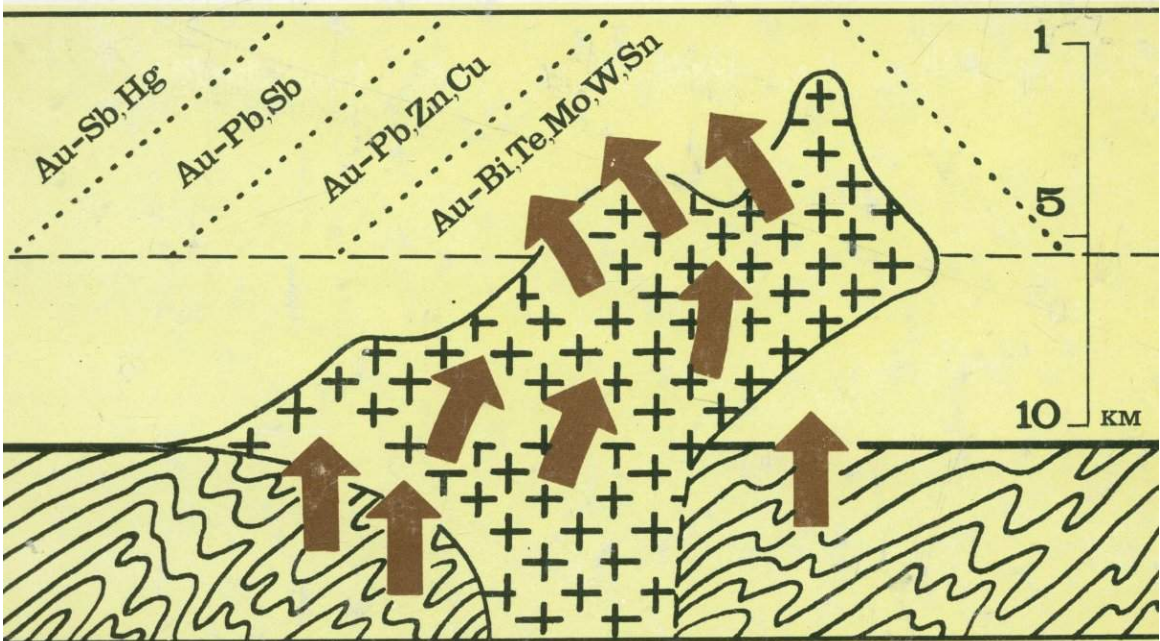


Н.А.ШИЛО В.И.ГОНЧАРОВ А.В.АЛЬШЕВСКИЙ
В.В.ВОРЦЕПНЕВ



Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР

•Наука•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт

Н.А.ШИЛО В.И.ГОНЧАРОВ А.В.АЛЬШЕВСКИЙ
В.В.ВОРЦЕПНЕВ

Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Р.Б. УМИТБАЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1988



Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР/
Н.А. Шило, В.И. Гончаров, А.В. Альшевский, В.В. Ворцепнев. — М.: Наука, 1988. —
181. с. — ISBN 5-02-005984-6

Изучены условия формирования золотых (и серебряных) месторождений, выявлены взаимоотношения магматических и гидротермальных процессов в пределах конкретных рудно-магматических узлов, принадлежащих различным тектономагматическим зонам. В основу работы положен комплексный анализ данных по геологическому строению рудоносных структур, петрологии, петрохимии, геохимии, минералогии, термобарохимии магматических и гидротермальных образований.

Книга адресована геологам, занимающимся исследованием проблем рудообразования.
Табл. 64. Ил. 53. Библиогр.: 229 назв.

Рецензенты: *М.С. Сахарова, А.А. Красильников, А.П. Соболев*

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Восток СССР представляет собой крупнейшую геологическую провинцию, в металлогении которой ведущая роль принадлежит золоту, серебру, олову, отчасти вольфраму.

Первые сведения по закономерностям размещения, геологическому строению и минералогии золоторудных месторождений Северо-Востока принадлежат Ю.А. Билибину, А.К. Болдыреву, П.И. Скорнякову, Н.А. Шилю, М.И. Коньчеву, А.М. Шамской, Е.В. Островской и др. Впоследствии эти исследования были продолжены Ф.Р. Апельциным, Л.В. Фирсовым, Н.И. Чемодановым, И.Р. Якушевым, О.Х. Цопановым, М.Е. Горюдиным, Г.Н. Гамяниным, М.Л. Гельманом, В.Д. Аксеновой, И.А. Паньчевым, А.И. Федотовым, Б.Ф. Палымским, Н.М. Давиденко, Б.О. Иванюком, С.В. Яблоковой. С открытием золотого и серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса большой вклад в их изучение внесли П.В. Бабкин, Л.Н. Пляшкевич, А.А. Сидоров, М.С. Сахарова, Р.Б. Умитбаев, В.И. Найбородин, И.С. Розенблюм, Ю.С. Берман, Р.А. Еремин, Д.Н. Сафронов, А.А. Красильников, А.И. Калинин, С.А. Григоров, А.П. Фадеев, М.С. Раевская, Н.Е. Савва. В течение многих лет исследованием золото- и сереброрудных месторождений региона занимаются авторы предлагаемой монографии.

Согласно классификации Н.А. Шилю [203, 204], на Северо-Востоке СССР развиты метаморфогенные, плутоногенные, вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные группы месторождений. Главнейшие черты этих месторождений определяются типом тектономагматических зон, которыми они контролируются. Изученность выделенных групп месторождений крайне неравноценна. Сравнительно хорошо изучены лишь месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, несмотря на кратковременную историю их исследования.

Вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные группы месторождений являются продуктами развития прежде всего краевых вулканогенных поясов. Полученные в последнее время данные по металлогении этих структур дают основание относить к собственно вулканогенным месторождениям лишь те из них, которые подчинены развитию рифтогенных структур, ориентированных вкрест простирания пояса. Все остальные месторождения, приуроченные к кольцевым структурам, отвечают вулканогенно-плутоногенному типу. Причем для вулканоструктур с заверренным циклом развития магматизма более характерны поликомпонентные месторождения золота и серебра, с незаверренным — относительно простые по составу месторождения золото-серебряной формации.

Плутоногенные золоторудные месторождения складчатых структур мезозойд только на первый взгляд кажутся достаточно изученными. Как это ни парадоксально, но своевременному и углубленному исследованию месторождений этой группы помешало обилие и разнообразие россыпей, генетически с ними связанных. Исследования последних лет показали, что традиционные представления об особенностях формирования плутоногенных золоторудных месторождений Северо-Востока, и прежде всего Яно-Колымской складчатой области, могут и должны быть существенно уточнены на основе новых данных по геологии, магматизму, минералогии и геохимии региона. В этой связи следует больше внимания уделять изучению магматогенных структур, контролирующих золотое оруденение и пользующихся здесь более широким развитием, чем это представлялось ранее. Требуют всестороннего, глубокого изучения пространственные, времен-

ные и генетические связи золотого оруденения с метаморфизмом, осадконакоплением и магматизмом. Появились данные, свидетельствующие о том, что далеко не все золотое оруденение Яно-Колымского пояса является доботолитовым. Последнее обстоятельство заставляет пересмотреть возраст и масштабы оруденения месторождений, традиционно считавшихся доботолитовыми вследствие якобы имевшихся неоспоримых доказательств.

Золоторудные месторождения метаморфогенной группы, среди которых наибольшего развития следует ожидать от подгруппы гидротермально-метаморфогенных месторождений, на Северо-Востоке СССР практически не изучены. Однако, как показывают исследования, по характеру метаморфизма, литологическим особенностям терригенных толщ многие районы Верхояно-Чукотских мезозоид, Якутии и Приамурья обнаруживают сходство с известными рудоносными структурами Патомского нагорья и Центральных Кызылкумов.

Изложенные обстоятельства послужили предпосылкой для определения цели настоящего исследования. В общем виде она может быть сформулирована так: изучить взаимоотношения магматических и гидротермальных процессов в пределах конкретных золотосереброносных узлов, принадлежащих различным тектономагматическим зонам Северо-Востока с использованием данных по геологическому строению, петрологии, петрохимии, геохимии, минералогии, термобарогеохимии магматических и гидротермальных образований.

Именно при таком подходе к решению поставленной проблемы, как подчеркивали С.С. Смирнов и В.И. Смирнов, можно подойти к более ясному пониманию характера связи между магматизмом и сопровождающим его гидротермальным оруденением.

Книга написана по результатам исследований, проведенных авторами в 1970—1985 гг. Обобщены и проанализированы данные других исследователей золоторудных месторождений Северо-Востока, в различные годы изучавших вопросы геологии, минералогии, геохимии и рудообразования в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, перивулканической зоны и складчатых структур мезозоид.

В ходе проведения исследований отдельные положения работы обсуждались с академиками В.А. Кузнецовым, В.И. Смирновым, докторами геолого-минералогических наук В.А. Буряком, М.С. Сахаровой, А.А. Сидоровым, В.В. Онихимовским, Р.Б. Умитбаевым, кандидатами геолого-минералогических наук М.Л. Гельманом, Б.Ф. Палымским, А.П. Фадеевым, А.П. Миловым, Н.Е. Саввой, замечания которых авторы с благодарностью восприняли и учли при написании работы.

При подготовке рукописи к изданию неоценимая помощь авторам была оказана А.А. Мочаловой, Д.С. Гиматдиновой, К.М. Ремизовской, Л.А. Андреевой, И.Ю. Маркиной, Н.Л. Левицкой.

Всем перечисленным товарищам авторы выражают свою искреннюю признательность.

ГЛАВА I

О ПРИРОДЕ ЗОЛОТОГО И СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОЛОТОНОСНЫХ СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА И МЕТОДАХ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Проблемы рудообразования исключительно многообразны и издавна вызывают интерес у исследователей самого различного профиля. Особо пристальное внимание уделяется вопросам природы оруденения, в том числе золотого и серебряного. Решение их предпринимается во многих регионах на примере разнообразных месторождений полезных ископаемых с применением всего известного арсенала методов и способов их геологического изучения. Немало в этом отношении сделано и для месторождений золота и серебра, в том числе и на Северо-Востоке СССР. Исследования по геологии и генезису золото- и сереборудных месторождений Северо-Востока, выполненные в различные годы, позволили получить достаточно полное представление о геологии и закономерностях размещения, формационной принадлежности, минералогии, геохимии, общих особенностях рудообразующего процесса для главнейших типов золото- и сереборудных месторождений региона. Обобщению и анализу накопленных материалов были посвящены недавно опубликованные монографические работы [56, 68, 98, 164, 182, 204].

Заслуживают внимания взгляды различных исследователей (в определенной мере эволюционировавшие) на природу золотого и серебряного оруденения.

В свое время В. Эммонс и В. Линдгрэн выдвинули гипотезу о генетической связи гидротермального золотого оруденения с крупными гранитными батолитическими интрузиями, которая получила широкое распространение не только у зарубежных геологов, но и в нашей стране.

Вместе с тем нельзя не отметить и исследования, в которых генетическая связь золото-рудных месторождений и магматических образований вообще ставилась под сомнение [194]. По мнению Л.В. Фирсова, например, возникновение рудоносных растворов происходило за счет поровых вод в осадочных породах при их метаморфизме.

Тщательный анализ всех материалов по соотношению магматизма и оруденения в складчатых зонах Северо-Востока СССР привел Н.А. Шило [203, 204] к выводу о необходимости пересмотра существующих концепций и разработки более совершенной и взаимосогласованной системы взглядов на проблему магматизм—гидротермальное рудообразование. Накопленные к этому времени данные свидетельствуют о сложных и неоднозначных взаимоотношениях золотого оруденения с гранитоидными батолитами и комплексами малых интрузивов и даек.

Одно из первых металлогенических построений Ю.В. Билибина, выполненное им на основе данных по золотоносности Северо-Востока, также в определенной мере основывалось на схеме Эммонса, но в отличие от него Ю.А. Билибин [28, 29] рассматривал связи между магматитами и гидротермальным оруденением как устойчивые парагенетические, но не генетические. Несколько позднее, с выделением самостоятельной группы малых интрузивов, Ю.А. Билибин [30] начал связывать золотое оруденение с очагами диоритовых магм, не решая, однако, вопроса об их происхождении.

Впоследствии детальное изучение комплексов малых интрузивов, их взаимоотношений и связи с батолитическим гранитоидным магматизмом позволило Ф.Р. Апельцину, К.Н. Рудичу, И.П. Васецкому, М.Л. Гельману прийти к выводу о том, что малые интрузивы принадлежат к нескольким разновозрастным формациям, от верхней юры и почти до конца нижнего мела, характеризуются неоднородным составом, нередко многофазовостью и вместе с тем единством линии развития. Неоднократное возобновление деа-

тельности глубинных магматических очагов с последующим поступлением рудоносных флюидов и являлось, по мнению Ф.Р. Апельцина [12], причиной формирования золотоносных полей Яно-Колымского пояса, т.е. золотое оруденение региона этим исследователем, по крайней мере, парагенетически связывалось с развитием глубинных магматических очагов.

Определенные выводы в последние годы сделаны по генезису золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Так, А.А. Сидоров [150], говоря о природе золото-серебряного оруденения, рудообразующую деятельность считает автономной и оторванной от магматических процессов. По его мнению, проявление син- и пострудного базальтового вулканизма должно рассматриваться в качестве признака, свидетельствующего о мантийности рудоносного флюида.

Детальные петро- и геохимические исследования вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса позволили И.Н. Котляру [98] утверждать генетическую связь золото-серебряной минерализации с процессами магматической эволюции, завершившейся возникновением очагов рудоносных кислых магм. При этом, по его мнению, с продуктами относительно низкотемпературных калинатровых расплавов ассоциирует золотой тип золото-серебряной минерализации ($Ag/Au < 20$), высокотемпературных калиевых — золото-серебряный ($Ag/Au \approx 20$), высокотемпературных ультракалиевых — существенно серебряный ($Ag/Au > 400$).

Результаты комплексного анализа тектономагматических и металлогенических особенностей Охотско-Чаунской провинции, показавшие отчетливую зональность в размещении продуктов магматизма и оруденения, привели Р.Б. Умитбаева [182] к выводу о наличии между ними парагенетических, а в ряде случаев и более сложных связей.

По проблеме генезиса золотого и серебряного оруденения региона в различное время высказывались и авторы настоящей монографии. Длительное и систематическое изучение формационно различных золото- и сереборудных месторождений Северо-Востока СССР позволило Н.А. Шилю [204] прийти к выводу: "К какому бы генетическому ряду ни относилась золотая минерализация. . . она всегда как бы сближена с магматическими сериями" (с. 27), и тем не менее "даже, если признаки такого родства кажутся внешне очевидными" (с. 28), непосредственная генетическая связь рудных месторождений с конкретными интрузиями вызывает сомнение.

В.И. Гончаров [56] на основе минералого-геохимических исследований пришел к выводу о генетической соподчиненности вулканогенных, вулканогенно-плутоногенных и плутоногенных месторождений золота и серебра, которые вместе с вмещающими их вулканоструктурами образуют единую магматогенно-гидротермальную систему.

Новые данные по геологии, магматизму и металлогении Северо-Востока СССР, и прежде всего разработанные Н.А. Шилю, Р.Б. Умитбаевым и А.А. Сидоровым представления о существовании в качестве самостоятельной структуры Охотско-Чаунской тектономагматической области, позволяют во многом пересмотреть и развить существующие представления по металлогении золота и серебра в регионе и предложить новую систему взглядов на эволюцию последовательно проявляющихся и вероятно генетически связанных процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в пределах конкретных тектономагматических структур.

В основу излагаемой концепции положены данные, во-первых, о региональной зональности размещения золотого (и серебряного) оруденения по профилю вулканическая зона—перивулканическая зона—складчатые структуры мезозойд; во-вторых, о направленном и соподчиненном развитии магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в отдельных рудно-магматических узлах, являющихся поверхностным выражением магматогенно-гидротермальных систем; в-третьих, о генетической общности изверженных пород конкретных рудно-магматических узлов, обусловленной единой линией дифференциации расплавов их общих магматических очагов; в-четвертых, о закономерном размещении золото- и сереброносных минеральных ассоциаций и изменении химических свойств самородного золота в ореоле магматического очага.

Авторами были проведены исследования основных рудно-магматических узлов, ха-

рактизирующих главнейшие металлогенические зоны региона: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, перивулканическую зону и сопредельные складчатые структуры мезозойд.

Исследования включали изучение и обобщение фондовых геологических материалов и опубликованных данных по главнейшим рудно-магматическим узлам, многолетние полевые работы на отдельных рудоносных структурах, аналитическое изучение полевого каменного материала, всесторонний анализ полученных данных и, наконец, разработку модели рудно-магматического процесса для конкретных магматогенно-гидротермальных систем.

В ходе проведения полевых работ изучались соотношения оруденения и магматизма, особенности метаморфизма пород, структур рудных полей и месторождений, строение рудных тел, их вещественный состав, распространенность и изменение качественных характеристик оруденения по латерали и на глубину. Было проведено опробование рудных тел, а также вмещающих осадочных, вулканогенных и интрузивных пород на различные виды анализа.

Анализы проводились в лабораториях СВКНИИ ДВО АН СССР, центральной лаборатории объединения "Севостгеология", МГУ. Выполнено около 500 определений химического состава горных пород, рентгеноспектральным методом на квантометре ARL-72000 и 1000 анализов микроэлементного состава минералов горных пород и руд по методике ЭКСА [134], 100 количественных минералогических анализов (ЦЛ СВПГО, аналитик Н.П. Крупнова). Сделано около 350 пробирных и атомно-абсорбционных определений золота в породах, рудах и сульфидных минералах. Выполнено более 1000 определений химического состава ("Camebax", СВКНИИ, аналитик В.Я. Борходоев, JXA-5, МГУ, аналитик Нат. Е. Сергеева) и около 400 количественных спектральных определений элементов-примесей (ЦЛ СВПГО, аналитик Н.П. Степаненко) в минералах золота и серебра.

Проведены термобарогеохимические исследования, позволившие получить физико-химические данные об условиях кристаллизации изверженных пород в рудоносных структурах, охарактеризовать направленность их постмагматического развития, а также показать особенности гидротермального минералообразования при формировании месторождений различных генетических типов.

При визуальном описании включений расплавов в минералах изверженных пород выделялись их генетические типы (первичные, вторичные), фиксировались морфология, размеры, распределение в минерале-хозяине, количество газовой фазы, а также степень анизотропности и раскристаллизованности силикатной составляющей вакуоли [17].

В результате нагрева включений, продолжающегося 6 – 12 ч, определялись температуры начала и окончания плавления силикатных фаз, полной гомогенизации, а также тип гомогенизации. Последний показатель представляется важным в свете результатов исследований Ф.Г. Рейфа [136, 137] первичных магматогенных мусковитсодержащих включений в кварце гранитоидных образований Забайкалья. Им показано, что в отличие от наиболее распространенного типа гомогенизации вакуолей, имеющих кварц-полевошпатовый состав, протекающий по схеме $K + \Gamma \rightarrow K + \Gamma + P_c \rightarrow P_c + \Gamma \rightarrow P_c$, в мусковитсодержащих включениях тип гомогенизации иной: $K + \Gamma \rightarrow K + \Gamma + P_c \rightarrow P_c + K \rightarrow P_c$, где K – кристаллическая, Γ – газовая фазы, P_c – расплав. Таким образом, тип гомогенизации в совокупности с оптическими особенностями твердых фаз во включениях позволяет более обоснованно судить о составе минералов-узников.

В настоящее время при термометрии магматогенных включений используются два основных метода – непрерывного нагрева и закалки [16]. При этом наиболее широко применяются высокотемпературные термокамеры с платиновым [15] или силитовым [108] нагревателями, позволяющие вести непрерывные наблюдения в процессе нагрева за температурными превращениями во включениях.

Метод непрерывного нагрева при визуальном наблюдении с использованием микроскопа позволяет проследить все изменения во включениях, протекающие от начала

плавления силикатных фаз до гомогенизации. Однако ряд явлений и процессов, происходящих во включениях, можно наблюдать только при ступенчатом нагреве с охлаждением путем закаливания после каждого интервала нагрева. В частности, это касается определения содержания воды в магматическом расплаве. Как известно, концентрация воды устанавливается или по наличию в расплавных включениях кристаллических водосодержащих фаз [136], или по нахождению в них двухфазовой флюидной составляющей, гомогенизирующейся при температурах, близких к критическим точкам воды [18, 95]. Проведенные исследования [61] показали, что можно выделить еще один класс водосодержащих включений — с рассеянной в силикатном расплаве водной фазой.

