декрепитации соответственно 350 и 230°C . Метод декрепитации оказался неприемлемым для изучения кварца из жилы, взятого вблизи штока, так как при нагревании этого кварца регистрируются только отдельные взрывы. Просмотр шлифов показывает, что в метаморфизованном кварце практически отсутствуют газовой-жидкие включения. По-видимому, при метаморфизме происходило нарушение первичных вакуолей и удаление из них газовой и жидкой фаз.

Вблизи штока в жиле 289 резко уменьшается количество сульфидов; при этом практически отсутствует пирит, но заметно возрастает количество пирротина, который в метаморфизованных рудах Токурского месторождения встречается только спорадически. Следует заметить, что ранее на Токурском месторождении развитие пирротина в рудах вблизи диоритового штока отмечали Л. И. Яковлев и др. (1955), С. Д. Шер, О. И. Ковалева (1956).

Изменение сульфидов под влиянием тепла пострудных интрузивных тел наблюдалось на многих месторождениях. Так, Т. Стефенсон (Stephenson, 1952) описал случай, когда вблизи пострудной дайки по пириту развиваются псевдоморфозы пирротина. Метаморфизм рудных минералов в пиритизированных толщах вблизи интрузивов изучал Л. И. Салоп (1954), который отметил при этом превращение пирита в пирротин и укрупнение слагающих породу минералов.

Прослеживается также четкая зависимость изменения содержания ртути во вмещающих породах от расстояния до диоритового штока. Вблизи штока содержание ртути в руде составляет $1-3 \cdot 10^{-6}\%$, на расстоянии 70 м — $4-7 \cdot 10^{-6}\%$ и 250 м — $13 \cdot 10^{-6}\%$.

Кроме перекристаллизации кварца, изменения состава сульфидов и содержания ртути в зависимости от расстояния до диоритового штока особенно отчетливо наблюдается перераспределение золота в жиле в результате метаморфизма.

Золото в жилах Токурского месторождения распространено крайне неравномерно. Обогащенные золотом участки образуют рудные столбы, вытянутые преимущественно в северо-западном направлении. Направление первичных рудных столбов, в общем, совпадает с простиранием складчатой структуры в пределах месторождения и близко к простиранию жильных систем, причем первичные рудные столбы образуются в пределах зон повышенной трещиноватости пород и руд. Эти зоны возникли в процессе проявления внутриминерализационной тектоники, а также складчатых деформаций высоких порядков, связанных с верхнемезозойским тектоно-магматическим циклом; нередко такие зоны приурочены к изгибам жил как по простиранию, так и по падению. Такая закономерность характерна и для других месторождений района.

Первичные рудные столбы северо-западного простирания прослеживаются в тех жилах Токурского месторождения, вблизи которых нет диоритовых штоков. Если золотиносные жилы пересекаются и метаморфизируются диоритовыми штоками (жилы Диоритовая, 289 и др.), наблюдаются так называемые регенерированные рудные столбы (Моисеенко, 1965; Моисеенко, Фатьянов, 1972), которые имеют чаще всего юго-западное или субширотное направление, совпадающее с проекцией штока на плоскость жилы. Характерно, что в пределах рудного столба по жиле 289, вытянутого вдоль проекции штока на плоскость жилы, отмечаются два максимума концентрации золота. По жиле Диоритовой в пределах рудного столба также фиксируются два максимума концентрации золота (рис. 5). Видимо, кроме температуры метаморфизма, которая менялась при удалении от диоритового штока, другие условия были сходными. Создается впечатление, что существует два температурных интервала, благоприятных для концентрации золота.

Таким образом, под влиянием тепла пострудных магматических тел золото в жилах перераспределялось с образованием регенерированных рудных столбов. Для подтверждения возможности перераспределения золота при повышении температуры среды нами проведена серия опытов по нагреванию золотосодержащей руды и золото-серебряных сплавов в тепловом поле с градиентом температуры.

Опыты 2726—2732. Эту серию опытов проводили в трубчатой электропечи с перепадом температуры $150-850^{\circ}\text{C}$. В электропечь

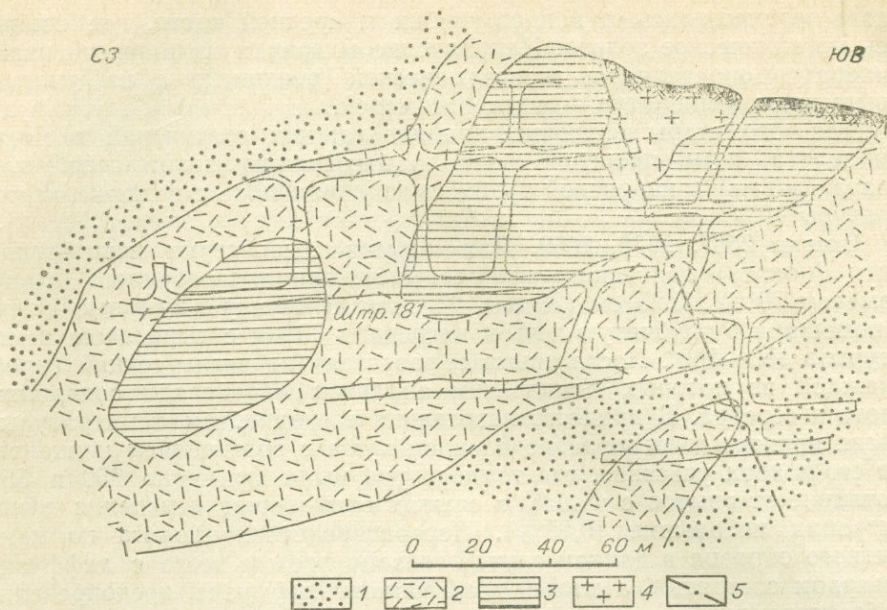


Рис. 5. Регенерированный рудный столб в жиле Диоритовой; проекция на вертикальную плоскость.

Содержание золота в руде (г/т): 1—0—20; 2—2—100; 3—более 100; 4—шток диоритового состава; 5—тектоническое нарушение.

вкладывали кварцевую лодочку с золотосодержащей рудой, истертой до пудры и расквартованной. Постоянная температура в электропечи поддерживалась автоматической станцией управления с колебанием $\pm 1^\circ\text{C}$. Замеры температуры проводили в четырех точках термометрами, погруженными в руду. Лодочку с рудой нагревали в течение 200 ч при градиенте температуры. В процессе опыта руда окислилась, а вес ее практически не изменился (остаток 99,9%). После опыта руду делили на девять секций (проб) и пробирным методом определяли содержание золота и серебра в каждой пробе. Исходная руда ($\Phi=2144$), по средним данным пробирного анализа, содержала золота 151,04, серебра 473,52 г/т, а отношение $(\text{Au}/\text{Au}+\text{Ag}) \cdot 1000=241,8$. Вес руды и общее содержание золота в руде после опыта сходны с таковыми до опыта, но произошло перераспределение золота по длине пробы с общим повышением концентрации золота в более нагретой области. При этом увеличение концентрации золота зависит не линейно от роста температуры, а наблюдаются два четких максимума, из которых один соответствует $\sim 250^\circ$, а другой $\sim 550^\circ$. Следовательно, наиболее высокая концентрация золота отмечается при фиксированной температуре в области 250° , отвечающей температуре метаморфизма фации зеленых сланцев.

В описанной серии опытов общее содержание серебра в руде после опыта составило 437,49 г/т (92,39% от исходного содержания). Таким образом, в процессе опыта часть серебра улетучилась в окружающую среду. Помимо испарения серебра наблюдается его перераспределение по длине пробы с более высокой концентрацией в менее нагретых участках.

Применявшаяся для опытов золотосодержащая руда содержит летучие компоненты, которые, видимо, влияли на перераспределение золота в тепловом поле градиентом температуры. Здесь следует напомнить эксперименты Шефера (1964), который заполнял трубку по всей длине золотой пылью, наполнял ее хлором, запаивал и создавал температурный перепад в $320\text{—}800^\circ$. В процессе этого опыта хлориды

золота перемещались от концов трубки к средней части, где осаждалось металлическое золото. Направление миграции из областей низких температур определялось экзотермической реакцией, а из участков повышенных температур — эндотермической.

Для того, чтобы исключить влияние летучих соединений в миграции золота, нами проведен опыт по нагреванию золото-серебряного сплава (ленты) в кварцевой трубке в тепловом поле с градиентом температуры.

Опыты 2567, 2639, 2659. Для опытов этой серии использовали ленту (полосу) заводского изготовления золото-серебряного сплава размером $30 \times 2 \times 0,25$ см (30 вес. % золота). Ленту в кварцевой трубке помещали в трубчатую печь и нагревали 300 ч с перепадом температуры в $150-860^\circ$. После опыта ее разрезали на девять секций (проб), в каждой из которых химическим анализом определяли содержание золота и серебра. В процессе нагревания с градиентом температуры в сплаве произошло перераспределение золота с повышением концентрации его в двух участках, где температура была примерно 250 и 550° . В отличие от опытов с рудой, в опытах этой серии изменения в концентрации небольшие (0,55%). Перераспределение золота по длине опытного образца в данном случае связано прежде всего с диффузией в твердом состоянии, а малый коэффициент диффузии предопределяет слабое проявление процессов концентрации.

Полученные экспериментальные результаты, в общем, согласуются с геологическими данными, по которым при метаморфизме золотосодержащей руды в регенерированном рудном столбе, приуроченном к пострудному диоритовому штоку, наблюдаются два максимума концентрации золота (см. рис. 5). Два максимума концентрации золота и серебра наблюдаются также в зоне контактового метаморфизма пород интрузивными телами. Характерно, что зона концентрации золота, отвечающая области $\approx 250^\circ$, обычно крупнее по размерам золотин и чаще проявлена более четко.

МЕТАМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И КРИТЕРИИ МЕТАМОРФИЗМА ЗОЛОТИН

Метаморфизм самородного золота под влиянием тепла интрузивных тел наблюдался нами на Токурском и Харгинском месторождениях в Приамурье (Моисеенко, 1965, 1966). На Токурском месторождении отчетливые изменения самородного золота под влиянием тепла пострудной малой интрузии проявлены в жиле 289.

Для изучения изменений самородного золота, вызванных метаморфизмом жилы 289, отбирали пробы весом 10 кг каждая. Освобожденные при крупном дроблении проб сростки золота с кварцем растворяли в плавиковой кислоте при подогревании на водяной бане в платиновом тигле.

При просмотре под биноклем самородного золота из проб, взятых на разном удалении от штока, наблюдается изменение форм его выделений. Вблизи контакта со штоком в кварцевой жиле наряду с имеющимися там жилковидно-пластинчатыми и другими формами преобладают комковидно-угловатые золотины со следами отпечатков на их поверхности граней кристаллов кварца, пирита, арсенопирита; нередко встречаются кристаллоподобные золотины. В пробе, взятой непосредственно из ксенолита золото-кварцевой жилы в штоке, обнаружены золотины, имеющие с одной стороны округлую гладкую блестящую поверхность. Эти выделения напоминают собой оплавленные золотины и по цвету видно начало распада твердого раствора золото-серебро с обособлением фазы, более богатой золотом, в одной части зо-

лотины. Несомненно, что температура даже самого штока не достигала предела, необходимого для расплавления самородного золота, и оплавление, видимо, произошло на контакте самородного золота с галени-том. Известно, что на контакте золота и свинца при нагревании вследствие процессов взаимодиффузии образуется сплав этих двух металлов, имеющий низкую температуру плавления. Так, при содержании в свинце 14,8 вес.% золота образуется эвтектика с температурой плавления 215°. При других содержаниях золота и свинца сплавы этих металлов расплавляются при более высоких температурах, но эти температуры намного ниже температуры плавления самородного золота.

Для самородного золота, взятого вдали от диоритового штока, характерны более сложные формы, нередко с мелкоямчатой поверхностью. Здесь особенно часто встречаются губчатые, губчато-дрозовидные, каплевидные и амебообразные выделения.

Самородное золото из проб, взятых на разном удалении от контакта с диоритовым штоком, отличается не только по форме, но и по крупности выделений. В двух участках максимальной концентрации золота наблюдается наиболее крупное золото. Здесь фракция золота $+0,2$ мм составляет 94,5 вес.% от общей массы золота, в то время как в пробах, взятых на расстоянии 100—200 м и более от штока, где влияние метаморфизма практически не сказывалось, фракция золота имеет размеры меньше 0,2 мм. Любопытно, что из ксенолита золотокварцевой руды в штоке и в жиле на расстоянии 1—5 м от штока добыто золото сравнительно мелкое. Здесь процессы укрупнения золота не характерны, и, по-видимому, при высокой температуре наблюдается дезынтеграция золотин.

Перекристаллизацию самородного золота при метаморфизме подметил В. М. Крейтер (1948). Он установил, что на колчеданных месторождениях Южного Урала преобладает субмикроскопическое золото, в то время как на Среднем Урале в метаморфизованных колчеданных месторождениях подавляющая масса золота имеет размер 0,05 мм. Укрупнение золота на этих месторождениях В. М. Крейтер связывал с метаморфизмом руд и предложил в качестве критерия метаморфизма рассматривать явления укрупнения агрегатов золота. Укрупнение золота при метаморфизме отмечал также А. Н. Заварицкий (1950б), а Т. Н. Шадлун (1950) описала случай «залечивания» золотом трещинок в блеклой руде.

На месторождении Луис-Мур в Южной Африке Форстер (Forster, 1960) наблюдал перекристаллизацию самородного золота с укрупнением его выделений. В то же время Л. В. Фирсов (1963) пришел к выводу, что в процессе метаморфизма руд под влиянием более поздних гидротермальных растворов агрегаты самородного золота дезынтегрируются с образованием монокристаллов пентагон-додекаэдрического габитуса.

Отчетливо наблюдается также изменение цвета самородного золота в зависимости от расстояния до диоритового штока. У штока золото имеет желтый цвет с красноватым оттенком, а на удалении от него в жиле преобладают серебристые разности золота.

Изменяется химический состав самородного золота по мере приближения к диоритовому штоку. В 1 м от контакта диорита с жилой проба золота составляет от 800,1 до 804, а в 210 м от штока — 680. То, что вблизи штока золото имеет более высокую пробу, объясняется перекристаллизацией низкопробного золота в результате метаморфизма. При этом резко уменьшается содержание серебра в самородном золоте. По данным химических и количественных спектральных анализов, в самородном золоте, взятом в удалении от диоритового штока, помимо других элементов характерна постоянная примесь ртути (до 0,5%), сурьмы и мышьяка, в то же время в самородном золоте вблизи диори-

тового штока эти элементы отсутствуют. Следовательно, при термическом метаморфизме самородное золото покидают легколетучие элементы, а мало- и труднолетучие (золото, платина и железо) накапливаются. Для тех жил Токурского месторождения, которые подвергались метаморфизму, характерна самая высокая дисперсия пробности.

Для определения внутреннего строения самородного золота применялось травление хорошо отполированных аншлифов концентрированной царской водкой. Из проб, взятых на удалении от диоритового штока, из 20 протравленных золотин в 13 выявлены полисинтетические двойники. В самородном золоте вблизи штока такие двойники отсутствуют, но при травлении отчетливо выявляется их зернистое строение. Сравнительно мелкое золото нередко в виде монокристаллов проявлено непосредственно на контакте жилы со штоком.

Сходные изменения состава самородного золота вблизи пострудных диоритовых штоков на Токурском месторождении наблюдаются в жилах Первой, Октябрьской и Диоритовой.

На Игуменовском месторождении (Северо-Восток СССР) повышенные пробы самородного золота с приближением к метаморфизирующему гранитоидному интрузиву отметил Л. В. Фирсов (1963).

На Харгинском месторождении наблюдается метаморфизм самородного золота линзы метасоматических кварцитов, которая пересекается мощной (20 м) дайкой фельзит-порфиоров. Вблизи контакта хорошо образованные кристаллы золота имеют повышенную пробу — 887, в 50 м — 858 и в 120 м — 838. В пределах контактового ореола дайки в самородном золоте линзы отсутствуют примеси ртути, мышьяка и сурьмы.

С приближением к дайке форма золотин изменяется. Непосредственно на контакте часто встречаются отдельные кристаллы золота, на поверхности которых хорошо заметны ступенчатые фигуры роста. Вдали от дайки хорошо образованные кристаллы золота не встречаются, а преобладают жилковидно-пластинчатые, реже комковидно-угловатые и каплевидные формы.

Таким образом, под влиянием тепла пострудных магматических тел золото в жилах перераспределялось с образованием регенерированных рудных столбов с более крупным золотом. Изменились также химический состав, форма и внутренняя структура золотин. При термическом метаморфизме происходило значительное перемещение вещества. Непосредственно у контактов со штоками, видимо, преобладали диффузия в твердой среде и испарение, на удалении от него — диффузия в поровых растворах.

Для подтверждения возможности перераспределения золота, изменения его состава и размеров выделений при повышении температуры среды нами была проведена серия опытов.

Опыты 3156—3173. В опытах этой серии использовали руду, истертую до пудры и расквартованную по 25 г. В 25 пробах исходной руды пробирным анализом установлено среднее содержание золота 27,17 г/т, серебра 24,88 г/т, а отношение $(Au/Au+Ag) \cdot 1000$ в руде составило 521,93. В кварцевую лодочку длиной 30 см равномерно загружали 100 г руды и помещали в трубчатую электропечь с перепадом температуры в 370—870°. Постоянная температура в электропечи поддерживалась автоматической станцией управления с колебанием $\pm 1^\circ$. Замеры температуры проводили в некоторых точках термопарами, погруженными в руду. Лодочку с рудой нагревали в течение 25 ч. В процессе опыта руда окислилась, а вес ее практически не изменился (остаток 99,9%). После опыта руду делили на три пробы (секции), в которых пробирным анализом определяли содержание золота и серебра.

Проведено 16 параллельных опытов для набора представительного веса анализируемых проб. Из полученных средних результатов анали-

Изменение содержания золота и серебра при нагревании руды, г/т

Интервал температуры, °С	Au	Ag	Au+Ag	$\frac{Au}{Au+Ag} \cdot 1000$
370—600	26,84	24,96	51,8	518,1
600—750	27,31	24,37	51,68	528,4
750—870	27,79	23,09	50,88	546,2
Среднее . .	27,31	24,14	51,45	530,8

зов (табл. 34) видно, что в руде после опыта среднее содержание золота практически одинаково с содержанием в исходной руде, но произошло перераспределение золота по длине пробы. Наблюдается закономерное увеличение содержания золота в пробе с ростом температуры. Если количество золота возрастает с ростом температуры, то содержание серебра, наоборот, падает. Самое высокое содержание серебра установлено в первой пробе, где температура была минимальной. Среднее содержание серебра в пробах после опыта меньше по сравнению с содержанием серебра в исходной руде (остаток серебра после опыта составил 97%). Следовательно, произошло не только перераспределение серебра по длине пробы с концентрацией его в участки с меньшей температурой, но часть серебра улетучилась в процессе нагревания руды. Отношение $(Au/Au+Ag) \cdot 1000$ в руде после опыта закономерно возрастает с ростом температуры, при которой нагревалась проба. Полученные данные хорошо согласуются с наблюдаемым на Токурском месторождении закономерным повышением пробности самородного золота в кварцевых жилах и отношения $(Au/Au+Ag) \cdot 1000$ в руде при приближении к пострудному диоритовому штоку.

В тепловом поле с градиентом температуры происходит перераспределение, и в общем случае золото концентрируется в области с более высокой температурой, а серебро — в участках пониженных температур. Однако этот процесс осложняется закономерностями более частного порядка. Как по геологическим материалам, так и по экспериментальным данным намечается предпочтительная концентрация золота при определенных температурах, когда остальные физико-химические условия сопоставимы. В данной серии опытов для большей достоверности взяты секции руды, нагревавшиеся в большом температурном интервале, поэтому благоприятные для максимальной концентрации золота температуры зафиксировать, как это сделано в опытах серии 2726—2732, не удалось.

Укрупнение самородного золота в пирите при нагревании изучал Бюрг (Bürg, 1933). Он исследовал сульфидные руды из Семигорья с содержанием золота от 3 до 10 г/т. Из этой руды при амальгамации извлекалось всего 10% золота. Просматривая полированные шлифы даже при увеличении в 1200 раз, Бюрг не установил видимых выделений золота. После нагревания тех же шлифов в электропечи при 600—700° происходило укрупнение частиц золота в агрегаты, уже хорошо видимые под микроскопом.

В более поздней работе Бюрг (Bürg, 1935) описал результаты опытов по нагреванию золотосодержащих полированных шлифов в вакуумной печи при 600°. Он пришел к выводу, что пирит при нагревании самоочищается от золота; в результате процессов, близких к диффузии, золото покидает пирит, отлагается на гранях его кристаллов, а также в трещинах катаклаза, образуя более крупные выделения. Температуру 600° он считал оптимальной для укрупнения золота. И. Н. Масляницкий (1944, 1948) изучал укрупнение золота при температуре 600° в предва-

рительно синтезированном золотосодержащем пирите. В этом случае образовались субмикроскопические частицы золота и микроскопически видимые агрегаты, а пирит диссоциировал на пирротин и серу.

Моделирование процессов укрупнения и дезинтеграция золота проводились нами на рудах Токурского и Харгинского месторождений (Моисеенко, 1965, 1966).

Опыт 5. Из руды жилы Южной (Харгинское месторождение) изготовлены полированные шлифы, в которых в поле арсенопирита даже при увеличении в 1200 раз выделения золота не обнаружены. После тщательного просмотра под микроскопом шлифы нагревали в электропечи 100 мин при 700°. После нагревания в поле арсенопирита стали хорошо видны под микроскопом крупные выделения золота. Они имели округлую форму, реже наблюдались новообразования золота в форме колец. Видимые золотишки концентрировались чаще всего вдоль микротрещин в поле измененного арсенопирита. Укрупнение золота проходило более интенсивно в местах диссоциации арсенопирита.

Опыт 6. Полированный шлиф из образца руды жилы Первой Токурского месторождения, содержащий дисперсное золото в пирите, нагревали 42 мин при 600°. После нагревания шлиф был подвергнут легкой полировке, и в нем стали отчетливо видны под микроскопом выделения золота и стяжения сложной формы. В отличие от арсенопирита в пирите процесс укрупнения дисперсного золота происходил значительно быстрее. Видимо, это различие связано с более интенсивной диссоциацией пирита, в результате которой разрыхляется структура, и диффузия золота протекает значительно быстрее. Скорость укрупнения, несомненно, также зависит от содержания дисперсного золота в минерале.

В рудах Токурского и Харгинского месторождений основную массу составляет золото, видимое микроскопически. Чтобы установить, как изменяется эта разновидность золота при нагревании, была проведена серия опытов.

Опыт 7. Из руды жилы Октябрьской Токурского месторождения был изготовлен полированный шлиф, в поле которого наблюдался пирит и две золотины неправильной формы размером (по длинной оси) 0,1 и 0,3 мм. Кроме того, в кварце видны восемь более мелких выделений золота. Шлиф восемь раз прокачивали в электропечи в воздушной среде при 600°. Общая продолжительность опыта — 172 мин. После первого нагревания (27 мин) размеры видимых золотинок почти не изменились, только сгладились их острые углы. После восьмикратного нагревания размеры золотинок резко уменьшились, а мелкие образования полностью исчезли с поверхности шлифа.

Особенно отчетливо размеры золотинок уменьшались при длительном нагревании полированных шлифов из кварцевых руд с крупными выделениями самородного золота. Так, полностью исчезла видимая золотина после нагревания шлифа с выделениями золота в кварце при 800° в течение 493 ч. При этом кварц приобрел характерный золотистый цвет, что объясняется дезинтеграцией золота и распределением его по всему объему аншлифа. Разукрупнение золотинок происходило постепенно. После первых часов нагревания хорошо проявилась зернистая структура агрегатов золота. При последующем нагревании отдельные выделения золота начинали распадаться на более мелкие частицы и рассеиваться во вмещающих золото минералах.

В одном и том же шлифе при определенной температуре, различной для разных парагенезисов минералов, иногда одновременно наблюдается укрупнение и дезинтеграция золота. В исследовавшихся нами рудах укрупнение золотинок преобладало над процессами дезинтеграции при температурах не выше 400—600°. При более высоких температурах дезинтеграция золота происходит чаще, при длительном нагревании образуется тонкораспыленное золото в руде.

Укрупнение золота в пирите при 400° исследовал В. Ф. Гуреев и др. (1968).

Укрупнение и дезынтеграцию золота в пирите и арсенопирите наблюдала М. А. Калиткина (1972) и пришла к выводу, что оптимальными температурными условиями для укрупнения золота в пирите является интервал 350—450°, а в арсенопирите — 400—500°. При этом она отмечает возможность перераспределения золота и при более низких температурах (250—300°).

Некоторые различия данных по оптимальным температурам для укрупнения золота, полученные Бюргом (Bügg, 1935), В. Г. Моисеенко (1965) и М. А. Калиткиной (1972), объясняются тем, что укрупнение зависит не только от температуры, но также от среды содержания золота в данном минерале, длительности нагревания и наличия градиента температуры.

По данным этих исследователей, при температурах выше 600° дезынтеграция золота явно преобладает над укрупнением. Следовательно, укрупнение и концентрация золота могут проходить, по-видимому, только при температурах низкой и средней степени метаморфизма пород, в то время как в участках более высокой степени метаморфизма золото рассеивается.

Для подтверждения возможности изменения состава самородного золота при метаморфизме проведена серия экспериментов. Из жилы Диоритовой Токурского месторождения, где в руде не наблюдалось следов термического метаморфизма, отобрано 10 кг золотосодержащего среднезернистого кварца с резкой вкрапленностью арсенопирита и значительным количеством «видимого» золота. Проба была разделена на две равные части. В специально созданных условиях одну часть растворяли в плавиковой кислоте в платиновых чашках. Освобожденное при растворении кварца самородное золото и чашки тщательно промывали дистиллированной водой и пропускали раствор через химический фильтр для улавливания мелкого золота. Вторую часть пробы сначала выдерживали при температуре 105° до постоянного веса. Затем пробу нагревали в муфельной электропечи в воздушной среде в течение 240 ч при температуре 720°. После прокаливании проба была также полностью растворена в плавиковой кислоте в условиях, аналогичных первой части пробы. Освобожденное из второй части пробы золото резко отличалось красным цветом от золота из непрокаленной руды.

По данным химического анализа золото, не подвергавшееся нагреванию, имело пробу 715, а прокаленное — 817,8. Соответственно проба серебра в самородном золоте в первой части пробы была 267,2, а во второй — 169,1. В золоте нагревавшейся пробы ртуть и мышьяк не установлены, следовательно, при повышении температуры элементы-примеси постепенно покидают самородное золото и пробность его повышается.

Опыт 2166. Пробу руды жилы Диоритовой Токурского месторождения (штуф 41) делили на четыре части, три из которых разное время (100, 200, 400 ч) нагревали при температуре 850°, а четвертая оставлена в качестве исходной. Затем все четыре части растворяли в платиновом тигле на водяной бане. Освобожденное из четырех навесок самородное золото анализировали химическим и количественным спектральным методами (табл. 35). С ростом длительности нагревания наблюдается закономерное увеличение содержания в самородном минерале золота, железа и платины, а содержание мышьяка, сурьмы и ртути уменьшается.

Опыт 2176. Самородное золото россыпи Малый Караурак (Приамурье) нагревали в кварцевых тиглях в электропечи при разных температурах. Затем исходное золото (1202-7) и золото, нагревавшееся при разных температурах, анализировали химическим и количествен-

Влияние длительности нагревания при 850° на состав самородного золота

№ обр.	Длительность нагревания <i>t</i> , ч.	Содержание, %								$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$
		Au	Ag	Au+Ag	Fe	Pt	As	Sb	Hg	
2166-0 (исходное золото)	—	72,2	26,87	99,07	0,03	0,0001	0,025	0,0020	0,0300	728,8
2166-1	100	79,22	19,96	99,16	0,04	0,0002	0,008	0,0010	0,0007	798,9
2166-2	200	81,69	17,49	99,18	0,06	0,0006	0,005	0,0009	0,0002	823,6
2166-3	400	86,58	12,61	99,19	0,10	0,0007	0,002	0,0006	0,0001	872,9

Таблица 36

Влияние температуры на состав самородного золота

№ обр.	Т, °С	Длительность нагревания <i>t</i> , ч	Содержание, %					$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$
			Au	Ag	Au+Ag	Fe	Sb	
1202-7 (исходное золото)	—	—	78,05	21,43	99,48	0,026	0,0018	784,6
2176-1	300	175	78,32	21,39	99,71	0,030	0,0009	785,5
2176-2	450	144	78,37	21,36	99,73	0,032	0,0007	785,8
2176-3	600	125	78,70	20,96	99,66	0,042	0,0007	789,7
2176-4	750	100	78,74	20,94	99,68	0,040	0,0002	789,9
2176-5	900	75	78,98	20,80	99,78	0,055	0,0001	791,5

ным спектральными методами (табл. 36). Полученные результаты свидетельствуют о том, что самородное золото меняет свой состав даже при температуре нагревания 300°. Интенсивность изменения содержания компонентов в самородном золоте возрастает с ростом температуры. Как и в предыдущих опытах, в самородном золоте при повышении температуры возрастает содержание золота и железа, а количество серебра и сурьмы уменьшается.

Таким образом, как по геологическим, так и по экспериментальным данным с ростом температуры среды самородное золото обогащается железом и платиной и обедняется серебром, мышьяком, ртутью и сурьмой. Преобразования самородного золота при метаморфизме обусловлены процессами диффузии, поэтому важно знать прежде всего коэффициенты диффузии золота и серебра в твердом растворе золото—серебро при разных температурах.

Результаты полученных нами экспериментальных данных хорошо согласуются с геологическими. Так, коэффициенты диффузии серебра, по материалам наших экспериментов, больше (в 2—230 раз, в зависимости от условий опыта) коэффициентов диффузии золота. Именно поэтому при контактовом метаморфизме самородного золота серебро благодаря более высокой скорости диффузии будет покидать самородное золото и пробность его будет повышаться. Самые низкие коэффициенты диффузии золота установлены для твердых растворов в области 65—70—80 ат. % золота, и действительно, самородное золото такого состава наиболее устойчиво в природных условиях.

Коэффициенты диффузии золота в твердом растворе золото—серебро по вакансиям в кристаллической решетке очень малы, и даже с учетом геологического времени атомы золота перемещаются на небольшое расстояние. Более высокие скорости диффузии и иной ее характер наблюдаются в опытах с самородным золотом, особенно при градиенте температуры, когда происходит быстрый разогрев системы и резкое ее охлаждение.

В опытах (с самородным золотом) скорости диффузии золота и серебра более чем в 1000 раз превышают скорости диффузии этих же элементов в чистых сплавах золото — серебро при сходной температуре. Главная причина столь высоких различий в скорости диффузии связана с тем, что в природном золоте помимо серебра содержатся микропримеси ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов, которые при нагревании улетучиваются, разрушая структуру с образованием большого числа пор и микротрещин. Если в чистых сплавах золота и серебра или же на контактах этих металлов диффузия идет по вакансиям в кристаллической решетке, то в природных образованиях при температурах ниже точки плавления преобладает диффузия атомов или ионов вдоль поверхности кристаллов, а также по границам зерен. Для объемной диффузии требуется более высокая энергия активации, чем для поверхностной, поэтому скорость диффузии в первом случае будет значительно ниже, особенно при температурах менее 0,5 температуры плавления.