Описанные в литературе водосодержащие включения имели обособленные жидкую и газовую фазы, с хорошо видимой границей между ними. Однако, как оказалось, флюидная фаза в вакуолях нередко находится в рассеянном виде, о ее агрегатном состоянии и количестве делать какие-либо выводы невозможно. Только в результате быстрого охлаждения препаратов от температур плавления твердых фаз включений до 20–15 °С происходит обособление флюидной составляющей с четко видимыми соотношениями фаз, позволяющими определить температуру частичной гомогенизации. Если бы нагревание проводилось непрерывно до полной гомогенизации содержимого включений, было бы невозможно установить сложный состав флюида из-за более высоких температур начала плавления твердых фаз по сравнению с температурой частичной гомогенизации газопаровой фазы.

Таким образом, представляется вполне обоснованной более высокая эффективность метода закалки по сравнению с методом непрерывного нагрева включений при оценке их агрегатного состава и фазового состояния.

Для расчета содержаний воды в расплавах по включениям в минералах использовался способ, разработанный Ф.Г. Рейфом [136, 137].

Исследование раннего постмагматического этапа развития интрузивных образований проведено по флюидным включениям. По своему агрегатному состоянию эти включения близки включениям гидротермального этапа минералообразования, и поэтому методические приемы их изучения практически одинаковы. Термометрия включений осуществлена в низкотемпературной термокамере [75]. Для определения концентрации растворов в вакуолях с твердыми фазами использована диаграмма зависимости температуры растворения соли от ее концентрации в водном растворе [141]. Данные по давлению во включениях были получены на основе совместного применения результатов термометрии и P - T -диаграммы, предложенной Г.Г. Леймлейном и П.В. Клевцовым [103]. Расчет давлений проведен также по углекислотно-водным включениям согласно методике, рассмотренной в работах [77, 118].

Изучение условий гидротермального минералообразования проведено по включениям в основном в жильных, реже в рудных минералах. Основные физико-химические параметры минералообразования на месторождениях получены главным образом по кварцу.

В кварце выделены и изучены первичные, мнимо-вторичные и вторичные включения. Изучены также включения в карбонатах, флюорите, реже в полевых шпатах и некоторых рудных минералах (пираргирите и сфалерите).

Исследовано под микроскопом около 1000 прозрачно-полированных пластин, изготовленных из пород магматического и гидротермального происхождения. По каждой разновидности изверженных пород всех изученных месторождений сделано по 50–100 замеров температур гомогенизации расплавных и столько же флюидных включений. По жильным телам изученных месторождений проведено от 300 до 700 замеров температур гомогенизации включений в рудоносном кварце, с целью изучения качественного и в определенной мере количественного состава гидротермальных растворов изучено около 300 водных вытяжек из кварца и других минералов (аналитик Д.С. Гиматдинова), сделано около 400 анализов его декрептоактивности. Методика проведения анализа водных вытяжек и расчет концентраций растворов приведены в работе [112].

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ РЕГИОНА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Представления о тектонике и металлогении Северо-Востока СССР в общих чертах оформились в начале 50-х годов, когда были выделены главные геотектонические элементы региона — Яно-Колымская и Чукотская области мезозойской складчатости с заключенными в них срединными массивами, Корякско-Камчатская область кайнозойской складчатости и пограничный между мезозоидами и кайнозоидами Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Благодаря интенсивному изучению геологии края в 60–80-е годы и пересмотру имеющихся данных с новых теоретических позиций, и в частности под углом зрения новой геосинклинальной теории [131], взгляды на строение и основные закономерности формирования и размещения полезных ископаемых претерпели значительную трансформацию и детализацию [140, 175–178, 181, 183–185, 203–205]. Прежде всего был "ликвидирован" Колымский срединный массив и на его месте выделена Олбйская зона Алазейско-Олойской эвгеосинклинали. Помимо типичных эпикратонных (миогеосинклинальных) складчатых систем — Яно-Колымской, Чукотской и Восточно-Арктической, обосновано существование складчатых зон на утоненной дорифейской континентальной коре. К этому типу структур отнесены Иньяли-Дебинская, Сугойская и Гижигинская зоны. Кроме того, считается, что в Южно-Анюйской и Илйнь-Тасской зонах произошла полная деструкция континентальной коры, т.е. эти зоны теперь трактуются как рифтогенные.

В качестве самостоятельной складчатой системы рассматривается Кони-Тайгоноская зона, включавшаяся ранее в состав Охотской складчатой области; В.Ф. Белый [23, 24] называет ее "андезитовой" геосинклиналью, а Л.М. Парфенов трактует как островодужное сооружение [130].

Наконец, Корякско-Камчатская область считается геоструктурой, сформировавшейся на океанической коре, чем и объясняются многие особенности ее строения и металлогении.

Особое место в геотектонических построениях занимают идеи Н.А. Шило и Р.Б. Умитбаева [216] о формировании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса над меловой сейсмофокальной зоной. Их развитие позволило выделить в качестве самостоятельной металлогенической провинции Охотско-Чаунскую тектономагматическую область, равноправными составными элементами которой являются Охотско-Чукотский пояс и перивулканическая зона [181–184].

Сложное геологическое строение региона, развитие разнородных и разновременных структур, отличающихся составом геологических формаций, характером магматизма, особенностями процессов метаморфизма, интенсивностью пликративных и дизъюнктивных дислокаций свидетельствуют о значительном разнообразии тектономагматических обстановок, определяющих металлогению золота (и серебра) в регионе.

В плане предлагаемой работы представляется целесообразным дать краткие сведения о геологическом строении и металлогении золота и серебра главнейших структур Северо-Востока СССР, и прежде всего Верхояно-Чукотских мезозоид и Охотско-Чаунской тектономагматической области (рис. 1).

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Выделенные Н.А. Шило и соавторами [205] Яно-Колымская, Чукотская, Восточно-Арктическая миогеосинклинальные системы представляют собой крупные области осадконакопления, сложенные преимущественно породами песчано-сланцевого состава, в различной степени дислоцированные и нарушенные протяженными разломами. Наиболее древними породами в пределах миогеосинклиналей (фрагментами дорифейской

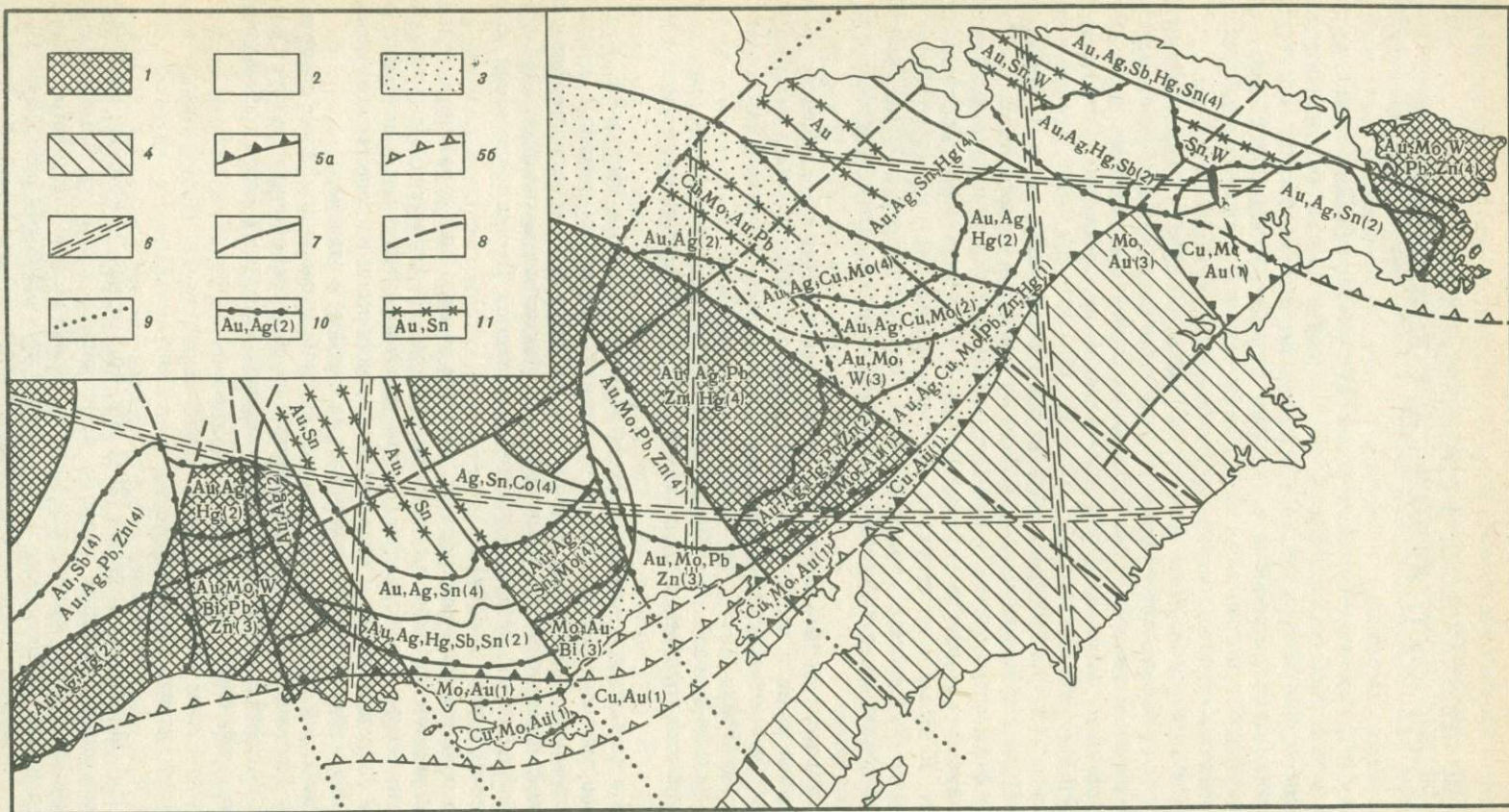


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Охотско-Чукотской провинции (по [182])

1-3 - главные структуры субстрата: 1 - квазишлатформенные, 2 - миоценосинклинальные, 3 - эвгеосинклинальные; 4 - кайнозоиды; 5 - швы палеосейсмофокальной зоны (а - установленные, б - предполагаемые); 6-9 - разломы: 6 - главные ортогональные скрытые (сквозные), 7-9 - магмоконтролирующие: 7 - проявленные, 8 - скрытые, 9 - их предполагаемое продолжение; 10 - границы металлогенических зон и районов и преобладающие группы рудных формаций в них: Cu, Mo, ... (1) - вулканогенная и вулканогенно-плутоногенная, Au, Ag, ... (2) - вулканогенная, Au, Mo, ... (3) - плутоногенная, Au, Ag, ... (4) - вулканогенно-плутоногенная (и сложнформационные месторождения); 11 - границы некоторых металлогенических зон с орогенным оруденением мезозойского Au, Sn, W

коры) являются выходы кристаллического фундамента в пределах Омолонского, Охотского и Восточно-Чукотского срединных массивов, представленные различными метаморфическими породами: кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами и другими, абсолютный возраст которых находится в пределах 1,8–3,6 млрд лет.

На породах кристаллического основания залегает рифейско-среднепалеозойская карбонатно-терригенная толща, выходящая на поверхность в пределах Южно-Верхоянского прогиба, ряда краевых поднятий (Сетта-Дабанском, Омулевском и др.) и на срединных массивах. Высокая подвижность региона в этот период обусловила проявление многочисленных перерывов, значительную изменчивость состава толщ, развитие продуктов как наземного, так и морского (Омулевское поднятие) вулканизма. Гранитоидный магматизм этого периода проявлен лишь в пределах срединных массивов и краевых поднятий и представлен верхнепротерозойскими (?) сиенитами, раннепалеозойскими гранитоидами, сиенитами, а также средне-позднедевонским гранитоидно-риолитоидным комплексом [37, 178].

Осадочные образования главного геосинклинального этапа в пределах Верхоянской и Чукотской систем мезозоид сформировались в интервале времени от раннего карбона до средней юры. Состав осадков в пределах складчатых зон и срединных массивов неодинаков. Если для первых характерны преимущественно тонкозернистые алевропелитовые образования, то для вторых – карбонатные и грубообломочные полимиктовые, нередко угленосные, иногда содержащие пачки эффузивов в ассоциации с кремнистыми сланцами [181].

Магматические образования периода формирования мезозоид (главного геосинклинального этапа) в пределах Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклиналией имеют ограниченное распространение. В Приколымском поднятии выделены условно пермотриасовые массивы гранитоидов и габброидов. Здесь же, а также в пределах Полоусненского и Тас-Таяхтахского поднятий Омолонского массива известны верхнепалеозойские основные, реже кислые вулканиты и мелкие тела габброидов [50]. Мезозойский магматизм Чукотской складчатой системы представлен раннетриасовыми дайками, силлами, реже покровами диабазов, габбро-диабазов, туфов основного состава [50].

Замыкание миогеосинклинальных систем, проходившее в позднеюрское–ранне меловое время сопровождалось образованием мощных толщ конгломератов, песчаников, мергелей, глин орогенного молассового комплекса, который слагает прогибы и впадины, обычно контролируемые зонами протяженных глубинных разломов.

Орогенный магматизм в пределах рассматриваемых миогеосинклиналией проявлен неравномерно как во времени, так и по площади. Раннеорогенный магматизм представлен позднеюрскими малыми интрузивами и дайками пестрого состава [10], мелкими телами габбро-диоритов и диоритов Басугуныно-Хатыннахского комплекса [83, 107], а также комплексом малых интрузивов диоритов [164]. В позднеорогенный этап сформировались многочисленные гранитоидные батолиты, в которых более ранние фазы представлены высокоглиноземистыми гранитами и адамеллитами, а поздние – гранитоидами повышенной известковистости [83, 164], сопровождавшиеся различной протяженности дайками также гранитоидного состава. На Чукотке, однако, интрузивы высокоглиноземистых гранитов, очевидно, отсутствуют.

Проявления золотой минерализации в пределах миогеосинклинальных систем отвечают позднепалеозойско-мезозойской металлогенической эпохе, пространственно и во времени ассоциируют с различными интрузивными образованиями. Однако, как уже отмечалось, единого мнения о связи золотой минерализации с конкретными интрузивными комплексами нет. Одни исследователи всю золоторудную минерализацию этого периода в пределах Яно-Колымской системы связывали с добатолитовыми малыми интрузивами и дайками гранитоидов позднеюрского возраста [11, 12, 107, 155], другие считают, что золоторудная минерализация в мезозоидах проявилась в конце раннего мела и связана с массивами гранитоидов [138, 164].

В формационном отношении в миогеосинклиналях наибольшим распространением пользуются плутоногенно-гидротермальные месторождения золото-кварцевого и золото-турмалинового (золото-редкометалльного) типов. Известны проявления гидротермально-метаморфогенного генезиса (золото-кварцевого и золото-сульфидного типов), приуроченные к зонам регионального метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ НА УТОНЕННОЙ ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

К этой группе тектонических элементов отнесены структуры, по своим признакам существенно отличающиеся от миогеосинклинальных систем: Иньяли-Дебинская, Сугойская и др. Они представляют собой узкие зоны раздвигов, выполненные последовательно сменяющимися отложениями верхнего палеозоя, триаса и юры вулканогенно-кремнисто-терригенной, кремнистой, аспидной и флишевой формаций [215].

В некоторых зонах интенсивно проявлен синорогенный гранитоидный магматизм, сопровождающийся активным рудогенезом. Для рассматриваемых геосинклинальных зон типичными являются плутоногенно-гидротермальные месторождения золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-турмалиновой (золото-редкометалльной) формаций дайкового, жильного и прожилково-штокверкового типов [214]. Исследованиями последних лет показано, что возрастной диапазон формирования золоторудных месторождений охватывает как добатолитовую, так и син- и постбатолитовую стадии. Разнообразие золоторудных формаций и структурно-морфологических типов оруденения, нередкая приуроченность рудных тел к экзо- и эндоконтактам гранитоидных тел, развитие широких ореолов контактового метаморфизма, специфический состав жильных минеральных ассоциаций отличают металлогению геосинклинальных зон, возникших на утоненной дорифейской континентальной коре, от золотоносных поясов миогеосинклинальных систем.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, выделенная на месте Колымского массива [140, 210, 211], представляет собой регенерированную структуру с частично выведенными на поверхность метаморфическими породами, перекрытыми палеозойским чехлом. Последний неоднороден по строению. В различных частях системы в его составе известны ордовикские и девонские образования грабеновой стадии, в течение которой происходило дробление коры и образование континентальных рифтов. Выявлен полный цикл геосинклинального развития системы. Комплекс ранней геосинклинальной стадии представлен конгломератами, брекчиями, щелочными эффузивами основного и кислого состава, их туфами, гипсоносными карбонатными породами, а также терригенными отложениями с элементами флишевой ритмичности. Стадия зрелости геосинклинального развития характеризуется накоплением базальтов, спилитов, кератофиров, их туфов, яшм и граувакков совместно с карбонатно-терригенными породами. Раскрытие коры вплоть до мантийного субстрата в позднем палеозое создало условия для развития океанического комплекса пород. Мощные вулканогенно-терригенные образования позднеюрского возраста в Алазейско-Олойской системе образуют нижнюю молассу. С ней пространственно и во времени сопряжено формирование континентальных рифтов, выполненных верхнеюрскими породами офиолитовой и кремнисто-вулканогенной формаций. Стратиграфически выше залегает флиш берриас-валанжина, а затем моласса готерив-апта.

В альб-сеноманское время в Алазейско-Олойской зоне формируются калиевые гранитоиды и вулканоплутонические комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что свидетельствует о становлении зрелой новообразованной континентальной коры в эвгеосинклинальной системе [215].

Интрузивный магматизм в пределах Алазейско-Олойской эвгеосинклинали проявился на различных этапах ее развития. В конце палеозоя и в поздней юре—раннем мелу в отдельных зонах системы возникли участки с гранитоидно-метаморфическим слоем, показателем которого, помимо молассовых формаций, являются габбро-плагиогранитные и диорит-гранодиоритовые интрузивы. Этапу формирования мощного вулканогенно-терригенного комплекса, представляющего нижнюю молассу, отвечают проявления габбро-монцит-сиенитовых и диорит-гранодиоритовых интрузивов. В эпоху формирования на поверхность нижней молассы, возможно, были выведены офиолитовые комплексы.

Сложная и многостадийная история формирования Алазейско-Олойской эвгеосинклинали нашла отражение и в особенностях проявления разнообразной эндогенной минерализации, имеющей смешанный фемически-сиалический металлогенический профиль. В пределах эвгеосинклинали известны плутоногенно-гидротермальные проявления золото-кварцевого, медно-молибденового с золотом, золото-сульфидного и золото-турмалинового (золото-редкометалльного) типов, формирование которых характеризует зрелую геосинклиналию стадию развития системы, когда происходило становление позднеюрского—раннемелового гранитно-метаморфического слоя [209]. Оруденение размещается вблизи палеозойских поднятий, пространственно ассоциирует с натровыми и калинатровыми гранитоидами и контролируется различно ориентированными разломами. Поля развития позднеюрских—раннемеловых вулканитов Олойской зоны сопровождаются золото-серебряной минерализацией. В континентальную стадию формирования эвгеосинклинали масштабы развития золотопроявлений возрастают по мере приближения к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу.

В последние годы большое внимание уделяется изучению металлогении золота и серебра срединных массивов и поднятых блоков дорифейского сиалического субстрата. Известные в геосинклиналиях зонах Тайгоносский и Омолонский массивы, Приколымское, Охотское и Восточно-Чукотское поднятия, являясь относительно жесткими структурами, характеризуются разнообразным магматизмом и разнотипной рудной минерализацией. С породами дорифейского метаморфического комплекса связаны проявления, по-видимому, золото-сульфидного типа. Девонские вулканические поля несут, возможно, древнее золото-серебряное оруденение. С разнообразными по составу интрузивами палеозойского возраста ассоциирует золото-сульфидная, золото-турмалиновая и золото-кварцевая минерализация. На металлогению срединных массивов в мезозойское время существенное влияние оказало становление Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, вероятно сопровождавшееся образованием различных минеральных типов золото-серебряной минерализации, золото-кварцевого и золото-турмалинового оруденения [205].

Кони-Тайгоноская и Анадырско-Корякская системы, сложенные специфическими комплексами пород с разнообразным магматизмом и металлогенией, в настоящей монографии не рассматриваются. Особенности строения этих структур и основные черты их металлогенической специализации изложены в работах Н.А. Шилю и др. [205], С.М. Тильмана и др. [178].

ОХОТСКО-ЧАУНСКАЯ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее полное обобщение геологических материалов и обоснование принципов выделения этой системы с позиций развития представлений о позднемезозой-кайнозойской активизации региона принадлежат Р.Б. Умитбаеву [182]. При этом было принято во внимание, что в складчатых зонах и на срединных массивах в прилегающих к поясу мезозоидях: а) нередко встречается специфическая минерализация, во многом напоминающая вулканогенное и вулканогенно-плутоногенное оруденение Охотско-Чукотской вулканической структуры; б) широко развиты гранитоидные образования "охотского" комплекса, граница распространения которых проходит на расстоянии до 100 км от края вулканических покровов; в) установлен наклонный под континент

характер главных продольных магмоконтролирующих разломов, сходных с современными сейсмофокальными зонами.

Стратифицированные накопления Охотско-Чаунской тектономагматической области, по Р.Б. Умитбаеву, принадлежат к молассоидной и вулканогенной группам формаций. К первой из них отнесены предвулканогенные образования, включающие в свой состав пачки песчаников и конгломератов с существенно магматогенным составом галек и валунов (базальты, андезиты, реже кислые породы), налегающие с резким угловым и структурным несогласием на нижнемеловые (валанжин) и более древние толщи и, как правило, постепенно сменяющиеся вулканитами пояса. Возраст предвулканогенной молассы ранний неокон—альб.

Вулканогенные образования области характеризуются сложным и неоднородным составом и строением на всем ее протяжении и сконцентрированы преимущественно в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В.Ф. Белый [24] вулканиты пояса разделяет на четыре группы формаций: базальтовую, андезитовую, игнимбритовую и контрастного состава. Что касается интрузивных пород, то В.Ф. Белый объединяет их в три существенно гранитоидные формации: тоналит-диоритовую, гранодиорит-гранитовую и сиенит-диорит-щелочногранитовую. Большинство гранитоидных массивов Охотского комплекса, выделенных Е.К. Устиевым [186], входит в состав первых двух формаций В.Ф. Белого.

Р.Б. Умитбаев, выделивший Охотско-Чаунскую тектономагматическую область, обосновал представления о ее магматизме преимущественно данными по Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Им выделены вулканические формации базальтоидной группы пород, куда включены позднеюрская—раннемеловая базальт-андезитовая, позднемеловая андезит-базальтовая и палеогеновая базальтовая формации. Этим вулканитам соответствуют плутонические формации габброидов, представленные раннемеловыми габбро и габбро-диоритами, позднемеловыми габбро-диоритами, диоритами и монцонитами, а также палеогеновыми (?) габбро и долеритами. Наиболее обширная группа пород включает вулкан-плутонические ассоциации риолитоидно-гранитоидного состава. Среди них выделены альб-сеноманская дацит-липарит-гранодиорит-гранитовая, позднемеловые липарит-лейкогранитовая и трахилипарит-граносиенитовая с щелочными гранитами. В отдельную ассоциацию выделены позднемеловые плутонические гранитоидные формации перивулканической зоны. Габбро-гранитные интрузии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса рассматриваются Р.Б. Умитбаевым как продукты многоэтапного развития Охотской серии пород, разделенного периодами проявления динамотермального метаморфизма [182, 183].

В структурном отношении Охотско-Чаунская область разделена на вулканическую зону, представленную Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, и перивулканическую, в которую входят активизированные в меловое время структуры мезозойд, примыкающие к внешней зоне вулканогена. В составе вулканической зоны выделены внешние и внутренние дуги и прогибы, а также плутоногенные поднятия; структуры же, входящие в перивулканическую зону, представляют собой секторы [182, 183].

Металлогения золота и серебра Охотско-Чаунской области активизации всецело обусловлена особенностями развития магматизма этой структуры. Золото и серебро являются главными элементами, хотя значительное развитие получило и олово-вольфрамовое оруденение. Формационный анализ месторождений и проявлений золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволил выделить среди них вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные группы формаций [68]. Первые из них пространственно и генетически связаны с развитием вулкано-структур и контролируются полями развития лав, пирокластов и субвулканических интрузий. Эта группа объединяет сурьмяно-ртутные золотосодержащие, а также некоторые типы месторождений золото-серебряной формации: золото-сульфоантимонитового и золото-сфалерит-галенитового минеральных типов. Вулканогенно-плутоногенные месторождения приурочены к внешнему краю пояса, но нередко проникают в глубь мезозойд по оперяющим разломам. Это сложноформационные образования, среди которых выделены золото-аргенти-

товый, серебро-аргентитовый и золото-пиритовый типы месторождений золото-серебряной формации.

Перивулканическая зона Охотско-Чаунской области характеризуется преимущественно рудопроявлениями вулканогенно-плутоногенного и плутоногенного типов. Вулканогенно-плутоногенное оруденение несет в себе черты как вулканогенной, так и плутоногенной природы. "Вулканогенность" оруденения выражена в таких признаках, как развитие серебряной и золото-серебряной минерализации, проявление тонкой ритмичной полосчатости жильных агрегатов, брекчированность руд, — типичных для близ-поверхностных месторождений зон вулканизма. Его "плутоногенность" подчеркивается приуроченностью к терригенным образованиям, пространственной связью с гранитоидными интрузивами, существенно золотым характером руд, ассоциацией золота с минералами висмута, теллура, сурьмы. Этот своеобразный сложноформационный тип оруденения представлен проявлениями золото-сульфидной и золото-мышьяк-сурьмяной минерализации.

Плутоногенные месторождения преимущественно золото-турмалиновой (золото-редкометалльной) формации располагаются в осадочных и туфоогенно-осадочных отложениях верхоянского комплекса вблизи границы с вулканогенным поясом. Нередко они располагаются в эндо- и экзоконтактовых зонах интрузивов. Преобладает минерализация золото-висмутинового и золото-кобальтового типов. Состав рудных тел преимущественно сульфидно-кварцевый. Помимо сульфидов свинца, цинка, меди, мышьяка, часто встречаются теллуриды, висмутиды, минералы кобальта, молибдена и вольфрама.

Металлогения золота и серебра внутренних вулканогенных дуг и прогибов Охотско-Чукотского пояса изучена хуже, чем внешних. В первом приближении она характеризуется сочетанием как литофильных, так и халькофильных элементов. Главнейшими элементами, определяющими облик подзоны, также являются золото и серебро, но уже в ассоциации с теллуrom и медью.

Таким образом, Северо-Восток СССР представляет собой сложный ансамбль геоструктур, представленный эв- и миогеосинклинальными системами, длительно развивавшимися на сравнительно монолитной и утоненной дорифейской континентальной коре, рифтогенными зонами, остаточными массивами, наконец, крупной областью тектономагматической активизации. Металлогения золота и серебра, характеризуя различные тектономагматические эпохи становления региона, отличается высокой контрастностью как по составу рудных формаций, так и по режиму их развития для различных рудоносных структур, и прежде всего для Охотско-Чаунской тектономагматической области. Это обстоятельство делает возможным в пределах этой структуры детально изучить закономерности размещения различных генетических типов золотого и серебряного оруденения, охарактеризовать вмещающие их структуры, выявить формы взаимоотношения продуктов магматизма, контактового и гидротермального метаморфизма и оруденения, изучить металлогеническую зональность территории, оценить масштабы развития метаморфогенного оруденения и выявить критерии его отличия от магматогенного гидротермального, а также специфику золотого рудогенеза Охотско-Чаунской области и мезозойд.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ОБЛАСТИ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ СКЛАДЧАТЫХ МЕЗОЗОИД

Приведенные в главе II данные о строении региона и металлогении золота и серебра главнейших структур Северо-Востока СССР со всей очевидностью указывают на то, что формирование и развитие гидротермальных систем, генетические особенности связанной с ними золотой и серебряной минерализации во многом определяются следующими чертами:

- типом региональных и локальных рудоносных структур;
- характером магматизма и особенностями его проявления в структурах;
- режимом развития магматических очагов, генерирующих гидротермальную систему;
- физико-химическими условиями отделения флюидных растворов от водонасыщенных магм;
- петрогеохимическими свойствами вмещающих пород.

Эти и другие особенности рудогенеза наиболее полно могут быть учтены и изучены в пределах Охотско-Чаунской тектономагматической области. Тектономагматические, структурно-геологические, петролого-геохимические, минералого- и термобарогеохимические особенности этого региона позволяют рассматривать его как самостоятельную металлогеническую провинцию, обладающую четкой рудной зональностью как в региональном плане при переходе от одной структуры к другой, так и в пределах конкретных магматогенно-гидротермальных систем.

Рассмотрим условия формирования золотого и серебряного оруденения в регионе в соответствии с выявленной металлогенической зональностью от вулканических зон к перивулканическим и далее к внутриконтинентальным складчатым структурам мезозойд.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ОБЛАСТИ

Многолетние исследования геологических и физико-химических условий формирования золото-серебряных и серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса свидетельствуют о неразрывной связи оруденения и вулканоплутологических процессов. Установлено широкое развитие находящихся в определенной генетической соподчиненности вулканогенных и вулканогенно-плутогенных проявлений золота и серебра, которые вместе с вмещающими их вулканоструктурами являются составными элементами магматогенно-гидротермальных систем [56]. Это позволяет с достаточной детальностью проследить развитие процессов рудогенеза на всех этапах становления этих систем, показать прерывисто-непрерывный характер их развития и причинную обусловленность этого явления особенностями эволюции глубинных и периферических магматических очагов.

С позиций изложенного особенности развития золото-сереброносной магматогенно-гидротермальной системы могут быть рассмотрены на примере типичных для вулканической зоны кольцевых структур.

Геологические и минералого-геохимические особенности золото-сереброносных структур

Изучена типичная для региона **Неорчанская купольно-кольцевая структура**, расположенная в пределах Хасынской подзоны внешних вулканических дуг Охотско-Чукотского пояса, на его границе со структурами Верхояно-Колымской складчатой области

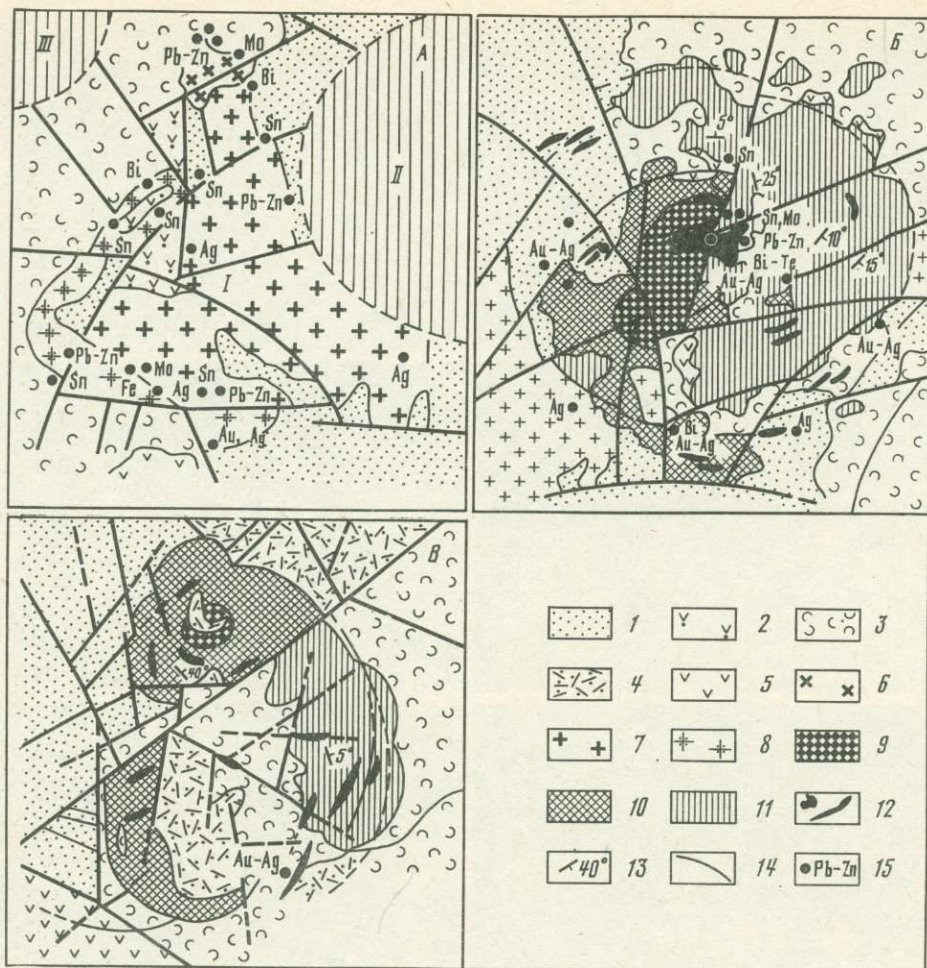


Рис. 2. Геологическое строение и металлогенические особенности Неорчанской купольно-кольцевой вулканоструктуры

А – Неорчанское интрузивное поднятие; В – Колхидская и В – Угрюминская вулканоструктуры
 1 – основание ОЧВП: терригенно-осадочные породы; 2–5 – ОЧВП: 2 – нараулийская свита, 3, 4 – хольчанская свита (3 – туфолавы, 4 – туфы), 5 – ульинская свита; 6–8 – гранитоидный интрузив: 6, 7, 8 – соответственно I, II и III фазы; 9, 10 – субвулканические породы: 9 – раскристаллизованные массивные, 10 – стекловатые флюидальные; 11 – вулканические покровы; 12 – дайки и штоки заключительных комплексов; 13 – элементы залегания; 14 – разломы; 15 – рудная минерализация.

(рис. 2). В исследовании этой территории в разные годы принимали участие А.М. Александров, Е.А. Анциферов, М.Д. Бризон, Е.Н. Жупахин, К.Т. Злобин, Н.В. Ичетовкин, А.С. Карпов, И.Н. Котляр, А.В. Леявин, Р.Б. Умитбаев, А.П. Фадеев, И.А. Харьков, П.П. Шупранов, В.Н. Юдина, С.С. Юдин, В.Л. Яскевич, а также авторы данной книги.

Геологическое строение региона определяется развитием вулканических накоплений общей мощностью 2–2,5 км, представленных (от древних к молодым) нараулийской, хольчанской, ульинской и ольской свитами верхнего мела. Наратулийская и ульинская свиты представлены вулканитами преимущественно основного и среднего, хольчанская и ольская – умеренно кислого и кислого состава. В центральной части района обнажен массив полнокристаллических гранитоидных пород. Их возраст, по немногочисленным определениям калий-аргоновым методом, составляет 109–90 млн лет, окружающих их вулканитов – 95–88 млн лет.

Неорчанская кольцевая структура сформирована вулканическими толщами и интрузивами.

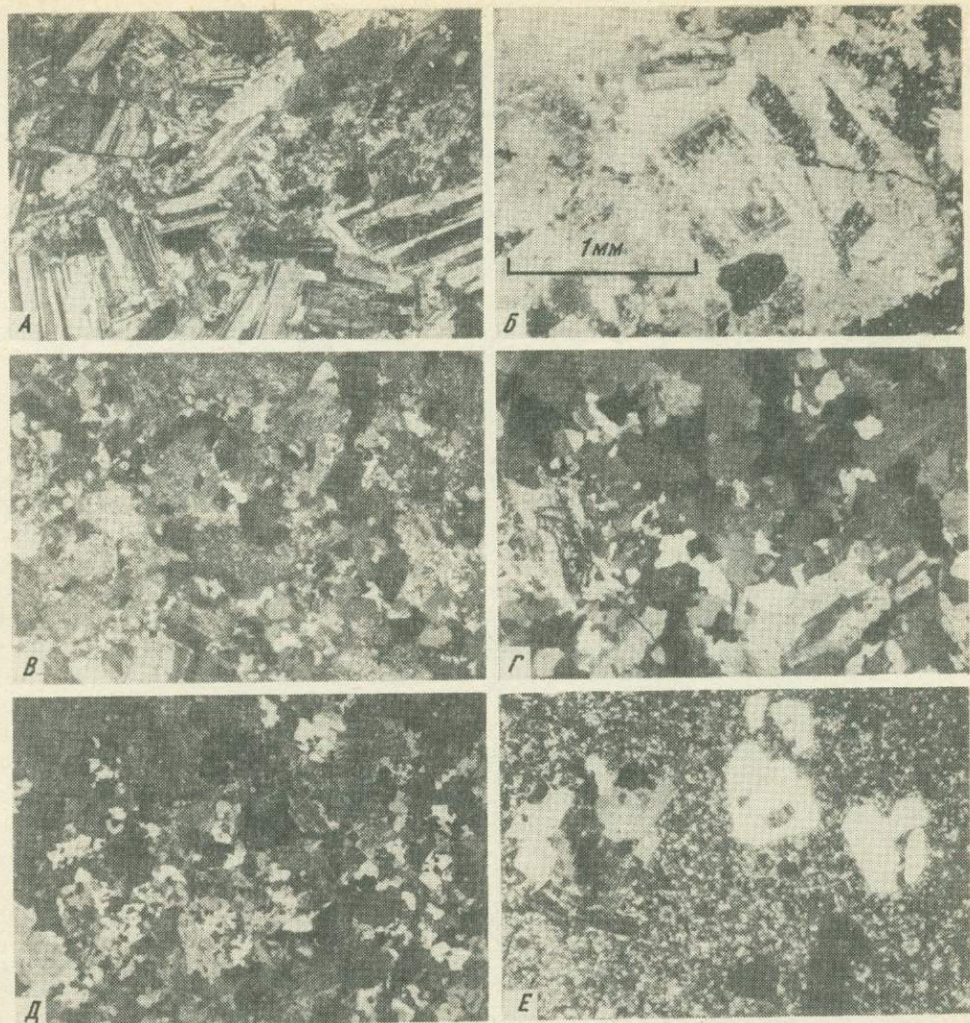


Рис. 3. Микрофотографии шлифов гранитоидных пород Неорчанского интрузива. Николи +
 А, Б — диориты—кварцевые диориты I фазы; В, Г — адамеллиты—граниты II фазы; Д, Е — суб-
 щелочные лейкограниты III фазы (краевая часть интрузива): Д — среднезернистые, Е — мелко-
 зернистые порфиroidные

зивными породами, образующими сложное вулcano-купольное поднятие [58, 87]. В ядре структуры обнажается массив, сложенный кварцевыми диоритами, адамеллитами и гранитами, который прорывает терригенные толщи основания вулcanогенного пояса и раннемеловые образования. На ее флангах развиты вулcanиты ранне-поздне-мелового возраста, образующие небольшие самостоятельные вулcanоструктуры.

В геофизических полях Неорчанская купольно-кольцевая структура фиксируется ступенчатым изолиний горизонтальных градиентов поля силы тяжести и знакопеременным напряженным магнитным полем, обрамленным спокойными отрицательными полями, подчеркивающими ее кольцевое строение [87]. Эти же авторы отмечают, что при анализе различных трансформаций гравиметрических карт в пределах структуры устанавливаются нескрытые гранитоидные массивы, образующие на глубине 5—10 км единое тело, представляющее корневую систему Неорчанской структуры.

Металлогенические особенности района выражаются в зональном размещении

Т а б л и ц а 1. Средние химические составы гранитоидов Неорчанского массива, мас. %

Окисел	Диориты— кварцевые диориты	Гранодио- риты—гра- ниты	Граниты— лейко- граниты	Окисел	Диориты— кварцевые диориты	Гранодио- риты—гра- ниты	Граниты— лейко- граниты
SiO ₂	58,55	69,73	72,17	Na ₂ O	3,57	3,69	4,16
TiO ₂	1,00	0,33	0,20	K ₂ O	1,40	3,69	4,09
Al ₂ O ₃	17,21	15,42	14,36	P ₂ O ₅	0,20	0,08	0,04
Fe ₂ O ₃	7,42	3,22	2,56	ППП	1,56	0,74	1,07
MnO	0,14	0,03	0,04	Na ₂ O +	4,97	7,65	8,25
MgO	3,21	0,74	0,34	+ K ₂ O			
CaO	6,02	2,21	0,97	K ₂ O/Na ₂ O	0,39	1,07	0,98

П р и м е ч а н и е. По каждой группе пород приведены средние значения по 8 анализам. Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР на квантометре ARL-72000; аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

относительно ядра Неорчанской купольно-кольцевой структуры золотого и серебряного оруденения плутоногенного, вулканогенно-плутоногенного и вулканогенного типов и зависимости типоморфных черт гидротермальной минерализации от характера предшествующей или же сопутствующей магматической деятельности. Эти особенности рассмотрены на примере Неорчанского интрузивного поднятия, Угрюминской вулканоплутоической и Колхидской вулканической рудоконтролирующих структур, являющихся составными элементами и структурным каркасом единой магмаогенно-гидротермальной системы.

Неорчанское интрузивное поднятие (см. рис. 2, А) включает одноименный массив гранитоидов и вмещающие их вулканогенные и терригенные породы.

Гранитоидный массив имеет площадь выхода около 70 км², он сформирован в несколько фаз: I — диориты—кварцевые диориты; II — адамеллиты—граниты; III — лейкограниты.

Породы I фазы слагают шток площадью около 4 км², расположенный в северной части массива. Породы состоят из плагиоклаза (65—55%), амфибола (25—7%), биотита (15—5%), клинопироксена, калинатрового полевого шпата и кварца (около 5%). Среди аксессуарных минералов установлены апатит, ильменит, магнетит и сфен (рис. 3).