Еще более высокие скорости диффузии наблюдались нами в опытах 2839-20, где наряду с объемной протекала также диффузия по поверхности твердого тела.

Опыт 2839-20. Из золота и серебра высокой чистоты приготовлено два сплава — с содержанием 90 и 25 ат. % золота. Пластины из этих сплавов взвешивали и соединяли под давлением по схеме — сплав с более высоким содержанием золота (90 ат. %) был внутри образца, а более низкопробный охватывал его с двух сторон (рис. 6).

Образец помещали в кварцевый тигель с крышкой и нагревали 65 ч при температуре 850°. После опыта установлено, что общий вес образца уменьшился за счет испарения серебра (1238,2 мг до опыта и 1236,1 мг после опыта). Образец разделяли по области максимального развития диффузионной пористости, и пластины взвешивали на микроаналитических весах. При этом обнаружено, что в результате диффузии серебра из сплава 25 ат. % в более высокопробный сплав вес последнего увеличился (375,53 мг до опыта и 424,46 мг после опыта). Золото в противоположность серебру диффундировало из более высокопробного сплава в более низкопробный. Однако парциальный коэффициент диффузии золота меньше коэффициента диффузии серебра, поэтому увеличивается вес того образца, в который диффундирует серебро.

Помимо диффузии золота в низкопробный сплав, на контакте двух пластин разного состава отчетливо видна интенсивная диффузия («растекание») золота по поверхности низкопробного сплава (см. рис. 6). Это явление «ползучести» золота по твердой поверхности наблюдается в том случае, если краевые части двух разных сплавов или минералов расположены на одном уровне и имеют хорошие контакты. При этом золото как бы съедает угол серебра, а затем наползает на него и рас-

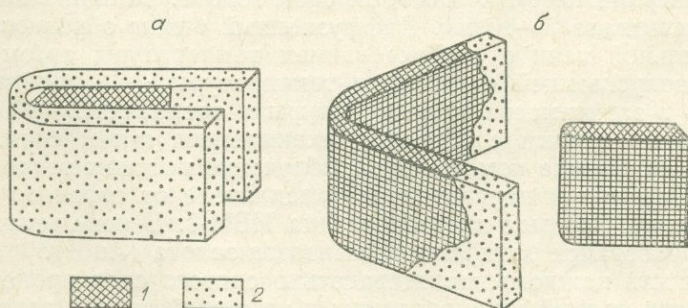


Рис. 6. «Ползучесть золота по поверхности твердого тела с образованием чехла (в % Au).
a — до опыта, *b* — после опыта: 1 — сплав 2179-4, Au=90 ат. %, 2 — сплав 10, Au=25 ат. %.

текается по его поверхности; фронт наползания обычно имеет округлые изгибающиеся контуры (см. рис. 6), напоминающие растекание жидкости по поверхности твердого тела. Характерно, что скорость растекания золота по твердой поверхности во много раз превосходит скорость диффузии золота через твердое тело. В данном случае среднее расстояние, которое золото «проползло» за 65 ч при температуре 850° , составило 7 мм. Согласно уравнению

$$D = \frac{x^2}{2t},$$

где D — коэффициент диффузии; x — среднее расстояние, пройденное диффузионными частицами; t — время диффузии, коэффициент диффузии золота по поверхности твердого тела при данных условиях опыта равен $1,05 \cdot 10^{-6}$ см²/с.

В отличие от коэффициента диффузии по поверхности твердого тела коэффициент объемной диффузии золота в твердых растворах золото—серебро при температуре 850° составляет при прочих сходных условиях опыта, как правило, $0,5-5 \cdot 10^{-9}$ см²/с. Следовательно, коэффициент диффузии («ползучести») золота по поверхности твердого тела примерно в 1000 раз больше коэффициента диффузии золота в твердом теле.

Большая подвижность вещества по поверхности кристаллов, по Рамбергу (Ramberg, 1952), обусловлена прежде всего тем, что наружные ионные или атомные слои в отличие от внутренних частей обладают ненасыщенными валентностями. Наличие у наружного слоя кристалла поля остаточных сил обуславливает тенденцию адсорбировать на своих поверхностях практически любой тип атомов или устойчивых молекул (ионов). Образующаяся на поверхности кристалла реакционная пленка характеризуется неустойчивым атомным состоянием с повышенной подвижностью ионов, что создает благоприятные условия для химических реакций в твердом состоянии.

В общем случае золото более инертно, чем серебро, цинк, свинец и многие другие металлы. Однако при определенных условиях скорости диффузии золота больше скоростей диффузии этих элементов. Так, по данным Рамберга (Ramberg, 1952), при 227° в свинце диффузионные частицы золота переместятся за 10^8 лет на 600 м, в то время как скорость диффузии серебра в свинце при такой же температуре в 6 раз меньше. Нами получены сходные скорости диффузии золота в свинце.

Опыт 1000. В качестве исходных материалов были использованы химически чистые золото и свинец. Из свинца были изготовлены пластины размером $32 \times 10 \times 0,6$ мм. На одну из поверхностей пластин наносили электролитическим способом слой золота. Толщина нанесенного слоя не превышала 5—10 мк. Диффузионный отжиг образцов проводили в муфельной печи с регулированием температуры автоматической станцией, допускающей отклонения температуры $\pm 1^\circ$. Время отжига колебалось в зависимости от температуры в пределах 72—200 ч. После диффузионного отжига с образца механическим путем снимали слои, которые на подложке помещали на облучение потоком тепловых нейтронов, полученных в парафиновом замедлителе от свинцово-бериллиевого источника быстрых нейтронов типа ИБН-1. В результате ядерной реакции образовался радиоактивный изотоп золота (Au^{198}).

Активность каждого последовательно снятого слоя пропорциональна количеству продиффундировавших в этот слой атомов золота. Измеряя удельную активность слоя, мы получили исходные данные для определения коэффициента диффузии золота в свинце. Для температуры 250° этот коэффициент оказался равным $3 \cdot 10^{-7}$ см²/с, а для температуры 285° — $3,85 \cdot 10^{-6}$ см²/с.

Атом золота имеет небольшой радиус, и золото легко проникает в свинец по междоузлиям в решетке. Именно поэтому скорость диффузии золота в свинце больше скорости самодиффузии свинца.

Еще более высокие скорости диффузии золота в свинце наблюдались нами в опыте 12.

Опыт 12. Обезжиренную самородную золотину из россыпи р. Селемджи размером 0,4 мм помещали между двумя очищенными пластинками свинца. Пластины сжимали на прессе, и образец с вмонтированной в свинец золотинкой (золотина полностью окружена свинцом) нагревали 10 мин при 270—300°. После охлаждения из образца изготавливали полированный шлиф для минераграфического изучения диффузии золота в свинце. На стыке золота и свинца в свинце отчетливо видна диффузионная кайма вокруг золотины. Скорость диффузии золота в свинец намного больше скорости встречной диффузии свинца в золото, поэтому пористость образуется на стороне золота. По области максимального развития пор в золоте образовалась трещина, и диффузионная кайма как бы оторвалась от золота. При более длительном нагревании отчетливо видно, что золото особенно интенсивно диффундирует по межзерновым прожилкам в свинце. В результате взаимодиффузии золота и свинца в определенный момент состав диффузионной зоны достигал эвтектического (14,8 вес. % золота) с температурой плавления 215°. В связи с этим в твердом образце на стыке золота и свинца возникала расплавленная зонка раствора двух металлов. При быстром охлаждении здесь образовывались типичные структуры распада твердого раствора с обособлением золота от свинца. Таким образом, золото, в общем случае являясь более инертным по сравнению с рядом других элементов, в оптимальных условиях и определенной среде перемещается с большой скоростью, особенно по междоузлиям, межзерновому пространству и по поверхности кристаллов. В связи с длительными геологическими процессами диффузия может играть значительную роль в миграции золота.

В описанных выше опытах значимая диффузия золота фиксировалась при 250° и более высоких температурах. Отдельные наши наблюдения и опыты М. А. Калиткиной (1972) свидетельствуют о том, что ощутимая диффузия происходила также и при более низких температурах. Для подтверждения наличия диффузии золота при более низких температурах нами проведена серия экспериментов с изучением образцов на рентгеноспектральном микрозонде JXA-5A.

Опыт 1269-11. Хорошо окатанную с гладкой поверхностью самородную золотину из россыпи р. Селемджи помещали на дно пресс-формы и заливали полимером АКР-7. Закрытую пресс-форму перенесли в стакан с водой, нагревали до температуры кипения и прогревали при температуре кипения в течение 30 мин. После полимеризации золотину в блоке полимера подвергали шлифовке и полировке обычным способом.

Через 3 года после изготовления искусственного аншлифа золотину изучали на микрозонде JXA-5A. На этом приборе при ускоряющем напряжении 25 кВ, токе зонда 0,25—0,26 А снято изображение одного и того же участка контакта золотины с полимером сначала в лучах AuL_{α_1} , а затем в лучах AgL_{α_1} . Для данной золотины характерно сравнительно равномерное мозаичное чередование субмикроскопических частиц золота и серебра. В то же время наблюдается диффузия трех частиц золота и 18 частиц серебра в полимер. В данном опыте установлено, что в полимере в 6 раз больше частиц серебра, чем частиц золота. Эти данные подтверждают, что при низких температурах коэффициент диффузии серебра во много раз больше коэффициента диффузии золота. Обособленное положение частиц золота и серебра также подтверждают вывод о том, что в данном случае мы наблюдаем именно

диффузию золота и серебра в полимер, а не растаскивание частиц самородного золота при полировке образца. Следовательно, ощутимая диффузия золота и серебра в определенных средах может проходить даже при 100° , а в отдельных случаях, возможно, и при более низких температурах. Эту особенность золота и серебра необходимо учитывать при расшифровке генезиса золоторудных месторождений.

В приведенных выше опытах показано, что золото в определенных средах даже при низких температурах обладает достаточной мобильностью, в то же время можно привести данные о чрезвычайно низких коэффициентах диффузии золота даже при высоких ($>800^{\circ}$) температурах.

Проводя многочисленные опыты с золотом и его сплавами в кварцевой посуде, мы обратили внимание на высокую подвижность кварца в твердом состоянии при 600° и более высоких температурах и постоянное стремление кварца создать своего рода оболочку вокруг золотин или опытных образцов сплавов золота с серебром. Тенденция такого рода хорошо видна из опыта 1077-25. В этом опыте половину пластины химически чистого золота закрывали с двух сторон пластинкой серебра высокой чистоты и соединяли под прессом с кратковременным давлением в 180 атм. Образец, в котором одна половина пластины золота была полностью закрыта серебром, а вторая была свободной, помещали в кварцевый тигель, заполненный кварцевой пылью, и нагревали в электропечи 48 ч при температуре 740° с тремя выключениями (на 12 ч). После опыта образец представлял собой снежный ком (на опытный образец вырос кварц). Кратковременной (2 мин) обработкой образца в плавиковой кислоте слабо прилипший кварц был удален, но часть хорошо раскристаллизованного кварца осталась (рис. 7). В процессе опыта серебро полностью заместилось кварцем, и часть пластины химически чистого золота оказалась закрытой кварцевой рубашкой (рис. 7), которая по форме точно соответствовала серебряной рубашке до опыта.

Опыт 1077-26 проводили в аналогичных условиях, но образец после опыта обрабатывали не 2 мин в плавиковой кислоте, а 4 мин; при этом произошло растворение не только кварца, прилипшего к образцу, но и части раскристаллизованного кварца, который заместил серебро (рис. 8). После опыта в кварцевой пыли установлены следы золота и высокое содержание серебра, которое перешло из опытного образца.

Опыт 1077-11 проводился в таких же условиях. В кварцевой пыли нагревали сплав золота и серебра, который в процессе опыта оброс мелкими кристалликами кварца. Стремление кварца закрыть с поверхности золото наблюдалось также и в других опытах.

При повышении температуры среды кварц как бы стремится предохранить золото от улетучивания, закрывая оболочкой золотины или опытные образцы. Учитывая полученные нами экспериментальные данные и то, что в природе кварц является главным минералом, включающим самородное золото, нами проведены опыты по определению скорости диффузии золота в кварце.

Опыт 2972. Из кристалла искусственного кварца вырезаны четыре пластины перпендикулярно оси шестого порядка. Между двумя кварцевыми пластинами помещали золотую фольгу (в опыте 2972-1 до опыта она весила 88,11 мг, а в опыте 2972-2 — 48,38 мг). Кварцевые пластины и заключенную между ними фольгу сжимали струбциной под давлением 2 кг/см^2 . Изготовленные два образца (типа «сэндвич») помещали в электропечи, в которых с помощью автоматической станции управления поддерживалась постоянная температура ($\pm 1^{\circ}$). Один опытный образец нагревали 148 ч при 850° , а другой — 120 ч при 700° . После опыта пластины кварца разъединяли и определяли (пробирным методом) количество золота, продиффундировавшего в процессе опыта

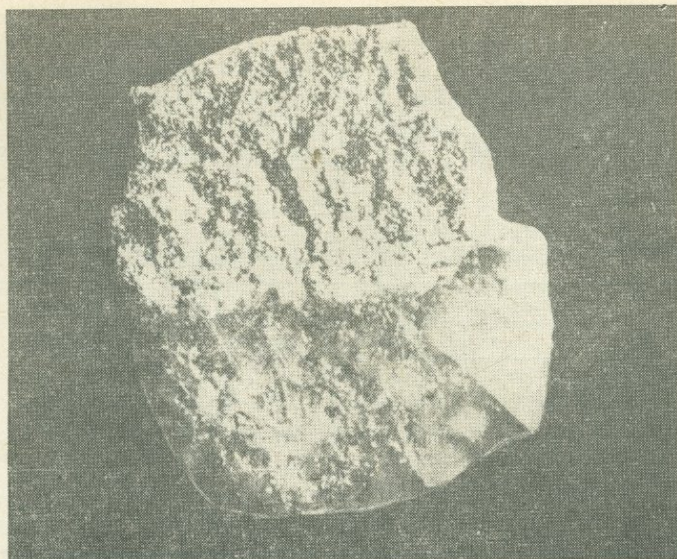


Рис. 7. Синтезированный кварц на месте ранее существовавшей оболочки серебра на пластинке химически чистого золота. После опыта образец обрабатывался в течение 2 мин в HF ($\times 16$).

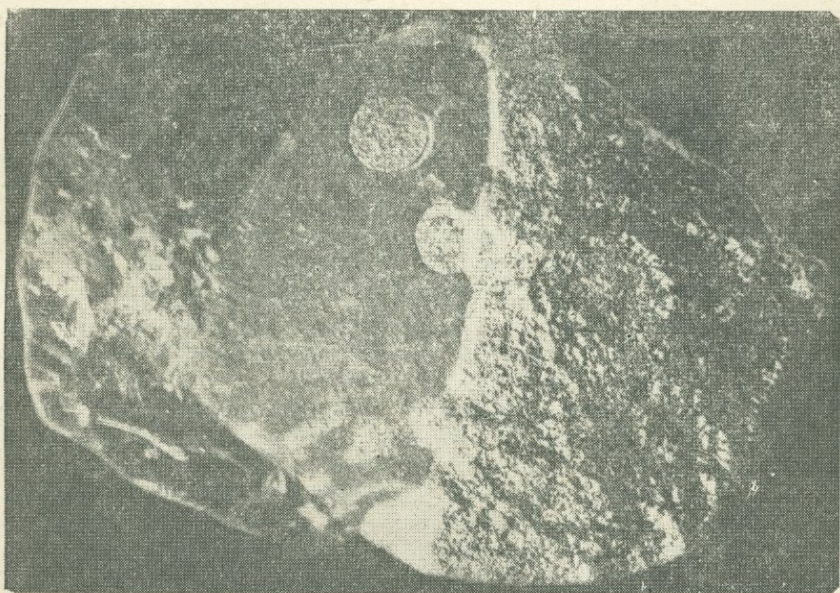


Рис. 8. Синтезированный кварц на месте ранее существовавшей оболочки серебра на пластине химически чистого золота. После опыта образец обрабатывался в течение 4 мин в HF ($\times 12$).