Диориты и кварцевые диориты прорваны гранитоидами II фазы, слагающими наиболее значительную часть рассматриваемого массива. Площадь выходов адамеллитов и гранитов II фазы составляет около 52 км². Поверхности контактов разновозрастных гранитоидов крутые и наклонены под вмещающие породы: верхнеюрские песчано-глинистые сланцы, вулканыты нараулийской и хольчанской свит. Анализ гравиметрических данных свидетельствует о расширении интрузивного тела с глубиной [187]. Это обстоятельство, а также наличие многочисленных останцов кровли свидетельствуют о незначительном вскрытии интрузивов. Породы II фазы состоят из плагиоклаза (55—35%), кварца (30—20%), калинатрового полевого шпата, (20—10%), амфибола (10—5%) и биотита (10—5%). Аксессуарные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, сфеном и цирконом.

Гранитоиды III фазы (лейкограниты) внедрились вдоль южных и отчасти западных ограничений интрузива. Их площадь около 14 км². Породы состоят из плагиоклаза (30—10%), калинатрового полевого шпата (40—50%), кварца (30—40%), амфибола и биотита (до 1%). К аксессуариям отнесены апатит, магнетит, ортит и циркон.

Окружающие Неорчанский массив терригенные и вулканогенные породы подвержены интенсивному контактовому метаморфизму. Минералогические особенности роговиков, и прежде всего наличие в них турмалина и топаза, свидетельствуют о привнес в область контакта летучих, в частности бора и фтора.

Химический состав гранитоидов различных фаз внедрения Неорчанского массива непостоянен (табл. 1; рис. 4, А). Породы I фазы в основном представляют собой

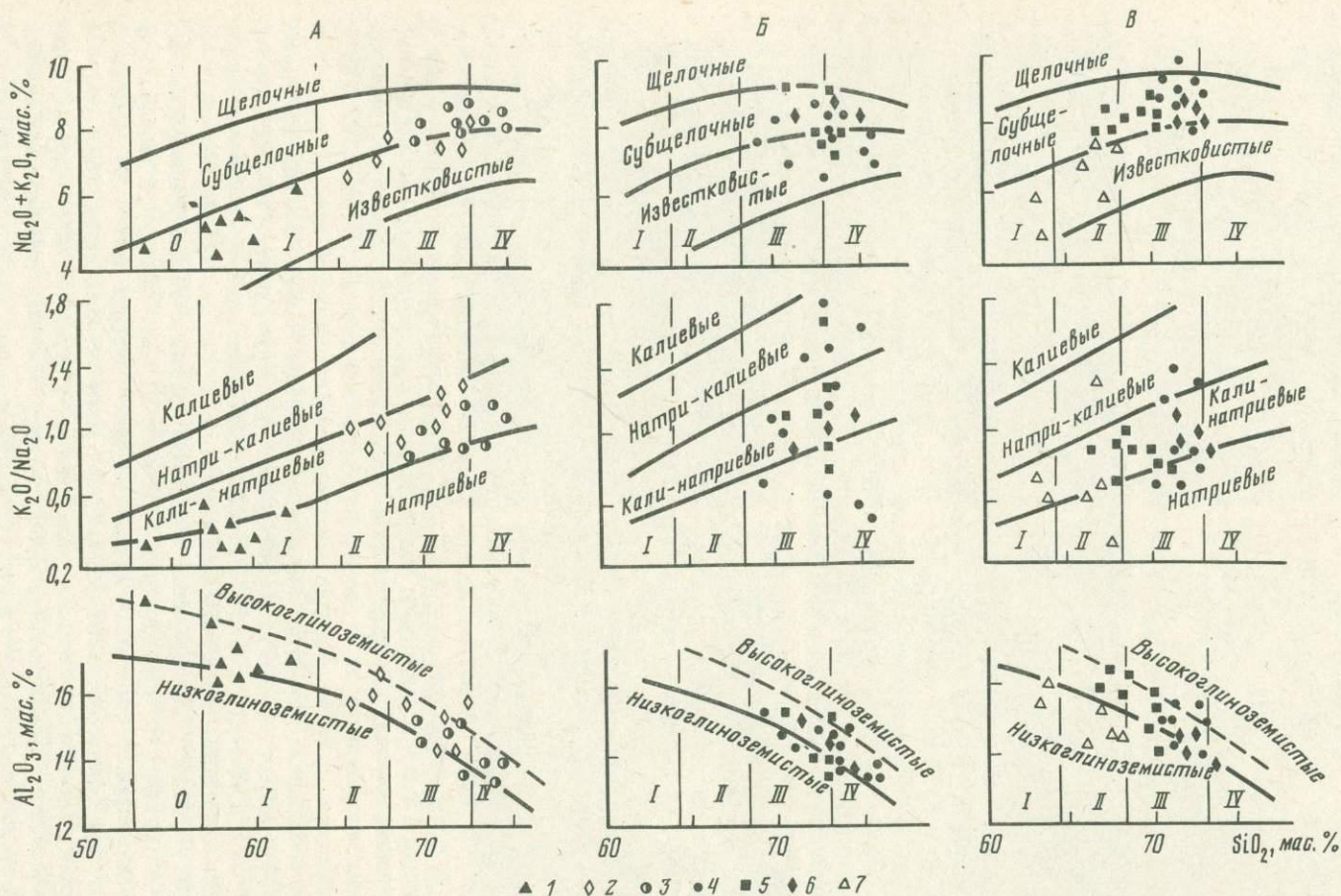


Рис. 4. Вариационные диаграммы изверженных пород Неорчанской купольно-кольцевой структуры

А – интрузивного поднятия, Б – Ургюминской и В – Колхидской вулканоструктур

1, 2, 3 – соответственно I, II и III фазы интрузива; 4 – субвулканические образования; 5 – эффузивные толщи; 6 – дайки и штоки липаритов и гранит-порфиров; 7 – витрофирфы. 0 – диориты (андезиты); I – кварцевые диориты (андезиты); II – гранодиориты (дациты); III – граниты (риолиты); IV – лейкограниты (риолиты). Границы типов, серий и ассоциаций пород проведены по данным [91, 101], пунктир – средняя глиноземистость пород известково-щелочной серии

кварцевые диориты с отклонениями к диоритам; один анализ отвечает меланократовым диоритам. Породы натровые, реже калинатровые, преимущественно умеренно глиноземистые, реже высокоглиноземистые. Гранитоиды II фазы по химическому составу изменяются от гранодиоритов до гранитов. Породы нормальной щелочности, преимущественно калинатровые, высокоглиноземистые. Заключительная, III фаза массива сформирована субщелочными калинатровыми и натровыми, умеренно- и высокоглиноземистыми гранитоидами, отвечающими по составу гранитам и лейкогранитам.

Геохимические особенности гранитоидов (табл. 2, 3) зависят от их химического состава и в сравнении с кларками рассматриваемых микроэлементов характеризуются следующими значениями. В диоритоидах I фазы в 2 раза выше содержание кобальта по сравнению с кларками этих элементов в породах аналогичной кремнекислотности [38]. Никель-кобальтовое отношение в этих гранитоидах низкое, меньше, чем обычно свойственно кислым горным породам. Содержания рудиды в 4 раза ниже кларка, а калий-рубидиевое отношение превышает среднее значение этой величины для пород среднего состава. Из рудогенных элементов в этих породах значительно превышают кларк содержания олова (в 33 раза), молибдена (в 5 раз), серебра (в 3 раза), свинца (в 2 раза), но несколько ниже содержание цинка. Обращает на себя внимание резкое обогащение этих пород летучими компонентами: бором — в 5 раз, хлором — в 3 раза, мышьяком — в 19 раз по сравнению с кларковыми содержаниями.

Геохимический фон гранитоидов следующей, II фазы характеризуется снижением содержания большинства рассматриваемых микроэлементов. По сравнению с кларками в кислых породах они несколько обогащены никелем и кобальтом и в 2 раза обеднены хромом и рубидием. Никель-кобальтовое отношение в них нормальное кларковое, а калий-рубидиевое — в 1,5 раза превышает значение этой величины для пород аналогичной кремнекислотности. В адамеллитах и гранитах содержания олова в 10 раз, молибдена в 4 раза, свинца в 2 раза, серебра в 2,5 раза выше кларковых, однако значительно снижены содержания цинка. В ряду летучих микроэлементов превышают кларк содержания бора (в 7 раз) и мышьяка (в 5 раз), но несколько снижены содержания хлора.

В субщелочных гранитоидах заключительной, III фазы происходит дальнейшее снижение содержания всех рассматриваемых микроэлементов; вместе с тем в них незначительно (в 1,5 раза) повышено калий-рубидиевое и довольно высоко (в 4,5 раза) никель-кобальтовое отношение.

С Неорчанским гранитоидным массивом пространственно связано типичное плутоногенное оруденение. Гидротермальная минерализация приурочена главным образом к экзо- и эндоконтактовым зонам гранитоидов и представлена, по данным К.Т. Злобина, А.В. Лелявина, В.И. Белянкина, А.С. Карповой, Т.М. Васюхиной, Н.Е. Васильевой, скарноидно-железорудными, оловянными, молибденовыми, серебро-полиметаллическими и висмутовыми (теллур-висмутовыми) проявлениями.

Железорудная минерализация локализована в линзовидных телах метасоматитов, развитых по гранитам вдоль зоны северо-западных нарушений. Минеральный состав тел характеризуется развитием кварца, хлорита, эпидота, кальцита и магнетита. Спектральным анализом в рудах устанавливается примесь олова до 0,02%.

Оловянная минерализация рассматриваемой структуры приурочена к многочисленным маломощным хлорит-кварцевым и хлорит-магнетит-кварцевым прожилкам в гранитоидах (гранитах-лейкогранитах) и вмещающих их породах, реже к зонам сульфидизации этих пород. О развитии этой минерализации свидетельствует также постоянное присутствие касситерита в аллювии водотоков, дренирующих Неорчанское поднятие. В шлихах касситерит ассоциирует с шеелитом, гранатом, ортитом, ильменитом.

Молибденовое оруденение наряду с оловянным является типоморфным для рассматриваемой структуры. Молибденит установлен в шпировидных пегматоидных обособлениях в субщелочных гранитоидах III фазы, а также в маломощных существ-

Таблица 2. Средние содержания микроэлементов в гранитоидах Неорчанского массива, г/т

Элемент	Диориты-кварцевые диориты	Адамеллиты-граниты	Граниты-лейкограниты	Элемент	Диориты-кварцевые диориты	Адамеллиты-граниты	Граниты-лейкограниты
Cr	19,50	11,30	5,60	B	233,00	100,00	48,00
Ni	26,10	10,10	5,10	Cl	297,00	209,00	100,00
Co	19,20	5,51	0,71	As	45,00	90,00	25,00
Rb	25,00	16,00	13,00	Ni/Co	1,30	1,90	7,30
Sn	33,30	31,60	11,70	K·10 ⁻⁴	1,16	3,29	3,39
Mo	4,90	4,10	2,60	K/Rb	464,00	284,00	300,00
Pb	34,90	40,70	37,80	Количество в анализе	8	19	15
Zn	63,10	36,30	26,70	зв			
Ag	0,209	0,138	0,071				

Примечание. Cr, Ni, Co, Sn, Mo, Pb, Zn определялись спектральным анализом повышенного уровня воспроизводимости (Ag — количественным анализом), аналитик Л.А. Попова; Pb, K, Cl, As — также на квантометре ARL-72000, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

Таблица 3. Средние содержания микроэлементов в изверженных породах, г/т [38]

Элемент	Основные породы	Средние породы	Кислые породы	Элемент	Основные породы	Средние породы	Кислые породы
Cr	200	50	25	Ag	0,1	0,07	0,05
Ni	160	55	8	B	5	15	15
Co	45	10	5	Cl	50	100	240
Rb	45	100	200	As	2,0	2,4	1,5
Sn	1,5	1,0	3	Ni/Co	3,6	5,5	1,6
Mo	1,4	0,9	1,0	K·10 ⁻⁴	1,8	4,0	8,0
Pb	8	15	20	K/Rb	400	400	200
Zn	130	72	60				

венно кварцевых прожилках. В этих прожилках в небольшом количестве присутствуют также полевые шпаты, эпидот и хлорит. Рудные минералы — молибденит, арсенопирит, халькопирит, магнетит.

Полиметаллическая минерализация связана с кварц-прожилковыми зонами и разрозненными мелкими сульфидно-кварцевыми жилами, широко распространенными в Неорчанской структуре. Жилы и прожилки сложены кварцем, кальцитом; в незначительных количествах присутствуют хлорит, эпидот и гидрослюда. Среди рудных минералов установлены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит и гематит. В этих жилах выявлено также серебро и отмечено золото. Кроме того, спектральным анализом установлены олово (до 0,008%), молибден (до 0,05%) и висмут (до 0,1%).

Висмутовая (теллур-висмутовая) минерализация развита в аналогичных с полиметаллическим оруденением образованиях. Судя по шиховым ореолам, основным висмутосодержащим минералом является тетрадимит, который встречается в двух ассоциациях: с касситеритом и шеелитом и с аргентитом и золотом.

Золото-серебряная минерализация в зоне влияния Неорчанского массива редка. Она отмечена в редких кварцевых и кальцит-кварцевых прожилках. О ее присутствии свидетельствуют единичные знаки самородного золота и минералов серебра, устанавливаемые в шлихах из аллювия водотоков.

Угрюминская вулканоплутоническая структура. Эта рудоконтролирующая структура (см. рис. 2, В) наложена на восточную часть Неорчанского поднятия и сложена верхнеюрскими терригенными толщами, вулканитами хольчанской и улынской свит

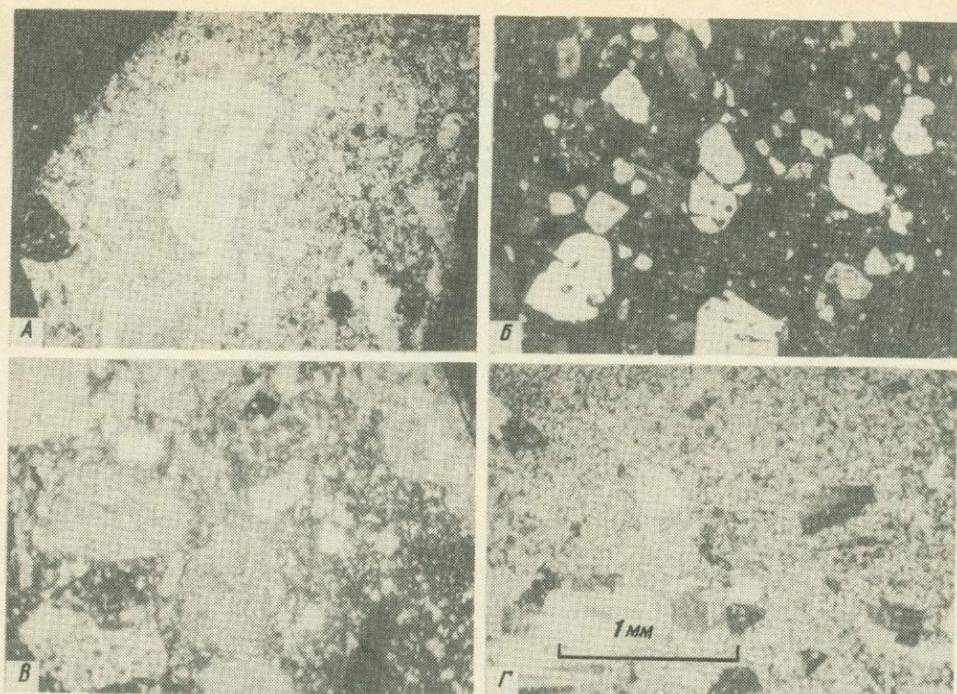


Рис. 5. Микрофотографии шлифов изверженных пород Угрюминской вулканоструктуры. Никколи +
 А — невадитовые риолиты субвулканического ядра; Б, В — лавы риолитов; Б — полифоровые, В — кластолавы; Г — гранит-порфиры заключительной фазы магматизма

альб-сеноманского возраста. Структура образована вулканическими, субвулканическими интрузивными и гипабиссальными интрузивными (преимущественно гранит-порфирами) породами. Площадь структуры около 100 км^2 . В ее строении выделяется экструзивно-субвулканическое ядро и мощная эффузивная толща (рис. 5).

Экструзивно-субвулканическое ядро вулканоструктуры имеет сложное строение. В наиболее врезанной, центральной его части развиты гранит-порфиры и невадитовые риолиты с характерной "интрузивной" крупноглыбовой отдельностью. По периферии ядра они сменяются менее раскристаллизованными игнимбритоподобными флюидальными и сферолитовыми риолитами, которые представляют собой полевошпат-кварц-порфировые кластолавы с линзовидными и пламенивидными обособлениями и угловатыми обломками пород сходного, реже чуждого состава. Количество обломочного материала в этих кластолавах непостоянно, в среднем оно составляет 20–25%, но в краевых частях ядра достигает 50% от объема породы и более. Контакты кластолав с породами основания и обрамления вулканоструктуры интрузивные, крутые, часто очень прихотливой формы. В эндоконтактной зоне имеют место крупные блоки-ксенолиты боковых пород, в экзоконтакте — ответвления кластолав в боковые породы. Здесь же в боковых породах установлены жилообразные тела туффзитов, связанных с кластолавами.

В обрамлении экструзивно-субвулканического ядра и в целом гипсометрически выше развита монотонная эффузивная толща кластолав риолитов мощностью около 500 м. Эти породы петрографически сходны с риолитами краевых частей субвулканического ядра и связаны с ними фаціальными переходами. Толща полого наклонена в стороны от центра Угрюминской вулканоструктуры.

Экструзивно-субвулканическое ядро и эффузивная толща, выступающие в качестве основных структурообразующих комплексов Угрюминской структуры, интродуцированы незначительными по размерам телами и дайками тонкофлюидальных и сферо-

Таблица 4. Средние химические составы пород Угрюминской вулканоструктуры, мас. %

Оксид	Субвулканические риодациты	Риодациты—риолиты эффузивной толщи	Риодациты—риолиты и гранит-порфиры даек и штоков
SiO ₂	73,15	72,84	73,27
TiO ₂	0,20	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	14,06	14,28	14,27
Fe ₂ O ₃	3,09	2,71	2,29
MnO	0,06	0,07	0,03
MgO	0,34	0,30	0,29
CaO	0,68	1,11	0,77
Na ₂ O	3,77	3,83	4,12
K ₂ O	3,79	4,11	4,19
P ₂ O ₅	0,05	0,05 ₀	0,04
ППП	0,85	0,99	0,52
Na ₂ O + K ₂ O	7,56	8,11	8,30
K ₂ O/Na ₂ O	1,08	1,11	1,02
Количество анализов	12	6	3

Примечание. Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР на квантометре ARL-72000; аналитики В.Я. Бордохоев, В.И. Мануилова.

литовых риолитов и гранит-порфиров, завершающими магматическую деятельность.

Химические составы пород Угрюминской структуры занимают на диаграмме область полей риодацитов и риолитов (табл. 4; см. рис. 4,5). Среди субвулканических пород преобладают риолиты. Суммарная щелочность пород в отличие от ранее рассмотренных гранитоидов колеблется в широких пределах: развиты как субщелочные, так и известковистые разновидности пород. Калинатровые отношения также изменяются в широких пределах, среднее соответствует калинатровому типу. Породы умеренно глиноземистые со сниженной по сравнению со средним типом известково-щелочной серии Охотско-Чукотского пояса глиноземистостью.

Эффузивы структуры по составу также изменяются от риодацитов до риолитов, но дисперсия химических характеристик этих пород не столь значительна, как для субвулканических разновидностей. Преобладают породы нормальной щелочности, два анализа соответствуют крайне субщелочным породам. Вулканы преимущественно калинатровые, умеренно глиноземистые.

Заключительный комплекс вулканитов структуры по химизму соответствует субщелочным, калинатровым риодацитам—риолитам с высокой и умеренной глиноземистостью.

Субвулканические породы содержат никеля в 1,5 раза больше, а хрома, кобальта и рубидия примерно в 2 раза меньше кларковых содержаний (табл. 5). Никель-кобальтовое отношение в этих породах в 3,8 раза выше, чем в среднем в кислых породах и в 1,7 раза выше, чем в породах основного состава. Калий-рубидиевые отношения в 1,5 раза превышают среднее значение для кислых пород. Породы в 14 раз больше обогащены оловом, в 5 раз — молибденом, в 2,5 раза — свинцом, в 3,5 — серебром, в 9 — бором, в 40 — мышьяком и в 3 раза обеднены хлором.

В эффузивных породах и породах заключительного комплекса в целом сохраняются выявленные уровни содержаний микроэлементов.

Оруденение Угрюминской вулканоструктуры характеризуется разнообразием состава и морфологических типов проявления. По данным Е.А. Анциферова, В.Б. Фефелова, Л.А. Шустовой, Г.Ф. Смирновой, Л.Н. Толстихиной, В.М. Александрова, П.А. Шупранова, Н.Е. Лесникова, В.П. Галкина, Н.Е. Саввы и авторов, оно представлено оловоносны-

Т а б л и ц а 5. Содержания микроэлементов в изверженных породах Угрюминской вулканоструктуры, г/т

Элемент	Субвулканические риодациты	Риодациты—риолиты эффузивной толщи	Риодациты—риолиты и гранит-порфиры даек и штоков
Cr	14,5	14,3	11,6
Ni	14,5	14,3	10,5
Co	2,5	2,7	3,6
Rb	103	128	101
Sn	40,2	24,9	19,8
Mo	5,2	3,3	4,6
Pb	57,5	58,3	61,0
Zn	75,5	54,6	32,0
Ag	0,188	0,100	0,118
B	132	100	117
Cl	80	70	45
As	65	35	35
Ni/Co	6,1	5,4	3,2
$K \cdot 10^{-4}$	3,15	3,41	3,48
K/Rb	306	266	246
Количество анализов	22	14	8

П р и м е ч а н и е. См. примеч. к табл. 2.

ми и молибденоносными метасоматитами, жильными и брекчиевыми телами с висмут-серебро-полиметаллической и золото-серебряной минерализацией.

Оловянная минерализация связана с серицит-кварцевыми метасоматитами, приуроченными к разломам преимущественно северо-восточного простирания. Метасоматиты состоят из калишпата, кварца, серицита и хлорита, содержат гнезда флюорита, редкую вкрапленность пирита. Иногда рассечены прожилками сульфидно-хлорит-кварцевого состава, в которых присутствуют также карбонаты, флюорит и барит. Рудные минералы в метасоматитах представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом и касситеритом. По минералогическим особенностям оловянное оруденение может быть отнесено к хлорит-касситеритовому типу касситерит-сульфидной формации.

Спектральным анализом в рудах помимо олова, свинца, цинка, установлены висмут — до 0,5%, вольфрам — до 0,07% и медь — до 0,1%. Постоянно присутствует серебро, в небольших количествах — золото.

Наибольшим распространением оловянная минерализация пользуется в северной части Угрюминской вулканоструктуры. В центральной части структуры она развита незначительно и приурочена к серицит-хлоритовым метасоматитам.

Молибденовая минерализация также приурочена к метасоматитам и присутствует в маломощных кварцевых прожилках, не имеющих промышленного значения.

Висмут-серебросодержащая полиметаллическая и золото-серебряная минерализация развита в центральной части вулканоструктуры и локализована в породах заключительного комплекса, преобразованных в гидротермальные кварциты и аргиллизиты. Выявлено несколько морфологических разновидностей минерализованных тел. Наиболее широко распространены зоны прожилков и отдельные жилы карбонат-хлорит-кварцевого и флюорит-кварцевого составов. Рудная минерализация в них представлена галени-том, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом, минералами висмута и серебра (табл. 6).

Во внутренней части вулканоструктуры наряду с отмеченными образованиями распространены протяженные тела эксплозивных брекчий с ритмично-полосчатыми жила-

Т а б л и ц а 6. Минеральный состав жильных тел Угрюминской вулканоструктуры

Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся
Рудные минералы		
Арсенопирит	Пирротин	Вольфрамит
Пирит	Лёллингит	Станнин
Галенит	Касситерит	Алабандин
Сфалерит	Молибденит	Пираргирит
Марказит	Висмут самородный	Магнетит
Блеклая руда	Тетрадимит	Ильменит
Аргентит	Матильдит	
Серебро самородное	Галеновисмутит	
	Овихиит	
Жильные минералы		
Кварц	Флюорит	Эпидот
Кальцит	Турмалин	Альбит
Гидрослюды	Родонит	Анатаз
	Адуляр (?)	

Примечание. При составлении таблицы использованы данные Н.Е. Саввы (1979 г.); В.М. Александрова, П.П. Шупранова (1980 г.); Р.Б. Умитбаева, В.Н. Смирнова, Н.Е. Саввы (1980 г.).

ми адуляр-кварцевого и кварцевого составов. В жилах преобладает криптокристаллический кварц. Рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность и представлены галенитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, сульфосолями серебра и аргентитом. Здесь же, в центре вулканоструктуры, в связи с породами заключительного комплекса, встречаются тела родонит-родохрозитового состава с мелкой вкрапленностью галенита, сфалерита и аргентита. Их соотношения с адуляр-кварцевыми жилами не наблюдались.

В отдельных рудных телах выявлено совместное развитие висмут-серебросодержащей полиметаллической и золото-серебряной минерализации. Минералы висмута представлены тетрадимитом, а также висмутином, самородным висмутом, матильдитом, тесно ассоциирующими с галенитом и нередко образующими в нем структуры распада; серебряные минералы представлены аргентитом, матильдитом и самородным серебром. Значительные количества серебра присутствуют также в виде изоморфной примеси в галените.

Золото в рудных телах Угрюминской вулканоструктуры определено преимущественно химическими анализами. В окисленных рудах Н.Е. Саввой (1979 г.) выявлены единичные выделения самородного золота, визуальное 700–750-й пробы, приуроченные к участкам развития висмутосодержащего галенита. Оно присутствует также в единичных шпиховых пробах из водотоков, дренирующих вулканоструктуру.

Золото-серебряное отношение в изученных зонах минерализации крайне низкое и колеблется в пределах 0,001–0,01, изредка достигая значений 0,1, что типично для серебро-аргентитового типа золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса.

Типоморфные черты гидротермальной минерализации Угрюминской структуры характеризуются сопряженностью в пространстве и во времени с продуктами гипабиссального и близповерхностного метаморфизма вмещающих пород, сочетанием плутоногенных и типичных вулканогенных минеральных парагенезисов, присутствием как тонкополосчатых криптозернистых, так и полнокристаллических, нередко брекчированных руд, что в целом свидетельствует о ее принадлежности к вулканогенно-плутононому типу.

Колхидская вулканическая структура. Колхидская вулканоструктура (см. рис. 2, Б) расположена к северо-западу от Неорчанского поднятия и занимает площадь около

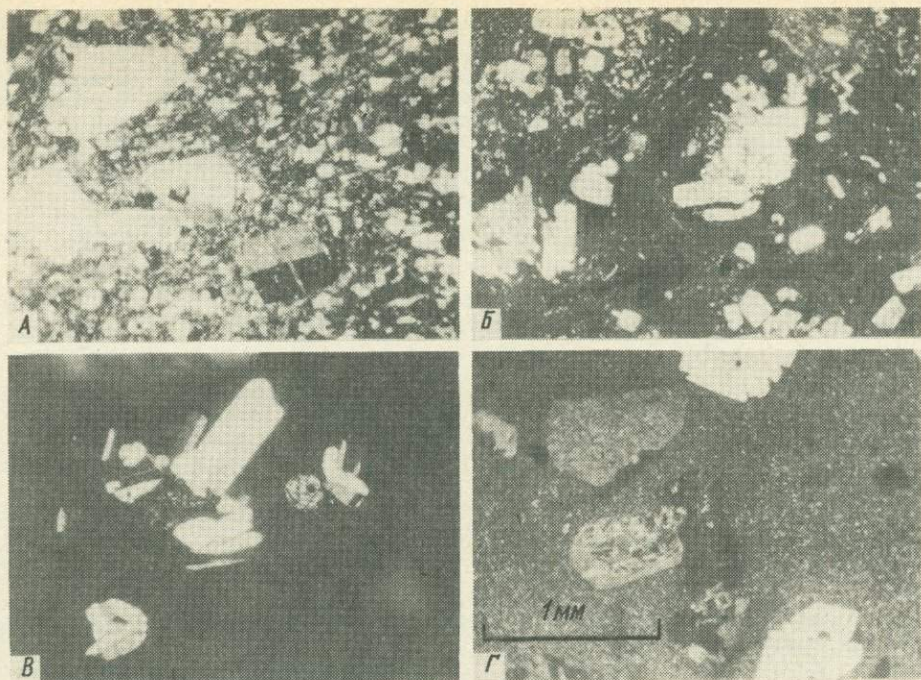


Рис. 6. Микрофотографии шлифов изверженных пород Колхидской вулканоструктуры. Николи +
 А — субвулканические риолиты—риодациты, Б — эффузивные кластолавы риодацитов, В — витрофиры, Г — гранит-порфиры заключительной фазы магматизма (дайки)

25 км². В ее строении принимают участие преимущественно кислые субвулканические и эффузивные образования, а также дайки заключительного комплекса пород кислого состава (рис. 6).

Субвулканические образования вулканоструктуры представлены в основном тонкофлюидальными плагиоклаз-порфиловыми риодацитами, реже — их массивными разностями. Флюидальность пород обусловлена чередованием полос различной окраски и степенью раскристаллизованности. Полосы, сложенные стекловатыми породами (витрофирами), часто выклиниваются или распадаются на серию линз, пламенивидных обособлений, обуславливая характерный игнимбритовидный облик пород. Ориентировка флюидальности субвулканических пород в целом крутая и в основном повторяет очертания их контактов с боковыми породами. В составе субвулканической фации встречаются также сферолитовые разности риодацитов, а также автомагматические брекчии этих пород. Сферолитовые риодациты в виде маломощных прослоев (1–5 мм) чередуются с флюидальными риодацитами. Иногда встречаются более мощные (первые метры) линзовидные и ленточные обособления сферолитовых риодацитов. Размеры отдельных сферолитов в них достигают 10–20 см. В центральной части такие образования полые или заполнены халцедоном и друзовидным кварцем. Развитие полостей в сферолитах, как и значительная расслоенность пород, вероятно, свидетельствуют о существенной роли газовой составляющей в расплавах при формировании пород субвулканического ядра вулканоструктуры.

Эффузивные образования Колхидской структуры представлены монотонной толщей кластолав риодацитов мощностью около 300 м. В строении толщи преобладают однотипные плотные породы, состоящие из микрофельзитовой основной массы, обломков и пламенивидных обособлений различных пород, а также обломков кристаллов и отдельных идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Эти кластолавы внешне сходны и петрографически близки субвулканическим риодацитам, отличаясь от них наличием

Т а б л и ц а 7. Средние химические составы пород Колхидской вулканоструктуры, мас. %

Окисел	Субвулкани- ческие рио- дациты	Дациты—рио- дациты эффу- зивной толщи	Гранит- порфиры даек	Дацитовые витрофиры даек
SiO ₂	71,65	68,78	72,05	65,79
TiO ₂	0,23	0,38	0,23	0,34
Al ₂ O ₃	14,68	15,41	14,32	14,93
Fe ₂ O ₃	3,03	3,76	2,57	3,85
MnO	0,04	0,06	0,05	0,06
MgO	0,26	0,53	0,47	0,47
CaO	0,63	1,45	1,08	3,02
Na ₂ O	4,48	4,38	4,16	3,71
K ₂ O	4,21	3,69	4,04	2,45
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,06	0,07
ППП	0,72	1,70	1,14	5,72
Na ₂ O+K ₂ O	8,69	8,07	8,20	6,16
K ₂ O/Na ₂ O	0,98	0,85	0,97	0,70
Количество анализов	8	8	4	6

Примечание. Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР на квантометре ARL-72000; аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова,

ксеногенного обломочного материала и более широким развитием фьямовидных стекловатых обособлений. Взаимоотношения эффузивных кластолав и субвулканических риодацитов неясны. Можно предположить, что извержение кластолав, насыщенных обломками пород основания вулканоструктуры, несколько опережало становление субвулканических образований.

В пределах полей распространения субвулканических и эффузивных пород вулканоструктуры широко развиты дайки флюидалных и брекчиевых плагиоклаз-порфировых витрофиров, сходных с витрофирами отдельных прослоев в субвулканических ленточных риодацитах.

Наиболее поздние образования Колхидской вулканоструктуры представлены дайками липаритов и гранит-порфиров. Мощность отдельных даек достигает первых десятков метров, а протяженность — первых сотен метров. Форма наиболее крупных даек часто линзовидная. Дайки в целом ориентированы в соответствии с концентрической системой разломов Колхидской вулканоструктуры (см. рис. 2, Б).

Химические составы изверженных пород Колхидской вулканоструктуры отвечают риодацитам и риолитам (см. рис. 4, В). Субвулканические породы представляют собой риодациты. Породы субщелочные, реже щелочные, с сильными колебаниями значений отношения калия и натрия к сумме щелочей. В среднем это калинатовые умеренно глиноземистые породы (табл. 7).

Эффузивная толща структуры по составу варьирует от дацитов до риолитов. Это субщелочные, преимущественно калинатовые породы, в отличие от субвулканических — более высокоглиноземистые, но содержание глинозема в них все же ниже, чем в среднем типе вулкаников Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Вместе с тем часто встречающиеся витрофиры по химическому составу колеблются от андезитов до дацитов. Это известковистые, калинатовые, низкоглиноземистые породы.

Гранит-порфиры заключительного комплекса даек соответствуют риодацитам—гранитам. Породы — нормальной щелочности, калинатовые, умеренно глиноземистые.

Геохимические черты разнофациальных изверженных пород Колхидской вулканоструктуры в целом однотипны (табл. 8). К примеру, субвулканические породы по сравнению с кларками незначительно обогащены никелем и обеднены хромом (в 2,5 раза),

Таблица 8. Средние содержания микроэлементов в изверженных породах Колхидской вулканоструктуры, г/т

Элемент	Субвулканические риодациты	Дациты—риодациты эффузивной толщи	Гранит-порфиры даек	Дацитовые витрофиры даек
Cr	11,2	7,6	8,7	11,2
Ni	9,2	6,8	7,8	6,7
Co	0,9	2,1	2,0	0,5
Rb	73,0	42,0	93,0	49,0
Sn	23,0	18,0	14,0	19,5
Mo	4,4	1,9	3,2	6,3
Pb	53,1	49,1	60,3	52,5
Zn	48,8	56,8	38,0	63,6
Ag	0,127	0,092	0,078	0,153
B	74,0	65,0	54,0	174,0
Cl	80,0	60,0	70,0	55,0
As	20,0	17,0	20,0	24,0
Ni/Co	10,9	3,5	3,5	14,1
K · 10 ⁻⁴	3,49	3,07	3,35	2,03
K/Rb	478	731	360	467
Количество анализов	20	25	4	6

Примечание. См. примеч. к табл. 2.

Таблица 9. Минеральный состав жильных тел Колхидской вулканоструктуры

Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся
Рудные минералы		
Пирит	Галенит	Пирротин
Арсенопирит	Сфалерит	Ковеллин
Халькопирит	Марказит	Ксантоконит
Блеклая руда	Стефанит	Миаргирит
Полибазит	Кюстеллит	Магнетит
Аргентит	Касситерит	Ильменит
Самородное серебро	Арамайонит	Нагиагит (?)
	Халькостибит	
Жильные минералы		
Кальцит	Манганокальцит	Гранат
Кварц	Адуляр	Эпидот
Каолинит	Хлорит	Циркон
		Цеолилы
		Пирофиллит

Примечание. При составлении таблицы использованы данные В.И. Александрова, П.П. Шупранова, Н.Е. Лесникова, В.П. Галкина (1978 г.); А.В. Альшевского, Н.Е. Саввы, Р.Б. Умитбаева (1979 г.); Р.Б. Умитбаева, В.Н. Смирнова, Н.Е. Саввы (1980 г.).

кобальтом (в 6 раз) и рубидием (в 3 раза). Никель-кобальтовые отношения в них аномально высоки, в 3 раза выше, чем отношения средних значений этих компонентов в основных породах. Калий-рубидиевое отношение в 3,5 раза превышает среднее значение для кислых пород и несколько превышает — для основных пород. Породы содержат в 5–8 раз больше олова, в 4–6 — молибдена, в 2,5–3 раза свинца и серебра и в несколь-

ко раз меньше цинка. Из летучих компонентов: содержание бора выше в 5 раз, мышьяка — в 16 раз, а хлора меньше в 3 раза по сравнению с кларком этих элементов в кислых породах.

Оруденение Колхидской вулканоструктуры локализовано главным образом в ее южной и восточной частях (см. рис. 2, Б). Минерализация находится в связи с ограничивающими структуру разломами и малыми интрузивами заключительного комплекса. Она представлена типичным золото-серебросульфосольным минеральным комплексом, в различное время охарактеризованным В.М. Александровым, П.П. Шупрановым, Н.Е. Лесниковым, В.П. Галкиным, Н.Е. Саввой, С.Г. Зелентом и авторами (табл. 9). Оруденение находится в карбонат-адуляр-кварцевых, адуляр-кварцевых и карбонат-кварцевых жилах и зонах прожилкования, развитых в гидрослюдистых кварцевых метасоматитах. Верхние части разреза метасоматитов обогащены цеолитами, а нижние — хлоритами.

Строение жил и прожилков колломорфно-полосчатое, в краевых частях брекчиевое. Распределение рудной минерализации крайне неравномерное. Широко развиты гнездово-вкрапленные, ритмично-полосчатые, кокардовые, очковые и прожилково-вкрапленные образования. Рудные минералы присутствуют в количествах, не превышающих первые проценты от массы руды. Они представлены главным образом пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, аргентитом, полибазитом, стефанитом, миаргиритом, арамайситом, самородным серебром, в меньшей степени — другими минералами. Минералы золота и серебра — кюстелитом и электрумом. В шпиховом ореоле отмечены единичные знаки самородного золота.

Золото-серебряное отношение в минеральных ассоциациях Колхидской вулканоструктуры колеблется от 0,002 до 0,07 и в среднем составляет 0,003.

По минеральному составу рассмотренная минерализация относится к серебро-сульфо-антимонитовому типу золото-серебряной формации.

Термобарогеохимия магматических и гидротермальных процессов

Условия образования магматических пород. Важная структурообразующая роль кремнекислого магматизма в рудных полях рассматриваемого района несомненна. Вместе с тем имеющиеся данные свидетельствуют о тесной — парагенетической, а возможно, и генетической, связи с длительно эволюционировавшими периферическими очагами гранитоидных магм региона различных типов золото-серебряной минерализации и продуктов гидротермального изменения пород.

Как известно, существуют теоретически разработанные и экспериментально подтвержденные модели формирования двух типов кислых магм [79]. Для первого типа характерна относительно низкотемпературная обстановка при высоких содержаниях воды ($650-700^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3 \div 5$ кбар), для второго — высокотемпературные ($750-900^{\circ}\text{C}$) безводные условия, определяющие образование "сухих" расплавов.

Температурные условия кристаллизации интрузивных, субвулканических и эффузивных пород Неорчанской купольно-кольцевой структуры установлены методом термометрии расплавных включений в породообразующих минералах, главным образом в кварце [61]. Первичные расплавные включения изучены в породообразующих минералах гранитоидов Неорчанского интрузива, эффузивных, субвулканических и дайковых породах Угрюминской и Колхидской вулканоструктур.

Плутонический комплекс пород Неорчанского интрузивного массива. В ксеноморфном кварце диоритов—кварцевых диоритов I фазы развиты расплавные включения, расположенные бессистемно по одному или группами из 3—7 штук. Размер их до 50—70 мкм. Форма овальная, близкая к изометричной. Представлены они высокопреломляющим раскристаллизованным силикатным веществом (85—90%) с зажатым в нем газовым пузырьком неправильной формы. Иногда встречаются включения, в которых газ не образует самостоятельной фазы, а газовый пузырек обособляется только после нагревания и подплавления включения (рис. 1, см. вкл.). Начало плавления силикатной фазы

происходит при 750–800 °С, полное плавление наступает при 900–960 °С, а гомогенизация в расплав осуществляется при 920–1020 °С (табл. 10).

В гранодиоритах–гранитах II фазы расплавные включения, содержащиеся в кварце, в целом аналогичны уже рассмотренным, но форма их более разнообразна. Наряду с изометричными встречаются угловатые, амёбовидные и др. Силикатная часть раскristаллизована, а газовая – занимает интерстициальное положение в кристаллитах и составляет до 15% общего объема включений. Плавление твердых фаз начинается и заканчивается при 800–860 °С, а гомогенизация в расплав происходит при 890–1050 °С.

В субщелочных гранитах–лейкогранитах III фазы изучены включения во вкрапленниках кварца из порфировых разностей пород. Они сильно отличаются от вышеописанных. При тех же размерах их самой распространенной формой является гексагонально-дипирамидальная. Включения полностью раскristаллизованы, обычно полупрозрачны или непрозрачны, газовая фаза не обособлена. Наиболее крупные из них, как правило, взорваны или вскрываются при температуре 500–700 °С, поэтому изучены включения размером 15–20 мкм и менее. Плавление силикатных твердых фаз в них происходит в интервале 590–610 °С. При этих температурах включения светлеют, обособляется газовая фаза (до 15%), но в центральной части вакуоли еще "плавает" остаток твердой фазы, который полностью растворяется при 750–770 °С. В отдельных включениях после заковки при температурах, отвечающих началу плавления твердых фаз, обособившийся газ распадается на две фазы – жидкую (около 5%) и газовую. При нагревании в низкотемпературной термокамере установлено, что гомогенизация таких двух фазовых обособлений происходит примерно при 400 °С. Расчеты показывают, что при кристаллизации этого кварца в расплаве содержалось 0,3–0,5 мас.% воды.