в кварц, а также взвешивали золотую фольгу. Результаты опыта приведены в табл. 37. Коэффициенты диффузии золота в кварце рассчитывали по уравнению К. Хауффе (1962):

$$D = \frac{\mu^2 \pi}{S^2 C_0^2 t},$$

где μ — масса продиффундировавшего вещества, г; C_0 — начальная концентрация, г/см³ (0,5 плотности золота 19,3 : 2 = 9,65). Установленные коэффициенты диффузии оказались самыми низкими из известных коэффициентов диффузии золота в других веществах, в том числе намного ниже коэффициентов самодиффузий золота при сходных температурах. В связи с этим в МГУ на кафедре радиохимии Т. Г. Васильевой

Таблица 37

Зависимость коэффициента диффузии золота в кварце от температуры

№ обр.	Т, °С	Длительность нагревания <i>t</i> , ч	Общая площадь контакта <i>S</i> , см ²	Вес золотой фольги, мг		<i>D</i> , см ² /
				до опыта	после опыта	
2972-1	850	148	10,8	88,11	86,13	2,05 · 10 ⁻¹⁴
2972-2	700	120	6,0	48,38	48,34	1,3 · 10 ⁻¹⁷

на наших образцах кварца, выпиленных из того же кристалла, также перпендикулярно оси шестого порядка, проведено контрольное определение коэффициента диффузии золота в кварце. Для определения коэффициента диффузии золота в кварце при 950° был использован метод изотопного обмена с однократной изотермической выдержкой, предложенный С. Н. Крюковым и В. А. Солдатовым (1967). В изотермическую камеру помещали два образца — донор и акцептор. Донор отличался от акцептора только наличием радиоактивного изотопа исследуемого элемента. Образцы одинаковой площади располагали аксиально друг против друга. Однако из-за несовершенства этого метода коэффициент диффузии золота в кварце может быть занижен, так как при нагревании в течение 5 ч при столь высокой температуре в кварце образуются микротрещины. В результате проведенного эксперимента установлено, что коэффициент диффузии золота в кварце даже при 950° меньше 1 · 10⁻¹³ см²/с. Следовательно, два различных метода однозначно показывают чрезвычайно низкую скорость диффузии золота в кварце даже при высоких температурах. Скорость диффузии золота в кварце при температурах 100—400° настолько мала, что точно определить ее в настоящее время трудно. На основании экстраполяции можно полагать, что при температуре 300° коэффициент диффузии золота в кварце будет примерно $n \cdot 10^{-24}$ см²/с. Следовательно, при температуре порядка 300° скорость диффузии золота в кварце будет меньше скорости диффузии золота в свинце на $n \cdot 10^{19}$ раз.

Средняя концентрация золота в рудах приблизительно в 5000 раз выше, чем в горных породах. Учитывая это, для образования месторождений золота, в отличие от других металлов, требуются наиболее благоприятные условия для резко повышенной концентрации этого элемента, а для сохранения образовавшегося месторождения необходимы условия, препятствующие рассеиванию золота при его метаморфизме и при влиянии гипергенных процессов.

Как уже отмечалось, диффузия и испарение (летучесть) элементов взаимосвязаны. Поэтому в кварце по сравнению с другими минералами они будут самыми низкими.

Согласно Ван Сейджу (Van Sijde, 1963), между летучестью компонента в фазе и его химическим потенциалом справедливо соотношение

$$\mu_k = RT \ln f_k + C_k,$$

где f_k — летучесть данного компонента; C_k — функция только температуры данного компонента, равная химическому потенциалу компонента при $f_k = 1$. Следовательно, при прочих равных условиях химический по-

тенциал золота в кварце будет самым низким, чем этот же потенциал золота в других минералах.

При гидротермальных процессах золото будет стремиться отложиться в кварце, а при метаморфизме — перейти из других минералов в кварц. Кварц — наиболее благоприятный минерал для отложения золота и является своего рода броней, препятствующей рассеиванию золота при метаморфизме.

Зональное строение и неоднородность отдельных участков кристаллов, дендритов полизернистых золотин и самородков может быть обусловлена как эндогенными, так и экзогенными процессами. В экзогенных условиях прежде всего за счет выщелачивания серебра на золотинах, как правило, возникают высокопробные оболочки. Многие исследователи (Fischer, 1935; Ивенсен, 1938; Петровская и Фастолович, 1952; Переляев, 1952, 1953; и др.) отмечали постоянное развитие высокопробных оболочек на самородном золоте из россыпей. Сравнительно крупные высокопробные каймы часто наблюдаются на золоте из древних россыпей. А. П. Переляев (1953) в качестве критерия для определения возраста золотоносных россыпей предложил использовать ширину высокопробной каймы на золоте. Высокопробные оболочки, особенно высокопробные прожилки, наблюдаются не только на россыпном, но и на коренном золоте. Наиболее часто они устанавливаются на самородном золоте коренных месторождений из зоны окисления (Петровская и Фастолович, 1952; Переляев, 1952).

Эндогенную зональность золотин целесообразно делить на два типа: первичную, обусловленную меняющимися физико-химическими условиями рудообразования, и вторичную (регенерированную), связанную с процессами метаморфизма.

Первичная зональность роста отдельных кристаллов золота и дендритов, когда наблюдается неоднократное чередование зон, обогащенных и обедненных серебром, детально описана в работе Н. В. Петровской и др. (1971). В работах других исследователей (Fischer, 1935; Новиков, 1968) также подчеркивалось широкое развитие зональности в золотинах близповерхностных месторождений убогосульфидной формации.

Неоднородное строение золотин для месторождений малосульфидной формации менее характерно, но на некоторых месторождениях этого типа также отмечалось значительное колебание состава золота в пределах одного кристалла или агрегата (Ивенсен, 1938; Моисеенко, 1965).

Вторичные (регенерированные) зоны, обогащенные золотом или серебром, повторяют общие очертания зернистого агрегата золота и переходят от зерна к зерну, не подчиняясь кристаллографическим направлениям. Регенерированные оболочки чаще всего возникают на поверхности агрегатов золота или же обволакивают отдельные зерна внутри полизернистых золотин, образуя межзерновые прожилки другого состава. Регенерированная зональность в золотинах возникает чаще всего под влиянием гидротермального или контактового метаморфизма. В связи с тем, что на всех месторождениях обычно проявлена пострудная кварц-карбонатная стадия, а на некоторых месторождениях даже не одна, а две и более пострудные стадии, самородное золото, как правило, в той или иной мере метаморфизовано.

Метаморфизм золота может пройти и под влиянием региональных процессов, не наложивших своего отпечатка на вмещающие руды породы. Г. Шнейдерхен (1958) считает, что при повышении температуры в земной коре большая часть металлов (и их соединений) может прийти в движение раньше, чем окружающая их среда, и, следовательно, фронт рудного метаморфизма может предшествовать фронту метаморфизма пород.

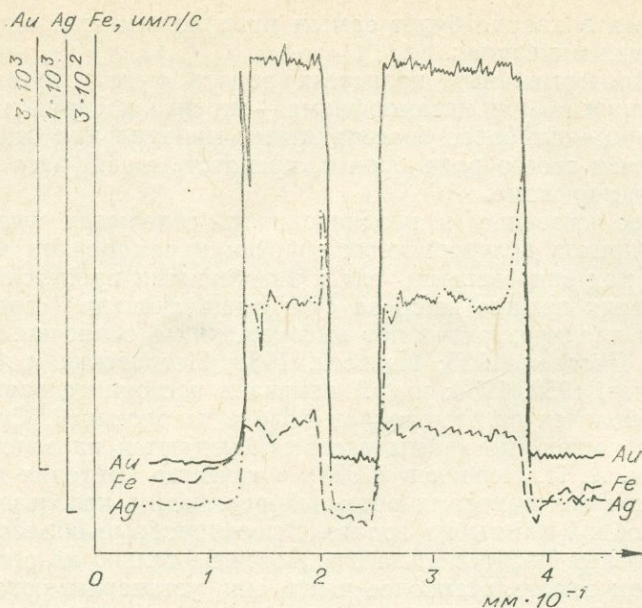


Рис. 9. Распределение золота, серебра и железа в золоти-
нах, подвергавшихся контактовому метаморфизму.

Нередко на месторождениях проявлены пострудные магматические образования, которые вызывают контактовый метаморфизм руд и золота при наличии градиента температуры. Примеры метаморфизма такого рода с постепенным падением температуры по мере удаления от контакта пострудного диоритового штока описаны ранее по жилам 289 и Диоритовой на Токурском месторождении. По жиле 289 на расстоянии 20 м от контакта с диоритовым штоком взят ориентированный образец руды, из которого изготовлена полировка. При просмотре под микроскопом полировки в кварце обнаружены две золотины, одна размером (по длинной оси) 0,13 мм, а другая—0,09 мм. На японском микронзонде марки JXA-5A изучено распределение золота, серебра и железа в этих золотилах при ускоряющем напряжении 25 кВ, токе зонда 0,26—0,25 мА и диаметре зонда 1 мм.

Полировка была ориентирована так, что профиль сканирования, пересекающий сразу обе золотины, совпадал с направлением кратчайшего расстояния до контакта с диоритовым штоком. Распределение элементов в золотилах изображено на рис. 9 (направление от штока слева направо). Из приведенных данных видно, что концентрация золота и железа вдоль профиля существенно не меняется. Видимо, температура метаморфизма была недостаточно высокой для заметной диффузии золота и железа, однако отчетливо прослеживается перераспределение серебра с более высокой его концентрацией на более удаленных от штока краях золотины. Следовательно, в тепловом поле с градиентом температуры в золотилах происходит диффузия серебра с «отгонкой» его в область более низкой температуры. Сходная картина с обособлением серебра на одном краю золотины наблюдалась и в других образцах руд из жил, подвергавшихся метаморфизму. В результате диффузии происходит не выравнивание, а повышение концентрации отдельных элементов. Это так называемая отрицательная, или восходящая, диффузия.

В общем случае диффузия обусловлена не разностью концентраций, а разностью химических потенциалов в двух точках, причем направление диффузии задается направлением падения химического по-

тенциала, далеко не всегда совпадающего с направлением от более высокой концентрации к более низкой.

С. Т. Конобеевский (1943) показал, что в твердом растворе после предварительного наклепа при нагревании атомы, имеющие большой диаметр, в результате искажения кристаллической решетки концентрируются в местах растяжения, в то время как атомы с меньшим диаметром — в участках сжатия. Такое явление автор назвал восходящей диффузией. Даркен опытным путем установил, что при непосредственном контакте цемента с насыщенным аустенитом углерод диффундирует из аустенита, где его концентрация ниже, в цементит и назвал это явление отрицательной диффузией. Как отмечают К. Джонс и В. Ферри (1947), при термодиффузии из теплой области в холодную перемещаются легкие компоненты, в то время как из холодной в теплую — тяжелые. По Хауффе (1962), отрицательная диффузия с разделением компонентов обусловлена тем, что связи А—А и В—В сильнее, чем связи А—В.

Наиболее часто диффузия элемента в сторону более высоких его концентраций наблюдается при наличии градиента температуры. Отрицательная диффузия золота и серебра отмечалась нами в следующих опытах.

Опыт 2143. Из золота и серебра высокой чистоты получен сплав, содержащий 25 ат. % (37,8 вес. %) золота. Изготовленную из этого сплава пластину размером $1 \times 5 \times 1$ см отжигали 1 ч при температуре 600° в кварцевом тигле в электропечи, после чего проверяли однородность распределения золота и серебра в пластине как визуально, так и с помощью определения твердости на твердомере ПМТ-3. В разных участках пластины твердость оказалась сопоставимой и в среднем была равна $36,8 \text{ кг/мм}^2$. Затем пластину нагревали 25 ч в кварцевом тигле в электропечи при температуре 930° . Вдоль длинной оси пластины температурный градиент составил 5° на 1 см. В процессе нагревания при градиенте температуры произошло разделение твердого раствора с обособлением большого количества золота на участке, где температура была выше, серебро же в основном сконцентрировалось на другом конце пластины (рис. 10).

Изменение содержания золота и серебра в разных частях пластины проверено лазерным анализатором. Результаты лазерных анализов подтверждают наличие отрицательной диффузии золота и серебра в данном опыте с выделением фаз разного состава.

Обособление золота и серебра в разных частях пластины подтверждается замерах твердости после опыта. Характерно, что твердость пластины после опыта резко упала и составила на участке пластины, обогащенной серебром, $29,7 \text{ кг/мм}^2$. Это объясняется, с одной стороны, обособлением золота и серебра друг от друга, а с другой — снятием дислокационных напряжений при длительном нагревании образца.

Таким образом, как по геологическим, так и по экспериментальным данным при нагревании золотины (или сплава золото—серебро) в тепловом поле с градиентом температуры происходит повышение концентрации серебра в менее нагретой части образца.

В природных условиях золотины с резко повышенным содержанием серебра с одной части в пробе встречаются сравнительно редко. Более часто наблюдаются полизернистые золотины с высокопробной или низкопробной оболочкой (каймой). Так, А. В. Фирсов (1963) отметил, что на месторождениях Северо-Востока СССР при метаморфизме на золотинах образуются высокопробные каймы. Высокопробные оболочки и прожилки отмечены нами на золотинах Токурского, Харгинского месторождений в зонах термического и гидротермального метаморфизма руд (Моисеенко, 1965, 1966; Моисеенко и др., 1971).

Многие исследователи отмечали наличие пленок (оболочек) серебра на самородном золоте. Так, Форстер (Forster, 1960) наблюдал пере-

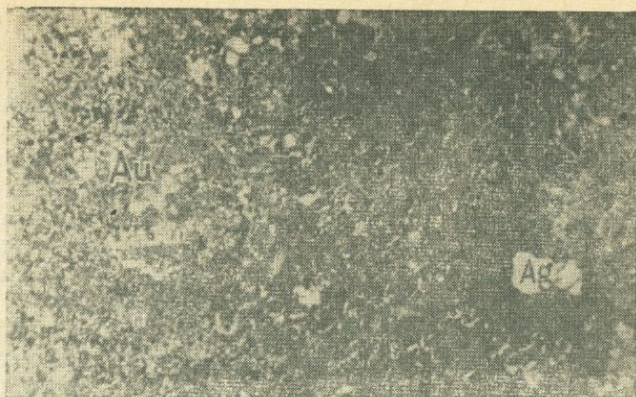


Рис. 10. Отрицательная диффузия золота и серебра в процессе нагревания сплава при 930°С с градиентом температуры (×12).

кристаллизацию золота на месторождении Луис-Мур в Южной Африке с укрупнением его выделений и образованием по периферии некоторых крупных золотин оторочек из серебра. Образование этих оболочек он связывал с метаморфогенной диффузией серебра в самородном золоте.

В колчеданных рудах Урала П. Я. Ярош (1955) исследовал тонкие пленки самородного серебра на золотилах.

В. Велчев (1962) описал на некоторых болгарских месторождениях развитие по периферии золотин зон, обогащенных серебром.

М. С. Сахарова (1969) изучала состав самородного золота месторождения Дарасун методом рентгеноспектрального микроанализа и установила уменьшение содержания золота и увеличение серебра в краевых частях золотин, приуроченных к сульфидам, в то время как в золотилах в кварце содержание золота не изменялось.

Н. В. Петровская и др. (1971) наблюдали в золотине, заключенной в кварце (Агатовское месторождение), прерывистые зоны и локальные обособления высокосеребристого золота. Изученное с помощью электронного микрозонда обособление содержало на 14% серебра выше по сравнению с фоновым содержанием его в золотине.

Самородное золото, подвергавшееся метаморфизму, обладает характерным признаком, который легко можно установить на рентгеноспектральном микроанализаторе. При изучении метаморфизованных золотин была выявлена одна общая для них особенность, повторяющаяся почти у всех золотин из зон метаморфизма. Так, в полировках из руды жилы 289, метаморфизованной диоритовым штоком, вокруг золотин наблюдается венчик (типа звездного неба) из частиц золота и серебра, диффундировавших из золотины во вмещающий ее минерал. На рис. 11, 12 изображен один и тот же участок контакта самородной золотины, снятый сначала в лучах AuL_{α_1} , а затем в лучах AgL_{α_1} . На этих снимках наряду с диффузией золота и серебра в кварц в результате метаморфизма отчетливо видно также внутреннее строение золотины, представляющей сравнительно равномерное чередование субмикроскопических выделений золота и серебра. Для подтверждения возможности образования высокопробных и низкопробных оболочек в «сухих» системах при нагревании с градиентом температуры нами проведена серия экспериментов.

Опыт 1269а-3-10. Самородные золотины из россыпи р. Селемджи (Приамурье), имеющие пробность золота 752 и серебра 234, помещали

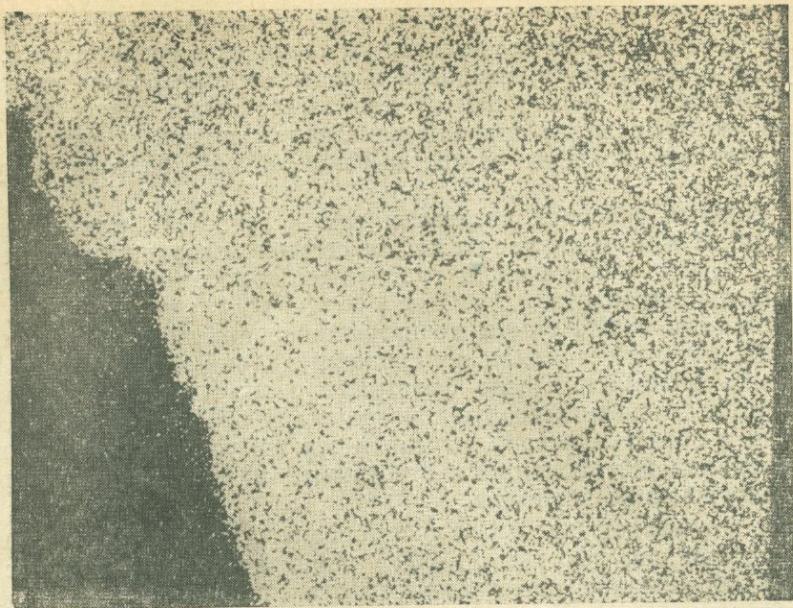


Рис. 11. Диффузия золота в кварц (черное). Контакт самородной золотины с кварцем снят на микроскопе в лучах AuL_{α_1} ($\times 600$).



Рис. 12. Диффузия серебра в кварц (черное). Контакт самородной золотины с кварцем снят на микроскопе в лучах AgL_{α_1} ($\times 600$).

в фарфоровые тигли и нагревали в электропечи в воздушной среде при температуре 850° . Эта операция повторялась десять раз при длительности одного нагревания 10 с. Каждый раз золотины ставили в электропечь в тиглях, имеющих комнатную температуру; следовательно, разогревание золотин происходило в основном за счет лучистой энергии от свода и стенок предварительно разогретой электропечи. Экспериментально установлено, что в данном случае за 10 с золотина не успевала разогреться до температуры 850° , и поэтому весь опыт проходил при

постоянном градиенте температуры с последующим быстрым охлаждением. В процессе опыта вес золотин уменьшился в среднем на 0,12% за счет улетучивания ртути, мышьяка и части серебра. После опыта золотины помещали в зубной цемент для изготовления искусственных аншлифов, которые затем травил концентрированной царской водкой. Травлением установлены четкие высокопробные оболочки вокруг золотин.

В сходных условиях нагревали также золотины, разрезанные на две части. И в этом случае даже на свежей поверхности разреза при условиях опыта с постоянным градиентом температуры возникла оболочка из чистого золота.

Проведены также опыты по нагреванию аншлифов с видимым золотом. Из руды изготовляли полированные шлифы, где в поле кварца находились золотины. После фотографирования шлифы прокаливали 30 мин в электропечи в воздушной среде при 600° , затем их слегка полировали и снова нагревали 10 мин в тех же условиях. После вторичного прокаливания появились отчетливые каймы оранжево-красного цвета, окружающие золотины.

При длительном нагревании самородного золота или сплавов золото—серебро при высоких ($>600^\circ$) температурах наблюдается тенденция к образованию оболочки из золота, которая покрывает весь образец (или минерал). Иная картина отмечается в опытах при температурах 600° и ниже, особенно при кратковременном нагревании, когда фиксируется начало диффузии золота, серебра и других элементов.

Опыт 3190-3. В этом опыте использовали руду Токурского месторождения, из которой была изготовлена полировка с видимым золотом в кварце. Образец отжигали при 600° , затем помещали в кварцевый тигель и нагревали при температуре 600° четыре раза по 10 мин. После четвертого нагревания через золотину размером 0,35 мм пройден профиль с одновременным определением на микронде золота, серебра и железа. Съемка образца проводилась при напряжении 26 кВ, эффективный диаметр зонда составил 2 мм, скорость движения ленты 1200 мм/ч. При этом выявилась любопытная картина распределения серебра и железа в золотине, подвергавшейся кратковременному нагреванию (см. рис. 12),— в результате нагревания серебро и железо

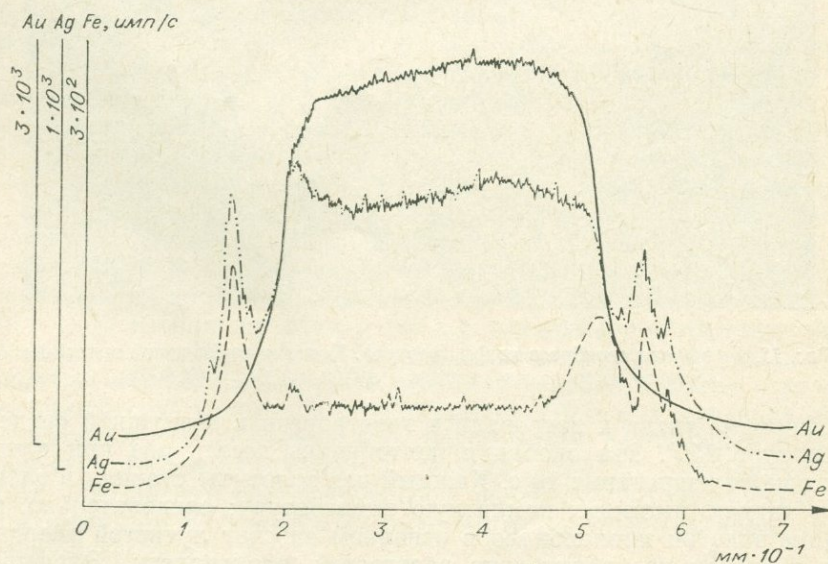


Рис. 13. Концентрационные кривые золота, серебра и железа в самородном золоте, подвергнутом нагреванию.

покидают золото. При этом первая волна диффундируемых частиц серебра и железа уже вышла за пределы золотины, как бы оторвалась от нее и ушла в кварц, вмещающий золотину. Если бы опыт был прекращен раньше, на золотине была бы оболочка из серебра и железа; в данном же случае между бывшей оболочкой и золотиной образовался зазор $\sim 0,010$ мм. Характерно, что за первой волной диффундирующих частиц серебра и железа намечалась вторая волна (рис. 13). Если при данных условиях провести более длительный опыт, то золотина обеднится серебром и отчасти железом, пробность ее резко повысится, а по периферии она будет иметь оболочку не из серебра, а из золота.

В результате проведенных исследований установлены главные признаки метаморфизма самородного золота: 1) высокая дисперсия пробности и повышенная пробность золота; 2) низкое содержание или практически полное отсутствие в самородном золоте легколетучих элементов (ртути, сурьмы, мышьяка); 3) наличие регенерированных низкопробных и высокопробных оболочек на золотилах; 4) развитие вокруг золотин (во вмещающих минералах) венчика (типа звездного неба) из диффузионных частиц золота и серебра; 5) широкое проявление золотин с отчетливо выраженным кристаллическим строением.

Метаморфогенные процессы играли существенную роль не только в сегрегации кремнезема, но и в перегруппировке золота, рассеянного в толщах рудовмещающих пород.

Глава IV

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

Дальневосточный регион, расположенный на стыке океана и континента, где бурно протекали как тектонические, так и вулканические процессы, является благоприятным полигоном для решения некоторых вопросов геохимии золота и генезиса золотых и золото-серебряных месторождений.

Сравнение кларковых содержаний золота в сходных породах фундамента Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, анализ распределения золота в вулканических образованиях окраинно-материкового и континентального вулканических поясов, а также сопоставление данных по различным золоторудным месторождениям этого региона позволяют сделать некоторые выводы по геохимии золота и генезису золото-серебряных месторождений. Различие металлогенической специализации пород фундамента Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей можно проследить при сопоставлении кларковых содержаний золота в породах этих регионов. Сравнивая табл. 3—10, а также табл. 38, видим, что средние содержания золота почти во всех типах пород разреза Сихотэ-Алинской складчатой области весьма низкие, близкие по значению средним содержаниям в осадочных породах (Виноградов, 1962). Допалеозойская часть разреза области осталась неизученной. Судя по весьма немногочисленным данным, концентрации золота в породах Ханкайского массива, аналоги которых могут служить доколом западной части Сихотэ-Алинской области, также низкие (Моисеенко и др., 1971). Необходимо подчеркнуть, что генетические особенности осадкообразовательного процесса не нашли отражения в характере распределения золота и серебра в породах Сихотэ-Алинской складчатой области. Так, по содержанию этих металлов различные типы вулканогенно-терригенной формации существенно не отличаются от собственно терригенных формаций различного генезиса.

Для общего разреза Монголо-Охотской складчатой области характерна иная картина (табл. 38). Почти все типы пород и различные формационные комплексы этой области отличаются повышенными содер-

Средние содержания золота и серебра в вулканогенно-осадочных формационных комплексах фундамента Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей

Формационный комплекс, возраст	Au ($n \cdot 10^{-7}$ %)	Ag ($n \cdot 10^{-6}$ %)	$\frac{Au}{Au+Ag} \cdot 1000$
<i>I. Сихотэ-Алинская складчатая область</i>			
Вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенный Главного антиклинория, Pz ₃	1,2	1,8	62,5
Терригенный южной части Главного синклинория (преобладают флишевые и флишоидные формации), J—K	1,0	1,9	50,0
Вулканогенно-кремнисто-терригенный северной части Главного синклинория, T—J	1,9	1,7	52,9
Терригенный северной части Главного синклинория (молассоидные и флишоидные формации), J—K	3,3	1,4	190,8
<i>II. Монголо-Охотская складчатая область</i>			
Вулканогенно-кремнисто-терригенный Джагдннской зоны, Pz ₁	5,1	He опр.	—
Терригенный Верхне-Селемджинской зоны, Pz ₂₋₃	4,2	4,7	82,0
Терригенный (преимущественно молассоидный) Бу- реинского прогиба, J—K	14,5	1,8	446,2
Терригенный (молассоидный) Удского прогиба, J	5,6	0,3	651,2
Угленосный Огоджинского прогиба, K ₁	8,3	He опр.	—
Вулканогенно-кремнисто-терригенный Тугуро-Неми- ленской зоны, Pz ₂₋₃	0,4	4,2	9,4
Терригенный Тугуро-Немиленской зоны, T—J	0,4	7,1	5,6

жаниями золота. Необходимо подчеркнуть устойчивость повышенного фона золота в породах палеозойского и мезозойского возрастов, что свидетельствует о специфике длительного унаследованного осадконакопления в рассматриваемых регионах. Характерно, что и докембрийские образования амурской серии, аналоги которых с некоторой долей условности можно рассматривать как древнее основание Монголо-Охотской складчатой области, содержат весьма высокие концентрации $n \cdot (1-15,8) \cdot 10^{-7}$ % золота (Ромашкин, 1974). Исключение составляют вулканогенно-кремнисто-терригенный и терригенный комплексы палеозоя и мезозоя восточной части Монголо-Охотской области (Тугуро-Немиленская зона). Очень низкие содержания золота в породах этой зоны сближают их по этому признаку с вулканогенно-осадочными комплексами Сихотэ-Алинской области.

Таким образом, в пределах юга Дальнего Востока довольно четко выделяются два блока коры — Сихотэ-Алинская и Монголо-Охотская складчатые области, различные по характеру седиментационной золотоносности (Михайлов, 1971). Естественно предположить, что региональная металлогеническая специализация различных магматических комплексов может в значительной мере зависеть от металлогенического профиля вмещающих толщ. Эта зависимость должна иметь большое значение в процессе трансформизма, когда условия благоприятствуют перераспределению золота и серебра при вулканических и поствулканических процессах.

Вулканические зоны, в пределах которых рассматривались распределения золота и серебра, также отличаются уровнем содержания этих элементов, структурным положением, составом и мощностью слагающих их вулканогенных комплексов, глубинным строением, эволюцией вулканических процессов, условиями генерации магм (табл. 39).

Типы вулканогенных зон Дальнего Востока

Пояс, зоны	Формация, комплекс		Структуры фундамента	Мощность, слой	Золоторудные формации
	состав	возраст, мощность			
Окраинно-материковый пояс Сихотэ-Алинский	Андезитовая (андезиты)	K ₂ , 1—2 км	Sn, Pb, Zn, W, Mo, Ag, Cu	25 км, гранитный (8—10 км), базальтовый (12—15 км)	Ближне-верхностные
	Липаритовая (игнимбрииты, дацит)	K ₂ —P, 5 км	Au, Ag, Hg		
Внутриматериковые зоны Верхне-Селенджинская	Андезитовая (андезиты, дациты)	K ₁ , 1,0—1,5 км	Au, Hg	30—35 км, гранитный (25 км), базальтовый (10 км)	Средних — малых глубин
	Андезитовая (андезиты)	K ₁ , 0,5—1,0 км	W, Pb, Zn, Cu, Mo, Au		
Баджальская	Липаритовая (липариты, дациты)	K ₁ , 1,5—2 км	Терригенный комплекс (30 км)	40 км, гранитный (25 км) базальтовый (15 км)	То же

Во внутриматериковых зонах с различными петрохимическими и петрологическими особенностями, в которых происхождение кислых магм связывается с палингенезом, а лавы среднего состава значительно загрязнены, в распределении золота отмечается повышение уровня его концентраций от фазы к фазе, т. е. повышается от средних эффузиев к кислым лавам липаритовой формации.