Таким образом, кристаллизация пород Неорчанского гранитоидного массива происходила в высокотемпературных условиях (до 1000 °С) практически из "сухих" расплавов. Некоторое понижение температуры (до 800 °С) и обогащение водой (до 0,5 мас.%) имело место лишь на заключительных этапах формирования массива.

Вулкано-плутонический комплекс пород Угрюминской вулканоструктуры. В эффузивных породах вулканоструктуры исследованы включения в кварцевых вкрапленниках в риолитах, где они встречаются в виде единичных образований или же зонально расположенных сообществ из 10–20 штук. Форма включений гексагонально-дипирамидальная. Наиболее крупные из них (50–80 мкм) взорваны или взрываются в начальные стадии нагрева, поэтому изучены включения меньших размеров. Состав включений: мелкозернистый агрегат силикатных кристаллитов (до 85%) и рассеянная газовая фаза, обособляющаяся при плавлении силикатной части при 720–860 °С. Гомогенизация в расплав осуществляется при 870–1040 °С (см. табл. 10).

Ядро вулканоструктуры представлено экструзивно-субвулканическим телом гранит-порфиров и риолитов, содержащих вкрапленники кварца. Магматические включения в кварцевых вкрапленниках по составу и температурным характеристикам подобны уже описанным включениям из эффузивных пород (см. табл. 10).

Наиболее поздними образованиями вулканоструктуры являются дайки и неправильной формы тела риолитов и гранит-порфиров. Размеры включений, содержащихся во вкрапленниках кварца, колеблются в обычных пределах – 5–80 мкм. Форма их такая же, как и в породах покровов. Состав включений: частично раскristаллизованная силикатная фаза с небольшим количеством стекла. Газовая фаза не обособлена и появляется только при плавлении силикатной составляющей (рис. II, см. вкл.). При этом на ее долю приходится около 20% от общего объема включений. Плавление твердых фаз происходит при 530–640 °С. Если испытуемый образец закалить в этом интервале температур, то происходит появление третьей – водной фазы (см. рис. II, В). Частичная гомогенизация летучих в газ происходит при 390–400 °С, полная гомогенизация в расплав – при 810–840 °С. Расчеты показывают, что содержание воды в расплаве достигало 3–3,5 мас. %.

Как видно из приведенных данных, понижение температуры кристаллизации кремнекислого расплава и его обогащение водой в магматогенной системе происходит по мере

Т а б л и ц а 10. Результаты изучения первичных расплавных включений в породообразующих минералах магматических горных пород Неорчанской купольно-кольцевой структуры

Объект исследования	Породы	Минерал	Характеристика включений							
			Агрегатное состояние	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	Параметры флюидной фазы				
						Газ, %	Раствор, %	$T_3, ^\circ\text{C}$	Конц. H_2O , мас. %	
Неорчанский интрузив										
I фаза	Диориты-кварцевые диориты	Кварц	$K > \Gamma$	750–960	920–1020		Не обн.	–	–	
II фаза	Гранодиориты-граниты	Кварц	$K > \Gamma$	800–860	890–1050		Не обн.	–	–	
III фаза	Лейкограниты	Кварц	$K > \Gamma$	590–770	790–860	95	5	400	0,3–0,5	
Угрюминская вулканоструктура										
Эффузивы	Риолиты	Кварц	$K > C > \Gamma$	720–860	870–1040		Не обн.	–	–	
Экструзивно-субвулканические образования	Риолиты	Кварц	$K > C > \Gamma$	760–800	800–1040		Не обн.	–	–	
Дайки	Гранит-порфиры	Кварц	$K > C > \Gamma$	530–640	810–840	60–65	35–40	390–400	3,0–3,5	
Колхидская вулканоструктура										
Эффузивы	Риодациты	Плагиоклаз	$C \geq K > \Gamma$	1070–1100	1200		Не обн.	–	–	
		Кварц	$K > \Gamma$	760–910	1000–1010		Не обн.	–	–	
Экструзивно-субвулканические образования	Риодациты	Плагиоклаз	$C > \Gamma$	1000	1200		Не обн.	–	–	
Дайки	Гранит-порфиры	Кварц	$K > C > \Gamma$	640–800	760–940	80–85	15–20	370–380	0,9–1,3	

П р и м е ч а н и е. T_1 — температура плавления твердых фаз, T_2 — температура гомогенизации расплавных включений, T_3 — температура частичной гомогенизации флюидной части включений; фазы: К — кристаллическая, С — стекловатая, Г — газовая.

развития вулканоструктуры. Ранние фазы магматизма (вулканический этап) характеризуются высокими температурами (более 1000 °С) и безводными условиями кристаллизации. Поздние фазы (плутонический этап) развивались в обстановке пониженных температур (около 800 °С) и заметного обогащения расплавов водой (до 3,5 мас.%).

Вулкано-плутонический комплекс пород Колхидской вулканоструктуры. В эффузивных риодацитах структуры изучены включения во вкрапленниках плагиоклаза и кварца. Для плагиоклаза наиболее характерны удлиненно-призматические расплавные включения, располагающиеся обычно вдоль плоскостей двойникования. Как правило, они единичны, размером от первых микрон до 50–70 мкм и представлены частично раскристаллизованным силикатным стеклом с мелкорассеянной по объему вакуоли газовой фазой (до 15%). Начало плавления силикатной составляющей включений приходится на интервал 990–1040 °С, полное плавление осуществляется при температуре 1070–1100 °С, гомогенизация в расплав наступает при температуре более 1200 °С.

В кварцевых вкрапленниках из этих пород первичные включения имеют изометричную форму. Они представлены раскристаллизованным силикатным веществом с необогащенной газовой фазой, расположены азонально. Плавление твердых фаз происходит при 790–910 °С, а гомогенизация в расплав — при 1000–1010 °С.

В экструзивно-субвулканическом ядре вулканоструктуры изучены включения, находящиеся во вкрапленниках плагиоклаза в риодацитах. Включения встречаются редко, форма их удлиненно-призматическая. Для них характерно двухфазовое строение: 80–90% объема полости занимает нераскристаллизованное стекло, а остальное приходится на газовую фазу. Плавление стекла начинается при температурах выше 1000 °С, а гомогенизация происходит при температуре более 1200 °С.

Магматические процессы в пределах Колхидской вулканоструктуры завершились внедрением даек гранит-порфиров. На долю вкрапленников приходится до 30–40% объема породы, и представлены они интенсивно измененным плагиоклазом, кварцем, в меньшей степени амфиболом и биотитом. Изучены включения в кварце, которые, располагаясь без видимой закономерности, могут находиться в любой части вкрапленников. Форма расплавных включений гексагонально-дипирамидальная. Включения состоят из мелкокристаллического силикатного агрегата с тонкорассеянной газовой фазой. Реже встречаются образования, частично раскристаллизованные или стекловатые. Плавление твердых фаз происходит в интервале 640–800 °С. При этом газ обособляется в отдельную фазу, занимающую около 15% объема вакуоли. В результате закалки отдельных включений, нагретых до начала плавления их силикатной фазы при температурах 640–690 °С, газовая фаза распадается на две составляющие — собственно газовую и жидкую, причем жидкость занимает 15–20% от общего объема "газовой" (точнее, флюидной) фазы расплавного включения. Температура частичной гомогенизации флюидной составляющей находится в интервале 370–380 °С. Дальнейший нагрев включений приводит к полному плавлению твердых фаз, растворению в расплаве флюидной фазы и в конечном счете к гомогенизации в интервале 760–940 °С. Приблизительный расчет количества воды в расплаве дает 0,9–1,3 мас. %.

Таким образом, условия развития магматизма в пределах Колхидской вулканоструктуры в целом подобны выявленным для Угрюминской, отличаясь лишь более высокими температурами расплавов вулканического этапа (более 1200 °С) и несколько меньшими содержаниями воды в расплаве заключительного периода магматизма (в пределах 1 мас. %).

Результаты изучения первичных расплавных включений в минералах магматических пород свидетельствуют о том, что кремнекислые породы Неорчанской купольно-кольцевой структуры кристаллизовались в диапазоне температур от 1200 °С и более до 760 °С (табл. 11). Верхняя температурная граница (1200 °С), установленная по включениям во вкрапленниках плагиоклаза субвулканических и эффузивных пород Колхидской вулканоструктуры, являющихся первовыделениями, отвечает температуре силикатного ликвидуса. Исходная температура расплавов, по-видимому, была еще выше. Столь значительные температуры природных расплавов до недавнего времени призна-

Т а б л и ц а 11. Термобарогеохимическая характеристика магматического этапа развития Неорчанской купольно-кольцевой структуры

Породы	Минерал	Температура кристаллизации, °С	Содержание воды в расплаве, %	Давление флюида, кбар
Вулканический комплекс				
Флюидальные риодациты (эффузивы)	Кварц	1010–1000	–	–
	Плагиоклаз	1200	–	–
Риодациты (субвулканические)	Плагиоклаз	1200	–	–
Гранит-порфиры (дайки)	Кварц	940–760	0,9–1,3	0,5–0,7
Вулканоплутонический комплекс				
Риолиты (эффузивы)	Кварц	1040–870	–	–
Невадитовые риолиты (субвулканические)	Кварц	1040–800	–	–
Гранит-порфиры (дайки и штоки)		840–810	3,0–3,5	0,8–0,9
Плутонический комплекс				
Кварцевые диориты (I фаза)	Кварц	1020–920	–	–
Граниты (II фаза)	Кварц	1050–890	–	–
Дейкограниты (III фаза)	Кварц	860–790	0,3–0,5	0,2–0,3

вались только для средних и основных изверженных горных пород. И лишь исследования последних лет [206, 218] показали, что в вулканических областях при дифференциации первичных магматических расплавов могут возникать кремнекислые высокотемпературные, практически безводные магмы, обеспечивающие образование вулканических покровов и субвулканических интрузивных тел. Обогащение летучими, в частности водой, и понижение температур кристаллизации имеет место лишь при образовании гранитоидных пород, формирование которых завершает развитие вулканоструктур. На это указывает состав и температура гомогенизации расплавных включений в магматическом кварце. Для изученных гранитоидов этот кварц характеризует промежуточные между ликвидусом и солидусом условия кристаллизации в изменчивой физико-химической обстановке.

Повышение роли летучих, и в том числе воды, — одна из характерных черт эволюционирующих систем. Механизм этого процесса в целом еще недостаточно ясен. По-видимому, основными причинами повышения содержания воды в остаточных расплавах являются, во-первых, первоначальная кристаллизация безводных минералов, приводящая к относительному увеличению концентрации воды в остаточной магме, во-вторых, осмотические процессы, приводящие к обогащению расплавов водой за счет боковых пород и, в-третьих, осушение проходящих сквозь расплавы гипотетических трансмагматических флюидов [16].

Аналогичные и близкие к приведенным температуры кристаллизации были установлены для кремнекислых вулканитов и субвулканических пород Японии (вулкан Унзен), Болгарии, Срединного хребта Камчатки (вулкан Хангар), Салаирского кряжа, Рудного Алтая и некоторых других регионов [16, 104].

Вместе с тем необходимо отметить, что пока еще не существует сколько-нибудь удовлетворительного объяснения столь высоких изначальных температур кремнекислых расплавов вулканических магм. Из экспериментальных работ по плавлению и по-

следующей кристаллизации горных пород в широком диапазоне физико-химических условий следует, что начало кристаллизации кремнекислых расплавов при температурах более 1200°C может иметь место только при значительных общих давлениях (более 10 кбар) в безводных условиях [70, 71, 119]. По данным изучения ксенолитов в породах Неорчанской структуры, А.П. Фадеевым [188] предполагается существование по крайней мере двух периферических магматических очагов: на глубинах 10 км для альб-сеноманского и 3 км для сеноманского комплексов пород. Не исключено, что интрателлурическая кристаллизация магм (образование вкрапленников) могла начаться и на больших глубинах еще до поступления расплавов в периферические магматические камеры.

Условия гидротермального минералообразования. Результаты детального изучения минералого-геохимических и физико-химических особенностей формирования золотого и серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, частью которого является и рассматриваемая Неорчанская купольно-кольцевая структура, изложены в работах [58, 61, 63]. Проведенные исследования, и прежде всего данные по составу минеральных парагенезисов, последовательности их отложения, структурам и текстурам жильных тел, режиму изменения температур, давления, химических свойств минералообразующих растворов, показывают, что все эти характеристики оруденения отличаются высокой специфичностью для вулканогенных поясов и в значительной степени обусловлены характером предшествующих и сопутствующих вулканоплутонических процессов.

Для минерализации Неорчанского интрузивного поднятия, образованной в подошве вулканических накоплений на глубинах не менее 1–1,5 км, характерны полнокристаллический, симметрично-поясовой характер руд, развитие высокотемпературных редкометалльных ассоциаций с касситеритом, молибденитом, тетрадимитом и незначительными содержаниями золота и серебра, свидетельствующие о достаточно стабильных высокотемпературных условиях минералообразования в кровле интрузива.

Аналогичное, в достаточной мере полно изученное методами термобарогеохимии золото-турмалиновое (золото-редкометалльное) проявление, расположено севернее Неорчанской структуры и также приурочено к внешней краевой части вулканогенного пояса [56].

Золоторудная минерализация этого проявления локализована в кварцевых и арсенипирит-кварцевых жилах, часть которых приурочена к штокам гранодиорит-порфиоров. В кварце присутствует большое количество идиоморфных включений с температурой гомогенизации 405–390°C. Минералообразующие растворы были высококонцентрированные хлоридно-натриевые и хлоридно-калиевые. Во включениях нередко встречаются нерастворимые слюдоподобный и непрозрачный игольчатый рудный минералы. Отложение основной массы золота, судя по взаимоотношениям минералов, происходило на конечных стадиях рудного процесса при температурах 290–270°C.

В Угрюминской структуре рудопроявления характеризуются значительной телекопированностью оруденения и гидротермально измененных пород. На фоне площадных высокотемпературных эпидот-хлоритовых пропилитов с полиметаллическим, молибденовым и оловянным оруденением проявлены каолинит-гидрслюдистые низкотемпературные метасоматиты, вмещающие колломорфно-полосчатые золото-серебряные руды. Продуктивные минеральные ассоциации сформированы в гипабиссальной и субвулканической обстановке под относительно мощным чехлом эффузивных пород на глубине, очевидно превышающей 500 м. Разнообразие минеральных парагенезисов (касситерит-турмалиновый, полиметаллически-хлоритовый, молибденит-кварцевый, висмут-теллуровый, золото-сереброрудный) и активное неоднократное гидротермально-эксплозивное брекчирование отражают сложную динамику вулканоплутонизма и свидетельствуют о формировании оруденения в режиме значительных термодинамических пульсаций.

Близкое по геологическому строению, составу минеральных ассоциаций, условиям локализации жильных тел золото-серебряное проявление серебро-аргентитового типа

образовано в напряженной температурной обстановке (до 350–400°С) со значительными межстадийными и внутривстадийными инверсиями температур (до 150°С). Жильные тела сформированы в нетрадиционном прогрессирующем режиме минералообразования с повышением температур к заключительным стадиям гидротермального процесса. В кварце высокотемпературных минеральных ассоциаций, как правило, присутствуют многофазовые включения, свидетельствующие о высококонцентрированной рудообразующей среде. Руды нередко брекчированы, что указывает на периодическую закупорку гидropодводящих каналов и возрастание давлений в системе.

Минералообразование в Колхидской структуре осуществлялось в наиболее близкой к поверхности обстановке на глубинах, не превышающих 500–300 м. Для нее характерны типичные вулканогенные адуляр-кварцевые и кальцит-кварцевые колломорфно-полосчатые криптокристаллические руды с богатым серебросульфосольным комплексом, самородным серебром и электрумом, крайней неравномерностью оруденения и его незначительным вертикальным размахом. Связи магматизма и гидротермальной деятельности в Колхидской вулканоструктуре не столь отчетливы, как в ранее описанных структурах. Вместе с тем закономерное появление оруденения вслед за наиболее поздними магматическими дифференциатами рудоносных вулканоплутонических комплексов и отсутствие значительного перерыва между ними, их тесная структурная связь, вплоть до образования дайковорудного структурного парагенезиса, не вызывают сомнения в парагенетических соотношениях вулканогенного комплекса и золото-серебряной минерализации.

По своим геологическим и минералого-геохимическим особенностям золото-серебряная минерализация Колхидской структуры во многом подобна хорошо изученным в вулканогенном поясе золото-сульфоантимонитовым проявлениям [68].

Эволюция магматизма, зарождение и развитие гидротермальной системы

Изложенные данные по строению, магматизму и рудоносности Неорчанского интрузивного поднятия, Угрюминской вулканоплутонической и Колхидской вулканической структурам позволяют предложить вероятную схему взаимоотношений гидротермального оруденения и магматизма в рассматриваемом регионе с учетом, конечно, положения оруденения относительно основных этапов магматизма, петрогеохимических особенностей и глубинности рудоносных расплавов, характера пространственной связи изверженных пород и руд.

В настоящее время в геологической литературе по Охотско-Чукотскому поясу в качестве рудоконтролирующих структур описаны преимущественно крупные гетерогенные вулканоструктуры, сложенные продуктами базальт-андезитового и кремнекислого вулканизма, формирование которых охватывало всю или почти всю историю вулканогеона.

Рядом исследователей были предприняты попытки более конкретной увязки золотого и серебряного оруденения с тем или иным типом вулканоструктур. Так, В.Ф. Белый [23] полагает, что рудоносными являются вулканические постройки, в которых развиты локальные структуры обрушения и оседания, сложенные самыми поздними вулканическими накоплениями и субвулканическими интрузиями преимущественно кислого состава. В таких структурах, по мнению этого автора, оруденение приурочено к зонам крупных разломов, ограничивающих или секущих структуру.

Р.Б. Умитбаев [182] пришел к выводу, что площадными рудоконтролирующими элементами этого региона являются сложные магматогенные поднятия и очаговые структуры. Среди последних им выделяются как структуры обрушения, так и купольные. При этом для внешних дуг вулканогенного пояса наиболее характерными признаны структуры обрушения, а для внутренних дуг, перивулканической зоны и магматогенных поднятий — купольные структуры.

Достаточно четкую позицию по вопросу золото-серебряной рудоносности вулкано-

структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса высказал Н.И. Котляр [98]. Им установлено, что вулканоструктуры с золото-серебряным оруденением представляют собой кольцевые интрузивно-эффузивные образования. Выделены три этапа формирования структур: ранний — извержение андезитов и их туфов, оседание фундамента, проявления контуров вулканопрогиба; поздний — развитие кислого вулканизма и кальдерообразования; заключительный — формирование внешней кольцевой зоны субвулканических интрузий кислого состава. Становление их сопровождалось образованием резургентных куполовидных поднятий, вмещающих рудные тела. Андезитовый вулканизм отличается высокой эксплозивностью, кристаллизация расплавов "осуществлялась в водонасыщенной обстановке при высокой активности натрия, благоприятной для отделения серебра от расплава во флюидную фазу" [98. С. 167].

Вопрос о петрохимических особенностях вулканоплутонического комплекса пород, ассоциирующего с золото-серебряной минерализацией, решается неоднозначно и имеет свою историю; можно проследить определенную эволюцию взглядов. Так, на примерах рудных полей Северной Америки, Карпат, Филиппин, Чукотки ряд исследователей [20, 150, 217] связывали золото-серебряную минерализацию третичных вулканитов с субвулканическими телами андезитового и трахиандезитового составов.

М.Б. Бородаевская и И.С. Рожков [34], рассматривая близповерхностную золото-серебряную минерализацию в структурах Тихоокеанского пояса, связывают ее с вулканогенными комплексами андезит-дацит-риолитового ряда и ассоциирующими с ними малыми телами монцититов, сиенитов, граносиенитов и гранитов.

Наблюдая приуроченность золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского пояса к определенному типу магматических образований, многие авторы подчеркивают его частую ассоциацию с экструзивными и субвулканическими телами повышенной калиевой щелочности, вплоть до резкого преобладания калиевой составляющей. Вместе с тем, как было показано в [127], калиевая щелочность рудовмещающих субвулканических пород во многих случаях, скорее всего, не является первичной, а может носить наложенный метасоматический характер.

Рассмотрим петрохимические особенности магматических пород изученной Неорчанской структуры. Гранитоиды Неорчанского поднятия эволюционировали от известковистых существенно натровых кварцевых диоритов до калинатровых субщелочных лейкогранитов. Химизм эффузивно-субвулканических комплексов Угрюминской и Колхидской структур соответствует нормальным риолитам и субщелочным риодацитам. Завершающие комплексы пород в обеих структурах близки и отвечают субщелочным риолитам—гранитам. Петрохимические характеристики пород покровов и субвулканических тел колеблются в широких пределах, что, вероятно, обусловлено значительной расслоенностью исходных кремнекислых расплавов. Тем не менее Неорчанскую структуру можно отнести к группе структур с калинатровым типом магматизма.