В окраинном поясе (в южной части Сихотэ-Алинского звена), в котором генезис кислых лав связывается с глубинным источником, распределение золота и серебра подчиняется обратной зависимости: содержание золота и серебра в целом высоко, снижается от комплекса к комплексу (табл. 40).

В наиболее дифференцированных сериях золота значительно варьирует (сияновский комплекс), что представляет исключительный интерес еще и в отношении типов поствулканических изменений. Наряду с региональным общим изменением пород вплоть до вторичных кварцитов в этом комплексе проявлены процессы калиевого метасоматоза.

Следует подчеркнуть, что вулканы окраинного пояса по сравнению с внутриматериковыми содержат повышенные концентрации серебра (табл. 40).

Одним из основных факторов, определяющих золотоносный профиль внутриматериковых вулканов, является геохимическая специализация пород фундамента. Повышенная концентрация золота в образованиях Монголо-Охотской области представляет общую потенциальную рудоносность региона и обуславливает увеличение содержания этого металла в конечных фазах извержений. В окраинных поясах золотоносность вулканических ассоциаций связывается прежде всего с глубинными источниками. Эти выводы подтверждаются не только данными, приведенными выше, но и характером корреляционных зависимостей между петрогенными и рудными элементами в вулканиках окраин-

Содержание золота и серебра в вулканитах эффузивных формаций Дальнего Востока

Тип	Зона, комплекс	Au ($\mu \cdot 10^{-7} \%$)	Ag ($\mu \cdot 10^{-6} \%$)	$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000$	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}} \cdot 100$
Внутриматериковый	<i>Андезитовая формация</i>						
	Баджальская	0,9	24,3	3,7	3,78	1,63	63,2
	Тырминская	1,5	1,5	99,0	3,22	0,88	79,3
	Верхне-Селемджинская	0,9	2,7	32,3			
	андезиты	1,8	3,9	45,9			
	дациты	1,3	3,8	34,1	3,40	1,90	64,9
	комплекс (весь)						
	Вулкано-плутонический (диориты, гранодиориты)	3,6	17,0	20,7	2,95	3,05	49,2
	<i>Липаритовая формация</i>						
	Баджальская	0,7	12,1	5,8	3,57	3,11	53,4
Окраинный	<i>Андезитовая формация</i>						
	Петрозуевский и синанчинский	4,2	55,3	7,5	3,0	2,54	55,3
	<i>Липаритовая формация</i>						
	Игнимбритовый	5,2	55,3	9,3	3,53	3,76	48,3
	Сияновский	4,7	67,6	6,9	3,71	3,38	51,6
	Самаргинский	2,3					
Богопольский	0,9	39,0	2,3	4,07	2,94	60,1	

ных и континентальных зон. Так, и в андезитах, и в липаритах окраинного пояса наиболее сильны связи между элементами «мантийной» группы (Ni, Co, V, Mg); золото в этих комплексах коррелирует с магнием, никелем и медью; только в липаритах связи усложняются, появляются существенные корреляции феррических элементов с литофильными (Sn, Pb, Zn, Ag). В континентальных эффузивах корреляционные связи «мантийных» элементов утрачиваются и усиливаются корреляции между элементами литофильной группы; золото в них связано с серебром, оловом и свинцом. Более того, для кислых пород характерна отрицательная корреляция золота с магнием (рис. 14).

Распределение золота в магматическом и рудном процессе определяется не только геохимическим фоном, но и химическими потенциалами активных элементов, прежде всего щелочей. В андезитах обеих зон отмечается сильная обратная связь золота с калием, прямая сильная связь с натрием в окраинном поясе и ослабленная в континентальных зонах; в противоположность золоту у серебра зависимости со щелочами иные: наиболее сильные корреляции серебро—калий характерны для вулканитов внутренних зон, а корреляции натрий—серебро, как правило, обратные (см. табл. 40).

Зависимость распределения золота и серебра от железистости пород более сложная. В общем, наблюдается тенденция роста содержания золота и серебра с возрастанием железистости пород до определенного предела, что согласуется с выводами Ж. Роуе (Rowe, 1969). Более четко вырисовывается корреляция между Au—Fe²⁺: в андезитах она прямая и сильная, в липаритах либо слабая (окраинный пояс), либо обратная (континентальные зоны). Корреляция между Au—Fe³⁺ во всех комплексах прямая.

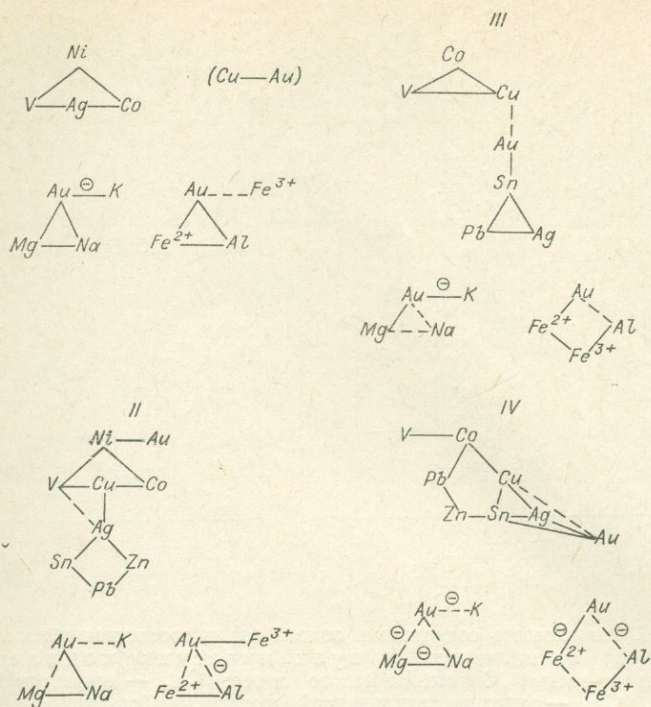


Рис. 14. Типы корреляционных связей в вулканических комплексах.

Окраинно-материковый пояс: I — Сихотэ-Алинский, синанчинский комплекс, андезитовая формация; II — богосольский комплекс, липаритовая формация.

Внутриконтинентальная зона: III — Баджалская, андезитовая формация; IV — баджалский комплекс; липаритовая формация.

Анализ данных по двум типам вулканических поясов позволяет сделать следующие выводы. Магматизм внутриконтинентальных зон, связанный с коровым палингенезом, наследует геохимическую специализацию фундамента. Существенно натровый состав вулканитов континентального пояса (Верхне-Селемджинский район) с учетом геохимической специализации региона предопределяет золотой профиль минерализации. Золотая минерализация связывается здесь с субвулканическими и малыми интрузиями и локализуется в полях гидротермально измененных пород. Повышенные концентрации золота в последних фазах этих интрузий отражают процесс вертикальной миграции магматических очагов и мобилизации золота из пород фундамента.

С идеей вертикальной миграции магматических очагов и соответственным обогащением более поздних продуктов золотом не согласуются данные о высокой концентрации, наблюдаемые в малых интрузиях (Моисеенко и др., 1971), так как происхождение последних связывается с глубинным источником. Такое противоречие, видимо, легко объяснить высокой степенью изменения данных пород, так как с ними связаны зоны пропилитизации и натрового метасоматоза. В этом случае мы имеем пример использования трещинных зон, по которым внедрялись тела малых интрузий, широко проявленного натровым метасоматозом, связанным с поствулканическими явлениями наложенных вулканических зон.

Зависимость содержаний золота и отношения золото—серебро от натрия и калия проявлена в обоих типах зон не особенно четко, но эта зависимость в каждом типе разная. В внутриконтинентальных зонах она прямая с количеством натрия, в окраинном (Сихотэ-Алинском) —

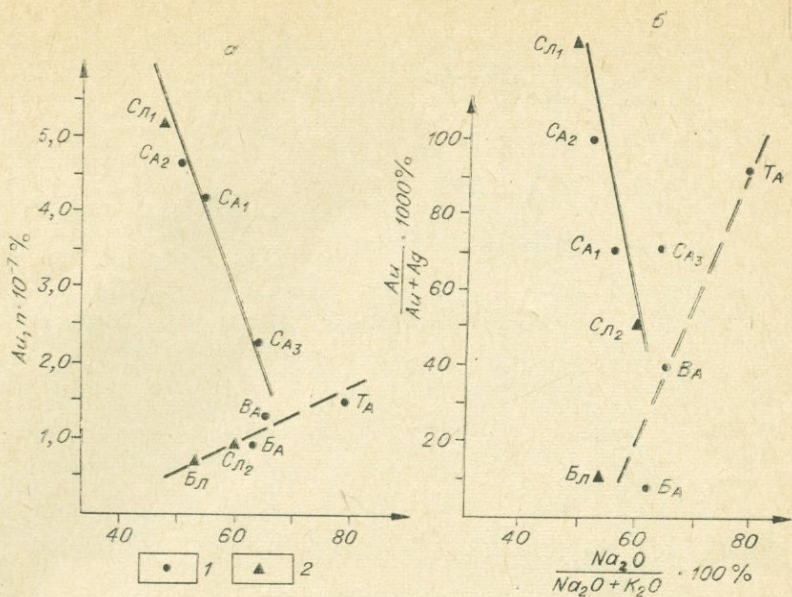


Рис. 15. Зависимость содержания золота (а) и соотношения золото/серебро (б) от щелочности в вулканических комплексах (сплошная линия) Сихотэ-Алинского пояса: $СЛ_1$ — андезитовой формации, $СЛ_2$ — андезита липаритовой формации (самаргинский комплекс), $СЛ_3$ — игнимбриды липаритовой формации (игнимбритовый комплекс), $СЛ_4$ — кислые вулканиты липаритовой формации (богопольский комплекс), $СЛ_5$ — дациты, андезиты липаритовой формации (сняновский комплекс); в породах внутриматериковых зон (пунктирная линия): $Т_А$ — андезиты андезитовой формации Тырминской структуры, $В_А$ — то же, Баджальской зоны, $Б_А$ — андезиты, дациты Верхне-Селемджинской зоны, $Б_Л$ — липариты, дациты липаритовой формации Баджальской зоны.

1 — андезиты; 2 — липариты.

обратная, т. е. с повышением калия растет уровень концентрации золота в комплексе. Связь золота с потенциалом натрия в первом типе зон проявлена не только высоким содержанием в комплексах с высоким отношением натрия к калию, но также связью золотой минерализации с зонами пропилитизации (рис. 15).

В процессе автоматической переработки (амфиболитизация, биотитизация) интрузивов и регионального метаморфизма, когда основным фактором является вода, золото ведет себя инертно. Метаморфические процессы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, связанные с привнесом щелочей (палингенез, магматические замещения, гидротермальный и газовый метасоматоз), ведут к выносу золота из исходных пород. В растворах главную роль в миграции золота играют натрий и калий. Начиная с фации зеленых сланцев роль калия и натрия становится неодинаковой. В более высокотемпературных зонах привнос калия сопровождается выносом золота, а при низкотемпературной адуларизации часто наблюдается обогащение им.

Как по геологическим, так и по экспериментальным данным в тепловом поле с градиентом температуры золото концентрируется в области более высокой температуры, а серебро — в участках пониженных температур, и отношение $(Au/Au + Ag) \cdot 1000$ в руде и в самородном золоте понижается с удалением от источника тепла.

Под влиянием тепла пострудных диоритовых штоков происходит перераспределение золота и других элементов с образованием регенерированных рудных столбов, вытянутых вдоль проекции штока на плоскость

Средний химический состав жидкой фазы включений в кварце продуктивной стадии золоторудных месторождений

Компонент	Внутриконтинентальная зона			Окраинная зона		
	малосульфидная формация (31 опыт)			убогосульфидная формация (12 опытов)		
	г/л	г·экв/л	г·экв/л·%	г/л	г·экв/л	г·экв/л·%
K ⁺	5,735	0,147	15,91	3,303	0,084	20,34
Na ⁺	12,157	0,529	57,25	4,829	0,210	50,85
Ca ²⁺	5,309	0,215	23,27	1,899	0,095	23,00
Mg ²⁺	0,044	0,004	0,43	0,064	0,005	1,21
NH ₄ ⁺	0,522	0,029	3,14	0,340	0,019	4,60
Σ _{кат}	22,767	0,924	100,0	10,435	0,413	100,0
Cl	7,009	0,198	21,34	3,241	0,091	21,16
HCO ₃ ⁻	41,118	0,674	72,63	19,514	0,320	74,41
SO ₄ ²⁻	2,708	0,056	6,03	0,329	0,007	1,63
HSiO ₃	0,021	0,000	—	0,467	0,006	1,40
H ₂ BO ₃ ⁻	0,012	0,000	—	0,027	0,000	—
F ⁻	0,006	0,000	—	0,107	0,006	1,40
Σ _{ан}	50,874	0,928	100,0	23,685	0,430	100,0
Σ _{ан+кат}	73,641			34,120		
H ₂ O, вес. %		0,226			1,031	
Mp, вес. %		6,860			3,30	
n		78,250			71,43	
P _r		821,870			692,70	
pH		7,340			6,30	

жилы. В пределах регенерированных рудных столбов установлены два максимума концентрации золота.

В Сихотэ-Алинском окраинном поясе, магматические образования которого более глубинные по генезису, а по составу преимущественно калиевые (игнимбритовый комплекс), проявлена золото-серебряная близповерхностная минерализация. Эта минерализация характерна для Тихоокеанского пояса и локализуется, как правило, в однотипных вулканоструктурах, а по характеру и условиям образования близка к известным месторождениям Калифорнии, Новой Зеландии, Карпат и Трансильвании.

На золоторудных месторождениях Приамурья в предрудный период растворы были преимущественно калиево-кальциевые со значительным количеством сульфат-иона; в рудные стадии резко возростала роль хлора и натрия, преобладающего над калием. Изучение газово-жидких включений в самородном золоте показало, что в их составе из анионов преобладает хлор (соединения серы фиксируются чрезвычайно редко), а среди катионов в большинстве случаев натрий доминирует над калием (рис. 16, 17). Основу газовой фазы включений в самородном золоте составляют углекислый газ с постоянной примесью азота и метана.

Общие черты и индивидуальные особенности гидротермальных растворов, формировавших месторождения внутриконтинентальной зоны (малосульфидная формация) и окраинной зоны (убогосульфидная формация), видны при сравнении средних химических составов жидкой фазы включений в кварце продуктивной стадии (табл. 41). Состав раство-

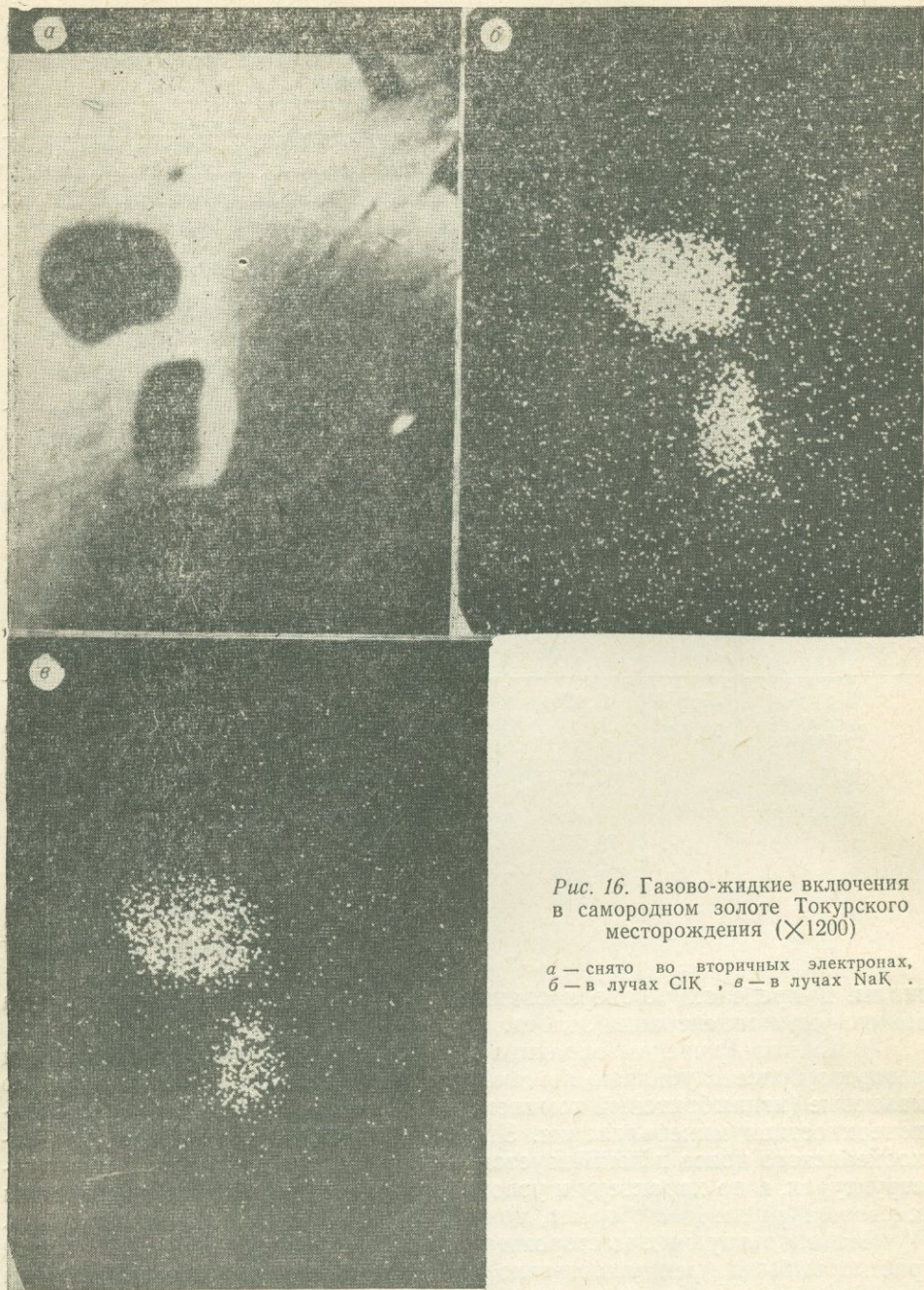


Рис. 16. Газово-жидкие включения в самородном золоте Токурского месторождения ($\times 1200$)

a — снято во вторичных электронах, *б* — в лучах СИК, *в* — в лучах NaK.

ров по средним данным для обеих формаций прежде всего щелочно-бикарбонатный. Натрий и калий от общей суммы катионов составляют в растворах месторождений малосульфидной формации 73,16%, а убогосульфидной — 71,79%. Отношение $(\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100$ для них соответственно падает от 78,21 до 71,43%. Характерно, что не только калия, но и магния заметно больше в растворах, формировавших месторождения убогосульфидной формации.

Бикарбонат-ион и хлор-ион составляют основу анионной группы в остаточных растворах продуктивных стадий месторождений обеих зо-

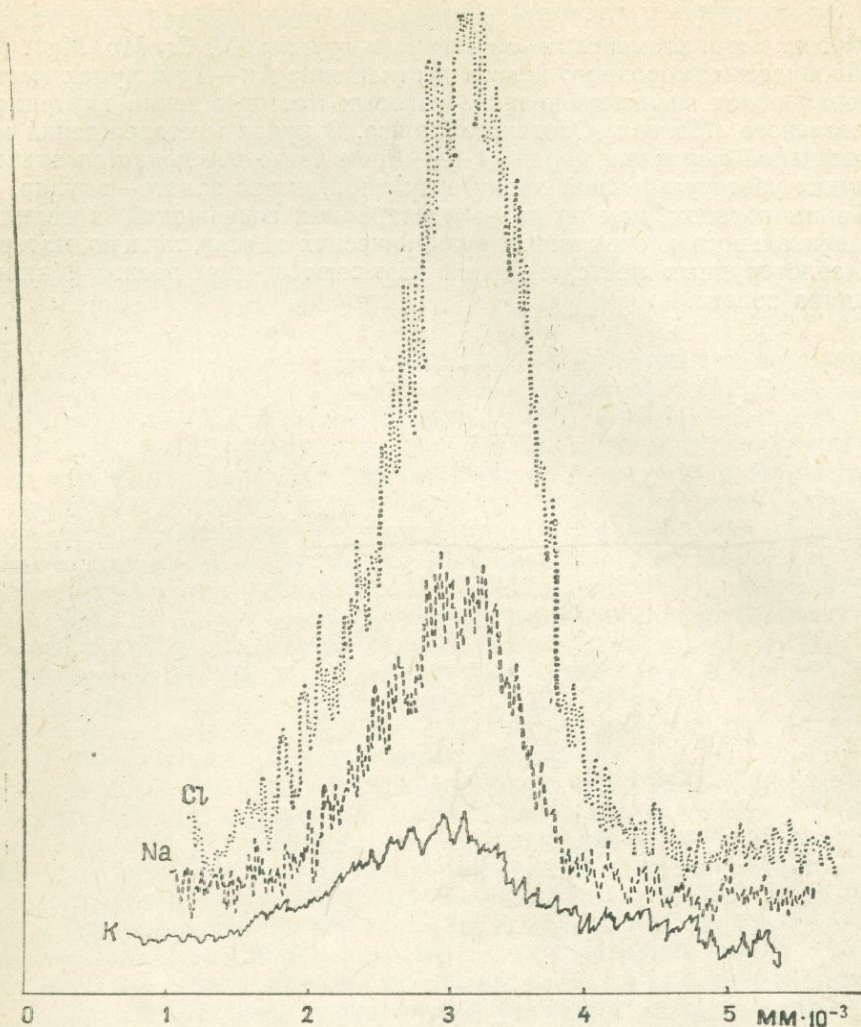


Рис. 17. Концентрация хлора, натрия и калия в самородном золоте Токурско-го месторождения (профиль через газопо-жидкое включение).

лоторудных формаций. Так, в малосульфидной формации они вместе составляют 93,97% от общей суммы анионов, а в убогосульфидной — 95,57%. Содержание хлора и особенно серы заметно меньше в растворах, формировавших месторождения убогосульфидной формации, а содержание бикарбонат-иона и фтора в них больше. Руды месторождений убогосульфидной формации, связанные с вулканитами окраинного пояса, отлагались из растворов, в которых калий и магний среди катионов, а бикарбонат-ион и фтор среди анионов играли более высокое значение по сравнению с этими элементами в гидротермальных растворах, образовавших месторождения малосульфидной формации.

Для продуктивных стадий месторождений различных генетических типов наблюдается прямая зависимость содержания золота и серебра в руде прежде всего от содержания в ней натрия и калия. При этом у золота по сравнению с серебром более высокий коэффициент корреляции с натрием, а у серебра — выше с калием, нежели с натрием (Моисеенко, 1973). Месторождения убогосульфидной формации, ассоциирующиеся с вулканитами окраинного пояса, отличаются от месторождений малосульфидной формации континента значительно меньшим отноше-

нием $(\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100$ в рудах и наличием прямой зависимости между золотом и элементами «мантийной» группы (V, Cr, Mn, Mg).

Пробность самородного золота и отношение Au—Ag в рудах месторождений пояса значительно ниже таковых месторождений внутриконтинентального (Монголо-Охотского) пояса. В рудах месторождений малосульфидной формации наряду с адуляром часто наблюдается альбит, а в рудах убогосульфидной характерен парагенезис золото—адуляр.

Таким образом, как по данным кларковых содержаний в породах континентального и окраинного вулканических поясов, так и по материалам золоторудных месторождений намечаются два разноглубинных источника золота.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Геосинклинальные осадочные и вулканогенно-осадочные формации Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, являющиеся фундаментом внутриконтинентальных и окраинно-материковых вулканитов, значительно отличаются по характеру распределения в них золота. Почти все изученные формационные комплексы, развитые в пределах Монголо-Охотской складчатой области, обогащены золотом по сравнению с аналогичными образованиями Сихотэ-Алиня на порядок больше. Эта закономерность, отражающая специфику длительного унаследованного осадконакопления в указанных регионах, подчеркивается относительной обогащенностью оловом вулканогенно-осадочных пород Сихотэ-Алинской складчатой области.

2. Вулканогенные и вулканоплутонические образования юга Дальнего Востока развиты в двух типах вулканических зон, отличающихся глубинным строением, тектоническим положением, составом и мощностью фундамента, условиями происхождения магм.

Распределение золота и серебра в вулканитах этих зон подчиняется определенной закономерности, которая является следствием различного генезиса магм. Во внутриконтинентальных вулканических зонах, в которых происхождение кислых магм связывается с палингенезом, а лавы среднего состава значительно контаминированы, определяющим фактором в распределении золота и серебра в вулканитах служит геохимическая специализация пород фундамента. Концентрация золота и серебра нарастает от первоначальных фаз извержений к заключительным, что согласуется с гипотезой вертикальной миграции магматических очагов, когда во фронт магмообразования вовлекаются породы фундамента, за счет которых происходит обогащение полезными компонентами. Следует подчеркнуть, что наиболее продуктивная золоторудная минерализация связывается с интрузивными фациями вулканитов в тех внутриконтинентальных зонах, где слабо проявлен эффузивный кислый вулканизм (Верхне-Селемджинская, Октябрьская зоны). В зонах обширного кислого эффузивного вулканизма золотая минерализация отсутствует и широко проявлена оловянная, отмечаются повышенные концентрации серебра (Баджальская, Эзопская зоны).

В окраинно-материковых поясах (Сихотэ-Алинском), где кислые вулканиты связываются с подкоровыми процессами, определяющим фактором в размещении золота и серебра является магматическая дифференциация в расплаве известково-щелочной магмы. Концентрации золота и серебра, наиболее высокие в начальных фазах, последовательно снижаются к завершающим фазам вулканизма, т. е. происходит обеднение полезными компонентами силикатных расплавов крупных магматических резервуаров, питавших вулканические центры. Характерно, что в более основных членах серий вулканических пород содержание золота несколько больше, чем в кислых дифференциатах.

3. Сопоставление данных по содержанию серебра и золота в вулканитах поясов Дальнего Востока показывает, что они различаются по геохимической и рудной специализации. Вулканиты и эффузивные образо-

вания окраинного пояса имеют существенно серебряный геохимический профиль с рудопроявлениями убогосульфидного золотого и золото-серебряного типа, а вулканические и интрузивно-экструзивные комплексы внутренних зон — золотую специализацию, с ассоциирующими золоторудными проявлениями малосульфидного типа.

4. Сравнение свежих и измененных пород зон Дальнего Востока показывает, что обогащение золотом связано с поздними гидротермальными процессами. Распределение золота и серебра в магматической стадии контролируется содержанием щелочей, но эта зависимость в каждом типе имеет свои тенденции. В вулканитах внутриконтинентальных зон с ростом содержания натрия в комплексах увеличивается концентрация золота; в окраинном поясе закономерность обратная: повышается содержание золота с ростом калия. Эта тенденция наследуется гидротермальными процессами в поствулканическую стадию. В Верхне-Селемджинской зоне с зонами натрового метасоматоза и альбитовыми прожилками связана золоторудная минерализация, а в окраинном поясе золото-серебряная минерализация ассоциируется с кварц-адуляровыми прожилками.

Важная роль хлора, натрия и калия при переносе золота иллюстрируется данными по изучению состава газовой-жидких включений.

5. Обычно скорости диффузии и самодиффузии золота весьма низкие; лишь по межзерновому пространству и по поверхности кристаллов отмечаются сравнительно высокие скорости диффузии золота. Несмотря на то, что золото малолетучий элемент, в определенных условиях, в первую очередь в связи с длительными благоприятными геологическими процессами, диффузия и летучесть могут играть значительную роль в миграции золота. По сравнению с золотом для серебра характерны более высокая летучесть и скорость диффузии, поэтому с повышением температуры среды (например, при метаморфизме) в системе Au—Ag прощность самородного золота возрастает.

6. В пределах Дальнего Востока, являющегося одним из потенциальных регионов Тихоокеанского рудного пояса, где могут быть обнаружены новые золотые и золото-серебряные месторождения, выделяются два блока — Сихотэ-Алинский и Монголо-Охотский. Сравнительный анализ кларковых содержаний золота и серебра в породах фундамента этих блоков, особенности распределения этих элементов в вулканитах отдельных зон и сопоставление геохимических данных по золоторудным месторождениям указывают на различную глубину источников золота и серебра. В Монголо-Охотском блоке источник золота «коровый», в Сихотэ-Алинском блоке — более глубинный, вероятнее всего подкоровый. Различный генезис рудопоявлений золота и серебра в рассматриваемых регионах необходимо учитывать на всех этапах геологопоисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Аношин Г. Н., Павлова Л. К. Распределение золота в изверженных и осадочных породах по данным радиоактивационного анализа.— В кн.: Геология, геофизика, геодезия. Новосибирск, 1966, с. 10—13.
- Аношин Г. Н., Емельянов Е. М. Золото в магматических породах дна океана.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 5, с. 1107—1110.
- Аношин Г. Н., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана.— «Геохимия», 1969, № 9, с. 1120—1129.
- Баскина В. А. Магматизм Тетюхинского района. М., «Наука», 1965, 212 с.
- Берсенева И. И. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 79—92.
- Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезокайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279—284.
- Буряк В. А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 66—100.
- Буряк В. А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1973, 44 с.
- Быковская Е. В. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока.— В кн.: Тр. 2-го Всес. вулканолог. совещания. М., «Наука», 1966, с. 61—67.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Западной ветви Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968, с. 9—57.
- Велчев В. Принос ком изучаване на хипогенното злато в някой рупи месторождения в Народна Републике България.— «Годишник минно-геол. ин-та», 1962, с. 17—21.
- Ветренников В. В. Особенности развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 98—100.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—53.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 215 с.
- Власов Г. М. Сравнение особенностей вулcano-плутонических поясов Азиатской и Американской частей Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 6—8.
- Волков В. И. Геологическое строение и состав Юринских куполовидных вулканов (Хингано-Баджальский пояс).— «Тр. лаборатории палеовулканологии», вып. 2, 1963, с. 102—117.
- Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана.— «Геохимия», 1968, № 4, с. 422—432.
- Геология СССР. Т. XXXII Приморский край, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1969, 664 с.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного порядка.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 118—132.
- Гуреев В. Ф., Константинов М. М., Алышева Э. И. О соотношении сингенетического (тонкодисперсного) и наложенного золота в пирите.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 5, с. 1229—1231.
- Джонс К., Ферри В. Разделение изотопов методом термодиффузии. М., ИЛ, 1947, 168 с.
- Дитмар Г. В. Химический состав липаритов и липаритовых порфиров Малого Хингана.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 156—157.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950а, 400 с.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950б, с. 7—18.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, 114 с.

Ивенсен Ю. П. Опыт изучения морфологии и микроструктуры золота.— «Тр. треста «Золоторазведка» и института «Нигризолото», вып. 10. М., 1938, с. 96—133.

Изох Э. П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня.— «Геология и геофизика», 1966, № 1, с. 32—44.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967, 387 с.

Ийиксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. М., «Наука», 1962, с. 361—364.

Калиткина М. А. Экспериментальное изучение поведения золота в сульфидах и сопутствующих реакционных взаимодействиях при повышенных температурах (150—200°). Автореф. канд. дисс., М., 1972, 24 с.