Приведенные выше данные по геохимии изверженных пород позволяют выделить три группы элементов по их роли в магматогенных процессах: преимущественно петрогенные (хром, никель, кобальт, рубидий), рудогенные (олово, молибден, свинец, цинк, серебро), а также летучие (мышьяк, бор, хлор). Последние равно значимы как для петро-, так и для рудогенеза. Геохимические черты изученных кремнекислых пород в отношении элементов первой группы характеризуются пониженными относительно кларков содержаниями хрома, кобальта, рубидия, повышенными содержаниями никеля и аномально высокими никель-кобальтовыми и калий-рубидиевыми отношениями. Эти свойства сближают породы Неорчанской структуры с кремнекислыми магматитами других структур Охотско-Чукотского пояса, для которых по изотопному составу первичного стронция предполагается генетическое родство с предшествующим базальт-андезитовым вулканизмом мантийного происхождения [174].

Как известно, данные о редких щелочных элементах и параметре K/Rb являются одними из важнейших и информативных при формационном анализе и геохимической типизации гранитоидных пород [166, 170]. Они позволяют различать атактектические

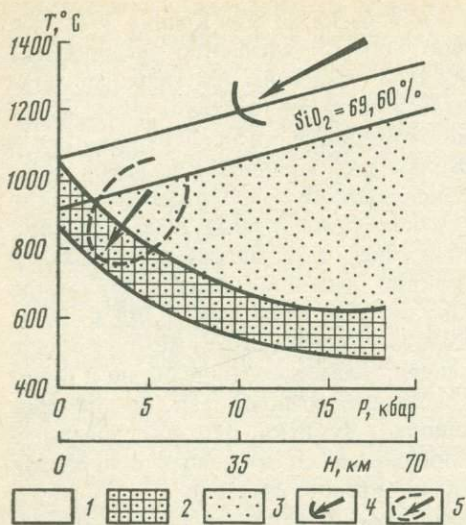


Рис. 7. Диаграмма P - T - X (H_2O) условий кристаллизации гранитоидных расплавов (по данным [71, 79])

1-3 — области кристаллизации расплавов: 1 — "сухого", 2 — насыщенного водой, 3 — ненасыщенного водой; 4-5 — ход кристаллизации кремнекислых расплавов Неорчанской вулканоструктуры (от ранних к поздним фазам)

гранитоиды, гранитоиды дифференциальных комплексов и граниты вулканоплутонической андезит-дацит-липаритовой формации [171]. По величине параметра $(K/Rb)\text{-Rb}$ изученные породы Неорчанской структуры значительно отличаются от гранитоидов палингенного происхождения и занимают промежуточное положение между гранитами толеитового, андезитового и латитового рядов "мантийных" гранитоидов [171] (рис. 7). Из анализа табл. 1, 2, 4, 5, 7, 8 следует, что

повышение кремнекислотности расплавов в ходе эволюции магматогенных систем сопровождается снижением величины K/Rb . В связи с исследованиями О.Д. Ставра [166], установившего для пород палингенного происхождения обратную зависимость между кремнекислотностью и калий-рубидиевым отношением, это обстоятельство может служить дополнительным признаком глубинности изученных пород.

Полученные геохимические данные и вытекающие из них выводы находятся в соответствии с современными представлениями о глубинной природе кремнекислых изверженных пород вулканоплутонических ассоциаций [218] и находят подтверждение в приведенных данных о температурном режиме их формирования. Установлено (см. табл. 10, 11), что разнофациальные кремнекислые породы сформированы в значительном температурном интервале (1200–760 °C). Начальные фазы магм, судя по включениям в первовыведениях плагиоклаза, были высокотемпературными и, по-видимому, сухими, безводными. Понижение температур происходило в ходе эволюционного развития расплавов и прямо связано с их обогащением водой (до 3–3,5%) в результате кристаллизационной дифференциации. Выявленные высокие температуры кристаллизации ранних минералов кремнекислых пород в соответствии с экспериментальными данными позволяют оценить давления интрателлурической кристаллизации расплавов в 10 кбар и более, что соответствует глубинам свыше 35 км. Это обстоятельство наряду с отмеченными петрогеохимическими чертами пород может указывать на то, что формирование исходных расплавов связано не с низкотемпературными палингенными очагами верхнего сиалического слоя земной коры [23, 24], а с более глубинными нижнекоровыми—мантийными и, вероятно, является результатом дифференциации исходных расплавов основного состава, в которых началась кристаллизация высокотемпературных интрателлурических вкрапленников.

Таким образом, формирование Неорчанской купольно-кольцевой структуры обусловлено развитием на первом этапе глубинных магматических очагов, сопровождающихся дифференциацией расплавов, а затем формированием периферических очагов, обеспечивших образование гипабиссальных, экструживно-субвулканических и эффузивных фаций кремнекислых пород на фоне интенсивной дегазации и флюидоотделения расплавов.

Оценка флюидного режима эволюционирующей магматической системы на основе изучения включений расплавов в минералах (см. табл. 11) свидетельствует о том, что во всех трех структурах неизменно повторяется смена ранних этапов становления высокотемпературных и сухих расплавов поздними этапами внедрения низкотемпера-

турных водонасыщенных магм. Гидротермальная деятельность и оруденение, проявленные на заключительных стадиях развития магматизма, обусловлены отделением растворов и металлов от водонасыщенных гипабиссальных фаций исходно сухих глубинных магм. Таким образом, водонасыщенность поздних фаций магматических систем, связанная с развитием расплавов в условиях периферических очагов, очевидно, служит своеобразной предпосылкой, способствующей проявлению потенциальной рудоносности изученных магматических комплексов.

Анализ вариаций содержаний рудогенных и летучих микроэлементов (см. табл. 8) свидетельствует о том, что во всех изученных породах содержания рудогенных элементов обнаруживают тенденцию к снижению вслед за понижением содержаний летучих. Вероятное объяснение этой закономерности можно дать на примере бора и олова, геохимия которых в вулканических породах изучена наиболее полно [9, 24]. В рассмотренных структурах бор и олово тесно связаны с золотом и серебром. Как показали результаты изучения особенностей распределения бора между вкрапленниками и основной массой эффузивных и субвулканических пород, этот элемент при кристаллизации вкрапленников накапливается в остаточных расплавах [9]. В частности, установлено, что в основной массе субвулканических пород находится 30–55%, а эффузивных — до 60% и более содержащегося в породе бора. Вместе с тем М.И. Розинов и Д.М. Колесников установили, что кристаллизация вулканических пород сопровождается одновременным накоплением в их основной массе значительных концентраций олова, а это создает возможности для перехода этих двух элементов в постмагматические гидротермы и их миграции за пределы очага при разгерметизации системы [139]. Отмеченные обстоятельства рассматриваются рядом исследователей в качестве признаков генетической связи руд с магматическими породами заключительной серии [172, 713].

Другим постоянным рудогенным элементом плутоногенной минерализации является молибден. Его поведение при эволюции кремнистых магм и сосуществующей с ним флюидной фазы обусловлено тем обстоятельством, что природные магмы в большинстве случаев насыщены или близки к насыщению в отношении молибдена. Исходя из этого молибден должен выделяться из гранитоидных расплавов в составе магматического флюида уже при незначительном снижении температуры или изменении других термодинамических параметров. Его удаление на значительные расстояния от источника маловероятно, что находит подтверждение в особенностях размещения оруденения в пределах Неорчанского поднятия и Угрюминской вулканоструктуры.

Серебро является ведущим компонентом изученных рудопроявлений, и его поведение в петрогенетическом процессе представляет наибольший интерес. При формировании гранитоидов Охотского комплекса, к которому принадлежат магматиты исследованной системы, серебро подвергается значительной дифференциации [116]. При этом происходит снижение его содержаний в породах более кремнекислого состава, что объяснялось тесными положительными связями серебра с железом, магнием, титаном, кальцием и алюминием и отрицательными — с кремнием и щелочами. Вместе с тем выявленная тенденция нарушается в лейкократовых гранитах заключительных фаз, где серебро имело положительную связь с калием и кремнием.

В изученных породах Неорчанской структуры серебро, как и другие рудные элементы, прежде всего положительно коррелируют с летучими, что, по-видимому, и обуславливает повышенную сереброносность флюидной составляющей эволюционирующих расплавов и связанных с ними гидротермальных проявлений.

Изложенные данные по особенностям развития Неорчанской купольно-кольцевой структуры, а также анализ опубликованных материалов по вопросам рудогенеза в сходных геологических ситуациях позволяют высказать вполне определенное мнение о взаимоотношениях золото-серебряного оруденения и магматизма в пределах вулканической зоны Охотско-Чаунской тектономагматической области.

Проблема связи процессов рудообразования с вулcano-плутонизмом издавна прив-

лекает внимание исследователей самого различного профиля. Решить ее пытались во многих регионах на примере разнообразных магматогенных месторождений с применением всего известного арсенала методов и способов их геологического изучения. Но применительно к золоту и серебру однозначного свидетельства генетической связи этих элементов с конкретными магматитами так и не установлено.

Исключением, по-видимому, является недавно вышедшая книга И.Н. Котляра [98], в которой на основе комплексного использования стратиграфических, петрографических и петрологических данных разработаны петролого-геохимические критерии оценки степени рудоносности вулканоструктур. Автором сделан вывод, что "сообщества магматических пород, метасоматических образований и руд, слагающих магматогенно-рудную систему, связаны пространственными, временными и парагенетическими отношениями" (с. 183).

В сущности, утверждается генетическая связь элементов, слагающих триаду магматиты—метасоматиты—руды. Ранее к аналогичному выводу пришел один из авторов настоящей работы [56], но на основе термобарогеохимического исследования золотого и серебряного оруденения Охотско-Чукотского пояса.

Как показали проведенные исследования, в локализации золото-серебряного оруденения определяющую роль играют структуры вулканического происхождения с компенсационными структурами обрушения и купольными поднятиями, вмещающими гипабиссальные и субвулканические интрузивы. Эти же вулcano-тектонические депрессии являются и гидроподводящими структурами, и областью разгрузки магматогенных гидротермальных растворов, и средой, вмещающей основное золото-серебряное оруденение. Следовательно, есть основания рассматривать вулcano-плутонические ассоциации, гидротермальные метасоматиты и оруденение в пределах конкретных вулканоструктур как причинно-обусловленные развитием периферического магматического очага, сопряженно-последовательные по времени образования и совмещенные в пространстве продукты деятельности магматогенно-гидротермальных рудообразующих систем. В геологической истории формирования этих систем можно выделить магматогенный и гидротермальный этапы их развития.

Формирование вулканогенных поясов обусловлено наличием непосредственно под ними периферических магматических очагов, связанных магмовыводящими каналами с поверхностью, что подтверждено геофизическими данными о строении земной коры под этими структурами [189]. Развитие периферических магматических очагов обуславливает формирование вулканоструктур, поверхностным выражением которых являются образования сложных, часто кольцевых известково-щелочных эффузивно-интрузивных комплексов, контролирующих золото-серебряное оруденение. Историю развития вулканоструктур можно разделить на вулканический и плутонический этапы. Вулканический отвечает периоду формирования структур оседания и кальдерных комплексов, плутонический — периоду формирования гранитоидных магм в краевых или же во внутренних частях депрессий и проявления инверсий кальдер. По-видимому, глубинная базальтовая магма в сиалической зоне трансформируется в водосодержащую андезитовую и далее в более кислую. При субликвидусных температурах андезитовый расплав в обстановке высокого окислительного потенциала и при натровом характере флюида обогащается серебром, хлором и натрием. По мере остывания расплава, снижения окисленности и повышения кислотности флюидная фаза экстрагирует из него золото и натрий. Производными этих магм являются плутонические образования диорит-гранодиоритового ряда [98].

Выплавление из пород земной коры гранитоидных магм происходит под действием обогащенного хлором, серебром и золотом субстрата, отделяющегося от андезитовых расплавов. Эволюция этих магм в периферических очагах осуществляется в геодинамической обстановке, при которой флюид остается в системе, являясь источником золото-серебряных гидротерм [98].

Таким образом, предпосылками для формирования комплексного золото-серебряного оруденения является вулcano-плутонизм, проявляющийся на стадии эволюции

андезитовых магм, и благоприятная геодинамическая обстановка, препятствующая дегазации кислых расплавов в периферических очагах [64].

Разработанная И.Н. Котляром [98] схема магматогенного этапа развития золото-серебряных вулканоструктур обоснована не только наблюдениями над природными объектами, но и обширным петрологическим, петрохимическим, геохимическим материалом. В общем виде она развивает предложенную Д.С. Коржинским и несколько видоизмененную А.А. Маракушевым метаматматическую гипотезу формирования известково-щелочной серии пород, хотя их появление в земной коре и направленность дифференциации остаются все еще неясными.

Гидротермальная деятельность в пределах вулканогенных поясов, отдельных вулканических полей и вулканоструктур проявлена практически повсеместно, сопровождая и завершая каждый из магматических этапов. Наглядным выражением ее является широкое развитие ранней региональной пропилитизации горных пород практически любого состава. В пределах рудоносных структур на ранние пропилиты четко наложены продукты процессов регрессивного околорудного гидротермального метаморфизма. При этом регрессивный характер метаморфизма отчетливо прослеживается как в плане по направлению от внутренних к внешним зонам относительно рудных тел, так и по вертикали, затухая с глубиной.

Как показали исследования в пределах современных геотермальных систем [114], региональная пропилитизация осуществляется преимущественно слабокислыми растворами, насыщенными CO_2 и H_2S в широком интервале температур — от 300 до 100 °С. Пропилиты формируются на гипабиссальном уровне. По времени образования они соответствуют заключительному этапу формирования вулканоструктур и парагенетически (а возможно, и генетически) связаны со становлением гранитоидных комплексов.

Образование околорудных метасоматитов происходит вследствие прежде всего направленного изменения кислотности—щелочности гидротермальных растворов, проявляющейся в последовательной смене фаций метасоматитов. Кислотность же исходных растворов всецело зависит от состава и качества отделяющихся летучих и температуры расплавов при их дифференциации в периферических очагах. Это хорошо видно из анализа данных по термальному режиму районов с современной активной вулканической деятельностью. Так, по данным Л.А. Башариной [20], ультракислый характер растворов ранней высокотемпературной (500—800 °С) стадии образования конденсатов обусловлен обогащением их кислыми газами: HCl , HF , H_2S . Остывание растворов приводит к быстрому увеличению содержаний CO_2 , уменьшению отношения хлора к сере и увеличению — хлора к фтору.

Таким образом, прослеживается отчетливая связь между основными физико-химическими параметрами, определяющими состояние магматогенно-гидротермальных систем: температурой магматических расплавов, составом их эманаций и кислотностью—щелочностью формирующихся конденсатов. Последующее изменение кислотности—щелочности гидротермальных растворов и фациального разнообразия метасоматитов зависит прежде всего от исходного состава вмещающих пород. Для рудных полей с преимущественным развитием кислых пород характерны гидротермальные аргиллиты в надрудной зоне; гидротермальные кварциты с глинистыми минералами и адуляризованные карбонат-хлоритовые пропилиты — на более глубоких горизонтах. Для месторождений, приуроченных к породам среднего—основного состава околорудный метасоматоз выражается преимущественно в образовании низкотемпературных адуляр-карбонат-эпидотовых пропилитов и гидротермальных кварцитов.

Практически одновременно с околорудным метасоматозом происходит рудообразование. При этом необходимо отметить, что золото-серебряная минерализация наиболее интенсивно проявлена в тех вулканоструктурах, которые сложены продуктами известково-щелочного магматизма, причем золото отделяется на поздних этапах эволюции расплавов. Об этом свидетельствуют данные изучения корреляционных связей глав-

нейших петрогенных (Cr, Ni, Co, Rb), летучих (As, B, Cl) и рудогенных (Sn, Mo, Pb, Zn, Ag) элементов в системе расплав—флюид—гидротермальный раствор.

Анализируя процессы рудообразования в вулканогенных областях необходимо иметь в виду, что эрозионный уровень современных месторождений отвечает области разгрузки гидротермальных систем, глубина проявления которой в палеоусловиях была неодинакова для различных вулканоструктур и зависела от конкретной геологической обстановки.

Многочисленные экспериментальные и расчетные данные свидетельствуют о том, что в областях разгрузки гидротермальных систем рудоотложение протекает в нейтральной—слабощелочной обстановке. Это же подтверждается и наблюдениями над процессами рудообразования в областях современной тектономагматической активности. По мнению С.И. Набоко [115], близнейтральные растворы формируются в результате выделения из подкоровых магм щелочнометалльного хлоридного флюида, дальнейшая эволюция которого вызывается процессами вскипания и дегазации, смешения с циркулирующими и грунтовыми водами, окисления за счет атмосферного кислорода.

Вопрос об источниках золота и серебра для месторождений вулканогенных поясов решается с большей определенностью, чем для каких-либо иных регионов. Практически все серебро и золото вулканогенных районов несомненно имеет магматогенную (вулканогенную) природу. Однако если большая часть серебра явно мантийного происхождения и связан с первичными базальтоидными расплавами [99], то о золоте этого пока сказать нельзя. Не исключено, что преобладающая часть золота, по-видимому, ассимилирована в ходе переплавления вмещающих пород при формировании периферических очагов. Об этом свидетельствует обогащенность серебром первичных базальтоидных пород и увеличение относительной роли золота в фациях пород, возникших в ходе дифференциации расплава при развитии периферического магматического очага в период, непосредственно предшествующий отделению рудоносных гидротерм.

Вынос серебра и, вероятно, части золота из подкоровых (мантийных) глубин можно попытаться объяснить, опираясь на представления Д.С. Коржинского [93] об инфильтрационных сквозьмагматических растворах. Если в глубинных условиях при высоких температурах и давлениях эти растворы представляют собой неясной структуры и состава рассеянный в расплаве флюид, то на уровне вскипания магм, которое в зависимости от конкретных условий, вероятно, может осуществляться на различных глубинах, происходит его превращение в надкритические водные растворы, т.е. гидротермы, образующие инфильтрационный поток, обогащающийся рудными компонентами по мере отделения от силикатного расплава.

Однако сквозьмагматические водные растворы еще не определяют гидротермальную систему, хотя и являются ее необходимым и важным компонентом. Помимо сквозьмагматических растворов, гидротермы вулканогенных областей содержат, и в значительно больших количествах, растворы, возникшие на стадии дифференциации и кристаллизации расплавов периферических магматических очагов, а также нисходящие, глубоко проникающие поверхностные воды. Глубина проявления последних, по-видимому, в силу естественных причин ограничивается тепловым фронтом расплавов периферического очага. Вообще надо отметить, что глубина зарождения гидротермальной системы на площадях развития вулканоструктур не может быть больше глубины размещения купола периферического магматического очага.

О масштабах отделения воды на различных этапах эволюции периферического магматического очага могут свидетельствовать результаты изучения расплавных включений в минералах вулcano-плутонической ассоциации пород Неорчанской вулканоструктуры [61, 62]. В расплавных включениях в кварце и плагиоклазе из пород ранних высокотемпературных фаз кристаллизации магм (риолиты, риодациты) вода не установлена. Существенное обогащение расплавов водой (до 3,5 мас.%) происходит лишь к моменту кристаллизации поздних относительно низкотемпературных фаз расплавов (субщелочные граниты—лейкограниты и гранит-порфиры). Следовательно, появление

Т а б л и ц а 12. Результаты определения абсолютного возраста горных пород и руд золото-серебряносной вулканоструктуры

Порода, минерал	Этап формирования	Отношение Ag^{40}/K^{40}	Возраст, млн лет
Андезит	Дорудный	0,00504	83
Андезит	"	0,00501	83
Липарит	"	0,00482	83
Адуляр	Рудный	0,00370	65
Базальт	Послерудный	0,00331	55
Андезито-базальт	"	0,00327	56
Андезито-базальт	"	0,00352	52

П р и м е ч а н и е. Определение выполнено в СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитик А.Д. Люськин.

гидротерм в системе в основном происходит в период кристаллизации поздних фаз расплавов магматических очагов и в количествах, достаточных для ее длительного функционирования.

Оценивая возможность и степень ассимиляции расплавами металлических компонентов, в том числе и золота, при взаимодействии с вмещающими породами в условиях гипабиссальных магматических фаций глубинности небезынтересно остановиться на результатах расчетов, выполненных В.И. Шараповым и В.С. Голубевым при решении задачи динамики плавления вмещающих пород при кондуктивном массообмене. По их данным, процессы ассимиляции вмещающих пород внедренными магмами путем плавления, а тем более растворения, весьма ограничены и не превышают несколько десятков метров даже при времени воздействия магмы в течение 30 тыс. лет.

Незначительны масштабы выноса золота и серебра из вмещающих пород и при воздействии на них гидротермальных растворов. Так, в работах С.И. Набоко [115, С. 189] отмечается, что золото-серебряное отношение в рудах "отчасти унаследует от гидротерм и близко к такому в конденсатах магматического газа". В противном случае это отношение не выдерживалось бы.