Карпинский А. М., Кеппен А. П. и др. Месторождения полезных ископаемых на Урале.— В кн.: Очерк месторождений полезных ископаемых в Европейской России и на Урале. СПб., изд. Горного департамента, 1881, с. 3—211.

Кинг Ф. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1969, 179 с.

Ковылин В. М., Мирлин Е. Г. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной части Японского моря.— «Геотектоника», 1971, № 3, с. 95—103.

Кнобеевский С. Т. К теории фазовых превращений.— «Экспериментальная и теоретическая физика», т. 13, вып. 11—12, 1943, с. 10—12.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 194 с.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— «Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия», Л., 1960, вып. 37, 32 с.

Красный Л. И. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966, 516 с.

Красный Л. И. История геологического развития.— В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т. IV. Л., «Недра», 1972, с. 9—142.

Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. О связи развития организмов с кремниевым скелетом (радиолярии и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами. М., «Наука», 1962, 120 с.

Крейтер В. М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 1, с. 159—162.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 736—764.

Кропоткин П. Н. К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях.— «Советская геология», 1955, № 43, с. 43—60.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965, 364 с.

Крюков С. Н., Солдатов В. А. Метод изотропного обмена с однократной изотермической выдержкой.— «Вестник МГУ», 1967, № 2, 67 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 386 с.

Кулинич Р. Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970, 24 с.

Куширо И. Частичное плавление перидотитов при высоких давлениях и происхождение магмы.— «Тр. Междунар. геохим. конгресса», т. 1. М., «Наука», 1973, с. 37—48.

Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края.— «Тр. Междунар. геол. конгресса», М., ОНТИ, т. 2, 1937, с. 159—172.

Легедза В. Я. О проявлении хемогенной золотоносности осадочных пород.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 55—65.

Легедза В. Я. К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 2, с. 437—440.

Ли Л. В., Шохина О. И. О роли процессов регионального метаморфизма в формировании золоторудных месторождений Енисейского кряжа.— В кн.: Проблемы металлогении и перспективы полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск, 1972, с. 39—40.

Лишевский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 21—32.

Маракушев А. А., Смирнов А. М. Рудоконтролирующие комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы.— «Материалы к 1-й Всесоюзной кон-

ференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960, с. 83—87.

Масляницкий И. Н. Некоторые случаи образования дисперсных выделений золота из сульфидов.— «Докл. АН СССР», 1944, № 45, с. 405.

Масляницкий И. Н. Дисперсные включения золота в сульфидах железа.— «Записки Ленингр. горного ин-та», 1948, с. 17—18.

Миллер Р. и Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965, 482 с.

Михайлов М. А. Металлогеническая специализация вулканогенно-осадочных толщ Дальнего Востока.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 71—74.

Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965, 125 с.

Моисеенко В. Г. Поведение золота при термическом метаморфизме.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности размещения и развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 100—110.

Моисеенко В. Г. Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 156—161.

Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971, 206 с.

Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов востока СССР. Владивосток, 1968, с. 100—109.

Моисеенко В. Г., Неронский Г. И. О приуроченности золотого оруденения к метаморфическим комплексам.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 219—225.

Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И. Геохимия золота.— В кн.: Геохимия. Докл. сов. геологов на XXIV сесс. Междунар. геол. конгрессе. М., «Наука», 1972, с. 441—448.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— «Тр. ГИН», вып. 79. М., Изд-во АН СССР, 1963, 464 с.

Нагибина М. С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития. М., «Недра», 1964.

Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., ВИНТИ, 1969, 399 с.

Никитин Н. М. Условия накопления галогенных формаций центральной части южного крыла Подмосковного бассейна и их практическое значение в народном хозяйстве. Автореф. канд. дисс., М., 1964, 24 с.

Нифонов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 58—62.

Новиков В. М. Особенности морфологии и внутреннего строения золота из близ-поверхностных месторождений, связанных с вулканогенными формациями.— «Тр. ЦНИГРИ», вып. 79, 1968, с. 262—266.

Онихимовский В. В. Генетическое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей.— «Тр. ДВ фил. СО АН СССР. Серия геол.», т. 4, 1960, с. 5—19.

Переляев А. П. Особенности самородного золота в золоторудных месторождениях Урала.— В кн.: Материалы по минералогии золота. М., ОНТИ, 1952, с. 130—167.

Переляев А. П. Критерий для определения возраста золотоносных россыпей.— «Тр. ГГИ УФ АН СССР», вып. 20. Свердловск, 1953, с. 127—129.

Петровская Н. В., Фасталович А. И. Морфологические и структурные особенности самородного золота.— В кн.: Материалы по минералогии золота. М., ОНТИ, 1952, с. 3—127.

Петровская Н. В., Элинсон М. М., Николаева Л. А. Состав и условия образования газовых включений в самородном золоте.— В кн.: Тез. докл. Междунар. геохим. конгресса. М., (Ротапринт), 1971, с. 328—329.

Радкевич Е. А. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня.— В кн.: Материалы к I-й Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, с. 39—45.

Ромашкин А. И. Петрография и геохимия метаморфических пород Амурской серии Буреинского массива. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1974, 23 с.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962, 272 с.

Рундквист Д. В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального рудообразования.— «Записки Всес. минералог. об-ва», 1966, № 5, вып. 95, с. 509—525.

Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры и вулканоплутонические формации Восточного Сихотэ-Алиня.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 40—41.

- Салоп Л. И. Метаморфизм рудных минералов в пиритизированных толщах северной части Байкальской горной области.— «Изд. АН СССР, серия геол.», 1964, № 1, с. 40—55.
- Сахарова М. С. Изучение состава самородного золота методом рентгено-спектрального анализа.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 2, с. 430—433.
- Сахно В. Г. Особенности эффузивного магматизма мезозойского этапа активации восточной части северо-восточного выступа Китайской платформы.— В кн.: Тр. III Всес. петрограф. совещания. М., «Наука», 1964, с. 186—202.
- Сахно В. Г. Минеральные ассоциации вкрапленников позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и вопросы происхождения некоторых типов вулканических пород.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 296—311.
- Сахно В. Г., Лаговская Е. А. Минеральные фации гранатовых андезитов и дайцитов позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и условия их формирования.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 312—331.
- Серебряков В. А. О соотношении месторождений золота с гранитами в южной части Иньяли-Дебинского синклиория.— «Колыма», 1963, № 4, с. 31—35.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М., Изд-во АН СССР, 1963, 157 с.
- Сухов В. И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья.— «Советская геология», 1967, № 4, с. 45—56.
- Сухов В. И. О двух типах вулканотектонических процессов.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 93—96.
- Сухов В. И., Феклович Р. П. Умлекано-Огоджинский вулканический пояс, история формирования, геолого-структурное районирование, металлогения.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 54—57.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 5 000 000). Под ред. А.Л. Яншина. М., «Наука», 1966, 487 с.
- Усенко С. Ф. Особенности геологического развития и оловоносность Приамурской части Сихотэ-Алинской складчатой области. Автореф. канд. дисс., Хабаровск, 1969, 24 с.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— «Изд. АН СССР, Серия геол.», 1963, № 12, с. 3—30.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Наука», 1969, 264 с.
- Фатьянов И. И. Распределение золота в магматических комплексах и генетические черты золотого оруденения Селемджинского района (Приамурье). Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1972, 192 с.
- Федчин Г. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М., «Наука», 1964, 151 с.
- Фирсов Л. В. Пентагон — додекаэдрические монокристаллы золота в контактово-метаморфизованных перекристаллизованных жилах Северо-Востока СССР.— «Докл. АН СССР», 1963, № 3, 148 с.
- Фирсов Л. В. Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса, ее главнейшие особенности и проблемы генезиса.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1964, с. 132—144.
- Фосс Г. В. Золото.— В кн.: Металлы в осадочных толщах (тяжелые цветные металлы, малые и редкие металлы). М., «Наука», 1966, с. 3—50.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры СССР в свете геофизических данных.— «Геология и геофизика», 1965, № 10, с. 12—22.
- Фремд Г. М., Рыбалко В. И. Палеовулканы Сихотэ-Алинского вулканического пояса (итоги палеовулканических реконструкций).— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 49—50.
- Фремд Г. М., Рыбалко В. И. Морфогенетические типы вулканотектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Хауффе Н. Реакция в твердых телах и на их поверхности. М., ИЛ, 1962, 275 с.
- Чайковский В. К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 381—394.
- Чайковский В. К. К вопросу о формировании металлогенических провинций и зон.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических образований. М., «Наука», 1966, с. 5—18.
- Шалдун Т. Н. Особенности минералогического состава структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—147.
- Шейман Ю. М. К истории Синийского щита.— «Проблемы советской геологии», 1937, № 7, с. 15—24.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., «Недра», 1972, 296 с.

Шер С. Д., Ковалева О. И. О связи золотого оруденения с изверженными породами в одном из районов Приамурья.— «Тр. «НИГРИЗолото», вып. 21. М., 1956, с. 173—189.

Шер С. Д., Рожков И. С., Васильченко С. Ф. Размещение месторождений золота в геотектонических провинциях земли.— «Тр. ЦНИГРИ», вып. 76. М., 1967, с. 22—41.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958, 501 с.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967, 268 с.

Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. Геохимические условия золотоносности гранитоидов Западной Чукотки.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 39—54.

Шефер Г. Химические транспортные реакции. М., «Мир», 1964.

Эйриш Л. В. Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1972, 24 с.

Юдин С. С., Юдина В. Н., Шилин Н. Л. К вопросу о золотоносности вулканогенных серий центральной части Охотского вулканогенного пояса.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 1, с. 157—160.

Юровский А. Э. Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых. М., «Недра», 1968, 185 с.

Яковлев Л. И., Ковалева О. И., Шер С. Д. Об одном случае изменения минералов кварцевой жилы под влиянием интрузии.— «Записки Всес. минералог. об-ва», 2 серия, ч. 84, вып. 1, 1955, с. 79—82.

Ярош П. Я. О явлениях срастания самородного золота и серебра в одном из колчеданных месторождений Урала.— «Тр. Свердловского горного ин-та», 1955, № 22, с. 204—205.

Ясырев А. П. Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений центральных районов РСФСР.— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 3, с. 66—76.

Anderson C. M., Burnham C. W. The solubility of Quartz in Supercritical Water.— «Amer. J. Sci.», 1965, v. 25, p. 494—511.

Bürg G. Untersuchungen über die Sichtbarmachung des feinstverteilten Goldes mit besonderer Berücksichtigung der goldführenden pyrite Brade in Silberbürgen. Scharlotenburg, 1933.

Bürg G. Natur des in der Pyriten nicht Sichtbar enthatenen Goldes.— «Zt. für Pract. Geol.», 1935, v. 43, № 2.

Fischer M. S. Origin and Composition of Alluvial Gold. Inst. Min and Büll., 1935.

Forster J. Beobachtung an einen primaren Goldvorkommen in ultrabasischen Gesteinen des Lauvelde (Nordest Transvaal S. A.) — «Neues Jahrbuch Mineral Abbandl.», 1960, v. 94, № 1, S. 228—266.

Gottfried D., Rowe I. I., Tilling R. I. Distribution of Gold in Igneous Rocks.— «Geol. Survey Proff. paper», 727. Washington, 1972, p. 1—42.

De Grazia A. R., Haskin L. On the gold contents of rocks.— «Geochim. et Cosmochim. acta», 1964, v. 28, № 5, p. 10—15.

Guimaraes D. Mineral Deposits of Magmatic Origin.— «Econ. Geol.», 1947, v. 42, № 8, p. 721—736.

Irdley A. I. Structural geology of North America. N. Y., 1962, 367 p.

Moiseenko V. G., Scheka S. A., Iwanow B. S. Geochemical conditions of Redistribution of Gold Associated with Magmatic Rocks. Intern. Union Geol. Sci. A. N 2. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. Schweiserbart. Stuttgart, 1970, p. 115—120.

Moiseenko V. G., Mikhailov M. A., Sakhno V. G. Gold — silver mineralisation in connection with volcanism (on the example of the Far East USSR). International Symposium on Volcanism and Associated Metallogenesis Bucharest, 1973, p. 130—133.

Phan K. D. Enquete sur l'or dans les rocheschronique des mines et de la recherche miniere, 1965, № 343, p. 20—24.

Ramberg G. The Origin of Metamorphic and Metasomatic Roks.— «Univ. Chicago Press», 1952, 317 p.

Rowe I. I. Fractionation of gold in a differentiated tho leitic dolerite.— «Chem. Geol.», 1969, v. 4, p. 421—427.

Sakhno V. G. Acid volcanism of the Far East and the problems of genesis of the acid magmas.— In: Abstract of the 15th General Assambley International Union of Geology and Geophysia Symposium on Acid Volcanism. Moscow, 1971, p. 59—60.

Stephenson T. E. Sources of Error in Decription Method of Liquid inclusions.— «Econ. Geol.», 1952, v. 47, N 7, p. 751—758.

Sullivam C. Ore and Granitization.— «Econ. Geol.», 1952, v. 47, № 7, p. 471—499.

Van der Sijde B. The resistivity Changes Caused by Ordering in Some Quenched Au — Ag Alloys.— «Physica», 1963, № 29, p. 559.

Vincent E. A., Crosket J. H. Studies on the geochemistry of gold-1. The distribution of gols rocks and minerals of the Skaergard intrusion, East Greenland.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1960a, v. 18, p. 130—134.

Vincent E. A., Crocket J. H. Studies on the gepchemistry of gold-2. The gold content of some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1960b, v. 18, p. 143—148.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Распределение золота и серебра в осадочных образованиях	5
Краткая структурная характеристика юга Дальнего Востока	9
Золото и серебро в осадочных породах Дальнего Востока	10
Глава II. Эффузивные формации вулканических зон Дальнего Востока и распределение в них золота и серебра	27
Эффузивные формации внутриматериковых вулканических зон	29
Андезитовая и трахнандезитовая формации	32
Липаритовая формация	36
Эффузивные формации окраинно-материкового пояса	38
Вопросы происхождения вулканитов	44
Особенности распределения золота и серебра в вулканитах	46
Глава III. Поведение золота при метаморфизме пород и руд	55
Поведение золота при метаморфизме и метасоматозе	55
Перераспределение золота в породах и рудах при контактовом метаморфизме	61
Метаморфизм самородного золота и критерии метаморфизма золотин	66
Глава IV. Некоторые вопросы геохимии золота и серебра	85
Основные выводы	95
Литература	97

Моисеенко Валентин Григорьевич
Михайлов Марк Андреевич
Сахно Владимир Георгиевич

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА
ПРИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ,
ВУЛКАНИЗМЕ И МЕТАМОРФИЗМЕ

Ответственный редактор
Зимин Степан Степанович

Редактор Н. Ф. Джигирис
Художник С. М. Кудрявцев
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Технический редактор Р. П. Пташкина
Корректоры В. В. Бухалова, Н. В. Клопотная

Сдано в набор 26 июня 1974 г. Подписано в печать 9 октября 1974 г. МН 00198. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 6,5 печ. л., 9,1 усл.-печ. 8,6 уч.-изд. л. Тираж 1400 экз. Заказ 142. Цена 86 коп.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18,

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.



**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Павлов С. Ф.** Верхний палеозой Тунгусского бассейна.
Дударев А. Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.
Древние Spidaria, ч. I.
Древние Spidaria, ч. II.
Лучинина В. А. Палеоальгологическая характеристика раннего кембрия юго-востока Сибирской платформы и сопредельных территорий.
Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана.
Добрецов Н. Л., Зуенко В. В., Шемякин М. Л. Статистические методы в геологии (программы для ЭВМ).
Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.
Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна.
Адаменко О. М. Мезозой и кайнозой степного Алтая.
Байкальский рифт.
Тектоника Якутии.

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

Цена 86 коп.

1104