Из приведенных расчетных и установленных на природных объектах данных, казалось бы, можно сделать вывод, что роль золота и серебра магматогенного происхождения по сравнению с ассимиляционным является ведущей. Однако в приложении к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу следует учесть такой немаловажный фактор, как обогащенность золотом терригенных пород фундамента, нередко превышающую кларк литосферы в 100 и более раз [94].

Несложный расчет показывает, что сравнительно небольшое интрузивное тело диаметром 2 км при переработке 100 м толщи вмещающих пород, содержащих 100 мг/т золота, может ассимилировать около 350 т металла. Этого вполне достаточно для того, чтобы происхождение большей части золота, связанного с развитием периферических магматических очагов (судя по масштабам выноса и размерам месторождений), можно было считать ассимиляционным.

В регионах с низкими содержаниями золота в породах фундамента вулканогенных поясов механизм его накопления может иметь мантийную природу.

Гидротермальные процессы завершают и сопровождают магматическую деятельность на всех этапах ее развития. О сопряженности магматической деятельности и гидротермального рудообразования в пределах конкретных вулканоструктур могут свидетельствовать данные определения абсолютного возраста вмещающих пород и руд (табл. 12).

Приведенная в таблице информация характеризует золото-сульфоантимонитовое месторождение золото-серебряной формации, где основное рудоотложение завершает ранний этап магматизма. Это видно из сопоставления значений абсолютного возраста пород. Для большинства вулканоструктур раннему магматическому этапу отвечает сурьмяно-ртутное с серебром и небольшим количеством золота и серебро-золотое оруденение; позднему — золото-серебряное с молибденом, вольфрамом, оловом;

золото-редкометалльное и золото-серебро-полиметаллическое. Продукты выявленных этапов рудообразования образуют как самостоятельные месторождения, формирования которых происходит в режиме понижения температур и давлений минералообразования, концентраций растворов от ранних стадий к поздним, так и сложные, пространственно совмещенные двухэтапные месторождения с четко выраженной инверсией термодинамических параметров минералообразования и специфической, так называемой ксенотермальной минерализацией [68].

Исходя из изложенного можно сделать вывод, что рудообразующие процессы, по крайней мере для золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов, обнаруживают устойчивые генетические связи с вулканоплутоническими процессами в ходе развития магматогенно-гидротермальных систем. При этом устанавливается зависимость оруденения от исходного состава глубинных магм и связь его не с конкретным петрохимическим типом пород (гранитоиды, липариты, дациты и т.д.) или их фациальной разновидностью (гипабиссальные и субвулканические интрузивы, вулканиты), а в целом с эволюцией магматизма в структурах.

ПЕРИВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ОБЛАСТИ

Перивулканическая зона выделена Р.Б. Умитбаевым, А.А. Сидоровым и др. [184, 185]. Она развилась на гетерогенном фундаменте, сложенном складчатыми и складчатоглыбовыми фрагментами структур мезозойд: геосинклинальных зон, срединных массивов, их погруженных блоков. В качестве главных структурных элементов зоны Р.Б. Умитбаев выделяет крупные сводово-глыбовые образования — мегасводы, локализованные вдоль края вулканогенного пояса. Мегасводы являются резко дискордантными относительно комплексов мезозид, характеризуются близкими чертами строения и металлогенической зональности. Центральные их части представляют собой ядра позднеорогенной гранитизации, зафиксированные выходами гранитоидов повышенной известковистости в пределах купольных структур. Положение этих куполов совпадает с гравитационными минимумами в пределах мегасводов.

Золотое оруденение в мегасводах представлено в основном плутоногенной разномациональной минерализацией золото-мышьяк-сурьмяного, золото-медно-молибденового, золото-редкометалльного и золото-кварцевого типов. В зонах зеленосланцевого метаморфизма имеются признаки золотого оруденения метаморфогенного типа.

Наиболее полно вопросы геологии и условий формирования золотого оруденения изучены в пределах Центрально-Чукотского (рудно-магматический узел 1), Западно-Чукотского (рудно-магматический узел 2) и Верхне-Колымского (рудно-магматический узел 3) мегасводов.

Геологические и минералого-геохимические особенности рудоносных структур

Изученные рудно-магматические узлы и вмещающие их мегасводы характеризуют различные отрезки перивулканической зоны. Обладая в целом близкими чертами строения, эти структуры вместе с тем отличаются рядом геологических особенностей, тектономагматическим режимом развития, металлогеническим обликом, характером постагматической гидротермальной деятельности.

Рудно-магматический узел 1 приурочен к Центрально-Чукотскому мегасводу, располагаясь в зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса со складчатыми структурами мезозойд Чукотской многоосинклинали. Приведенные нами структурно-геологические и минералого-геохимические данные по рудному узлу изложены с использованием материалов исследований И.С. Розенблюма, В.П. Павлова, С.А. Григорова, В.А. Пахомова, М.С. Сахаровой, О.В. Бабайцева, Н.Е. Саввы и др. (рис. 8).

Структура узла представляет собой купольное образование, сложенное складчатыми толщами верхнего триаса. В их составе преобладают алевролиты и сланцы. Стратифицированные образования вмещают дайковый комплекс, приуроченный к зонам смятия и трещиноватости осадочных пород. Геофизическими методами в пределах

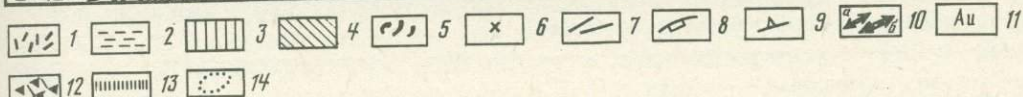
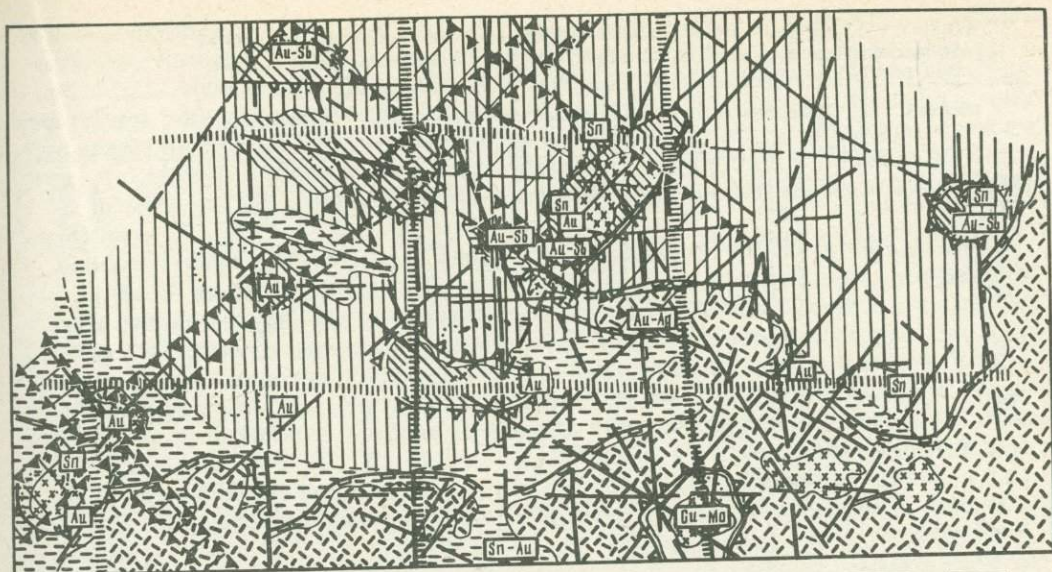


Рис. 8. Схема строения и рудоносности района рудно-магматического узла Центрально-Чукотского мегасвода [149]

1 — вулканогенные образования ОЧВП; 2–4 — геосинклинально-складчатые толщи Чукотских мезозойд; 2 — норийские, 3 — карнийские, 4 — среднетриасовые; 5 — дайковые образования, 6 — гранитные интрузивы; 7 — разломы; 8–9 — ограничения вулканоструктур: 8 — отрицательных, 9 — положительных; 10 — оси складчатых структур (а — положительных, б — отрицательных); 11 — рудопоявления; 12–14 — элементы глубинного строения района по геофизическим данным: 12 — наклонные зоны раздела мегаблоков, испытывавших смещения, 13 — глубинные границы блоков, не испытывавших смещения, 14 — магнитные аномалии

структуры фиксируется интрузивное тело предположительно гранитного состава, находящееся на глубине около 600 м от поверхности. Морфология интрузива определяется крутым падением западного и пологим — восточного контактов.

Рудные тела структурно связаны с дайковыми интрузиями кислого, реже среднего состава. Они представлены протяженными и довольно мощными минерализованными зонами дробления и смятия преимущественно в осадочных породах с рассеянной или локализованной рудной минерализацией. Для рудных зон типично кулисообразное строение, значительные колебания параметров по простиранию и падению, сложная морфология контактов. Структурообразующее тело нескрытых гранитоидов в известной мере проявлено на поверхности в виде отмеченных выше дайковых тел. Дайковый комплекс узла находится в комагматических соотношениях с гранитоидными массивами и вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [47]. В тектоническом отношении нескрытое тело гранитоидов, дайки и малые тела сложной формы локализованы в региональной Ичувеев-Паляваамской зоне разломов, выделенной по комплексу геолого-геофизических данных. Дайковые образования представлены пироксен-биотитовыми лампрофирами, гранит- и гранодиорит-порфирами. В меньшей степени развиты андезиты-базальты, базальты, порфиры и их трахитоидные разновидности. Породы характеризуются последовательностью формирования от ранних основных разностей к поздним более кислым и связаны парагенетическими соотношениями.

Наиболее ранние дайки представлены оливин- и пироксенсодержащими минеттами и кварц-ортоклазовыми порфиритами, поздние — кварцевыми порфирами и пироксенсодержащими фельзитами, гранит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами и щелочными граносиенитами. Характерны сложные дайки одно-

Т а б л и ц а 13. Средние химические составы изверженных и осадочных пород рудно-магматического узла Центрально-Чукотского мегасвода, мас.%

Окисел	Лампрофиды	Терригенные породы	Контамированные порфиры	Сиенит-порфиры	Гранит-порфиры
SiO ₂	53,16	60,19	63,05	64,18	69,36
TiO ₂	0,88	1,11	0,46	0,53	0,23
Al ₂ O ₃	14,10	19,16	16,05	17,99	15,12
Fe ₂ O ₃	1,31	7,09	5,53	2,61	2,25
FeO	5,22	Не обн.	1,71	1,09	0,27
MnO	0,12	0,71	0,17	0,06	0,05
MgO	6,49	0,24	1,08	1,22	0,81
CaO	4,07	0,54	0,52	2,19	1,45
Na ₂ O	2,70	3,29	0,22	2,75	2,56
K ₂ O	3,88	0,23	3,66	5,55	4,53
P ₂ O ₅	0,36	Не обн.	0,21	0,23	0,11
ППП	Не обн.	"	7,13	1,35	4,60
H ₂ O	"	"	0,12	0,15	0,15
Количество анализов	3	42	8	6	10

П р и м е ч а н и е. Анализы приведены по [14].

и двухкратного внедрения, отражающие как прерывистое развитие (формирование купольной структуры), так и процессы внутрикамерной дифференциации силикатного расплава в ее ядре.

Локализация сиенит- и граносиенит-порфиров преимущественно в эндоконтактах даек, их прерывистое развитие и постепенные петрохимические переходы к гранит-порфирам позволяют предположить их образование в результате локального увеличения щелочности кристаллизующегося гранитоидного расплава в дайковых камерах. В этих условиях расширяются поля кристаллизации темноцветных и К-содержащих минералов (биотита, калинатового полевого шпата), возрастает основность плагиоклаза, уменьшается количество кварца, появляются "экзотические" минералы (пироксен, сфен, амфибол). Понижается соответственно кремнекислотность и повышается содержание щелочей, кальция, магния, алюминия и титана. Увеличение щелочности свидетельствует, по-видимому, о возрастании фугитивности кислорода, что возможно при быстро протекающих окислительно-восстановительных процессах [14].

Петрографические исследования показывают, что наиболее интенсивно щелочность увеличивается в зонах, насыщенных ксенолитами боковых пород. Здесь в магматитах, имеющих облик "гибридных порфиров" с непостоянными структурами, наблюдаются резкие количественные вариации породообразующих минералов, возрастает в целом содержание К-минералов (биотита и ортоклаза). Вмещающие терригенные породы в узких приконтактных оторочках интенсивно биотитизированы и содержат порфиробласты высокоупорядоченного ортоклаза ($\Delta\rho = 0,72 \div 1,00$) и кварца. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о процессах массообмена на фазовой границе расплав—вмещающая среда, являющегося одной из возможных причин возрастания К-щелочности расплава. С этим же связана и резко выраженная петрохимическая неоднородность гибридных пород (низкие содержания кальция и натрия, пересыщенность глиноземом и калием). Вариации содержаний петрогенных окислов по профилю порфир—вмещающая порода (табл. 13) связаны, вероятно, как с диффузионным характером массообмена (линейное изменение концентраций кремния, алюминия, кальция, титана, железа), так и с инфильтрационным (максимумы содержаний магния, калия и минимумы — натрия в породах эндоконтактов). Выявленные особенности контактоизмененных пород позволяют предположить, во-первых, участие флюидов при взаимодействии расплава с вмещающей средой, во-вторых, щелочной

характер флюида, а также его активную роль в механизме внутрикамерной дифференциации расплава.

В дайках двухкратного внедрения отчетливо устанавливаются фазовые соотношения между ранними лампрофирами, с одной стороны, и поздними гранит- и сиенит-порфирами — с другой. Вместе с тем породы обнаруживают петрохимические переходы, имея "сквозной" минеральный парагенезис кварц-ортоклаз-плагиоклаз-биотит и характеризуюсь однотипными свойствами ряда породообразующих и аксессуарных минералов.

Количественные соотношения минералов "основного" парагенезиса определяют появление в лампрофировых дайках своеобразных меланократовых "порфириров" с вкрапленниками (до 10–15%) биотита, кварца и ортоклаза. Кварц в этих породах встречается преимущественно в "закаленном" эндоконтакте, количество ортоклаза возрастает на границе с порфирами и в центральных участках даек, что свидетельствует, по-видимому, о его внутрикамерной кристаллизации. Близость оптических свойств минералов-вкрапленников поздней ассоциации в гранит-порфирах и минералов основной массы в лампрофирах, а также отсутствие фаций закалки на контакте этих пород указывают на близкое во времени внедрение и сопоставимый химический состав гранитоидного и лампрофирового расплава в момент кристаллизации даек в трещинных полостях.

В.А. Пахомов (1985 г.), детально изучивший характер развития магматизма в пределах Центрально-Чукотского мегасвода и роль магматических процессов в гидротермальном минералообразовании, показал, что в рудно-магматическом узле 1 можно выделить две серии магматических пород. Первая серия — гранодиорит-гранитная — является производной периферических очагов кислой магмы; вторая — андезит-трахибазальтовая — производной очагов базитовой магмы. По данным В.А. Пахомова, эти группы пород обладают признаками, указывающими на сходство путей дифференциации расплава и фракционирования отделяющихся при этом летучих компонентов. Генетическое родство выделенных серий пород подчеркивают их петрохимические свойства, указывая на последовательную дифференциацию магматических расплава. Накопление рудных элементов отчетливо фиксируется в поздних дифференциатах расплава.

Заслуживают внимания данные В.П. Василенко (1977 г.), показавшего, что распределение даек различного состава в пределах рассматриваемого рудно-магматического узла подчиняется элементам строения купольной структуры.

Таким образом, имеющиеся сведения показывают, что развитие магматизма и формирование купольной структуры в пределах узла являются процессами взаимосвязанными как в пространстве, так и во времени.

Золотая и в меньшей мере серебряная минерализация интрузивно-купольной структуры рудно-магматического узла 1, по данным А.А. Сидорова, С.А. Григорова, В.А. Пахомова, локализована в зонах брекчирования, прожилкования, отдельных жилах и жилкообразных метасоматических залежах. Проявление сформировано в два этапа. Первый этап характеризуется редкометалльной касситерит-вольфрамит-шеелит-висмутин-арсенипирит-кварцевой с золотом ассоциацией. Второй, золото-мышьяк-сурьмяный этап включает несколько стадий минералообразования: сульфидно-вкрапленную в терригенных породах, а также жильную арсенипирит-кварцевую, полисульфидно-карбонатно-кварцевую, золото-мышьяк-каолинит-кварцевую и антимонит-кварцевую. Для центральной надинтрузивной части месторождения в целом характерна редкометалльная минерализация, для флангов — послепродуктивная антимонит-кварцевая. Продуктивные ассоциации (главным образом полисульфидно-карбонатно-кварцевая) развиты преимущественно в переходной зоне, но наблюдаются отдельные участки с совмещенной минерализацией и на флангах месторождения.

Руды месторождения содержат до 50 минералов. Главные представлены пиритом, арсенипиритом, галенитом, сфалеритом, антимонитом и кварцем. Остальные минералы содержатся в подчиненном количестве или относятся к сравнительно редким. Само-

родное золото (Au — 88,64—92,25%, Ag — 9,08—7,39%) ассоциирует преимущественно с арсенопиритом, антимонитом, галенитом и другими сульфидами. Электрум (Au — 59,84—81,96%, Ag — 37,45—38,12%) развит в кварцевых жилах совместно с сульфоантимонитами, галенитом [152]. Общей особенностью вкраплений золота и серебра является их тонкодисперсный характер и тесная связь с сульфидами. М.С. Сахаровой с сотрудниками (1982 г.) показано, что тонкие и ультратонкие ($n=10\mu$ мкм) выделения золота, являющиеся преобладающими, развиты по трещинам катаклаза и выщелачивания в арсенопирите. Они обуславливают высокую золотоносность этого минерала.

Таким образом, особенности оруденения со всей очевидностью свидетельствуют о его сложной природе. Наличие редкометалльной минерализации, существенно золотой характер руд при резко подчиненной роли серебра, развитие разнообразных сульфосолей и самородного мышьяка указывают на плутоногенную природу оруденения. В то же время на месторождении проявлены признаки, указывающие на его вулканогенно-плутоногенный характер (мелкозернистость руд, элементы ритмической зональности, развитие электрума, широкое распространение взрывчатых брикетов).

Рудно-магматический узел 2. Этот узел располагается в пределах Западно-Чукотского мегасвода. Его геотектоническое положение определяется приуроченностью к области сочленения Алазейско-Олойской эвгеосинклинали и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 9). По данным М.Е. Городинского и В.В. Гулевича [209], территория рудно-магматического узла характеризуется складчато-глыбовым строением и широким проявлением эффузивного и интрузивного магматизма. Стратифицированные образования представлены терригенной толщей алевролитов, песчаников, гравелитов, содержащих продукты двух вулканических этапов. Ранний этап — кислые эффузивы; поздний — вулканы среднего и основного состава. Магматические комплексы, как правило, центрального типа, многофазные, сложены поверхностно-вулканическими, субвулканическими и гипабиссальными интрузивными разновидностями пород.

Вулканические покровы позднего этапа распространены в северо-восточной части рудно-магматического узла; это андезиты, андезито-дациты, дациты и их пирокластические разновидности.

Интрузивы района по составу разделены на две группы. Первую группу составляют породы щелочного и субщелочного ряда, которые, в частности, слагают монцонитовый массив. Вторую — гранитоидные, также слагающие интрузивный массив и связанные с ними дайки. В обоих типах пород содержание натрия в 1,5—2 раза преобладает над калием.

Возраст интрузивных образований рудно-магматического узла не однозначен. Гранодиорит-порфиры и габбро характеризуются раннемеловым возрастом (137—120 млн лет)*. Монцонитовый массив, тела диорит-порфиров и трахиандезитов сформированы на границе нижнего и верхнего мела (108—96 млн лет). Возраст отдельных даек кварцевых порфиров палеоген-эоценовый (61—33 млн лет).

С дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых альбитофиров пространственно связаны зоны золотоносности. Вмещающие терригенные и магматические породы интенсивно калишпатизированы, альбитизированы, окварцованы и серицитизированы. Широко развиты взрывчатые (эруптивные) брекчии.

В составе руд выделены кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-тетраэдритовая, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая и кварц-гематитовая ассоциации. В.С. Шаповаловым [199] в качестве наиболее ранней выделяется также калишпат-кварцевая с магнетитом.

Как видно из изложенного, описанное проявление также характеризуется сложно-формационным оруденением, несущим признаки родства как с плутоническими, так и с вулканическими магматическими очагами.

Рудно-магматический узел 3. Этот узел золотоносности располагается в пределах Верхне-Колымского мегасвода и представляет собой интрузивно-купольную структуру,

* Анализ выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР. Данные А.А. Сидорова и Б.Н. Шавкунова (1969 г.).

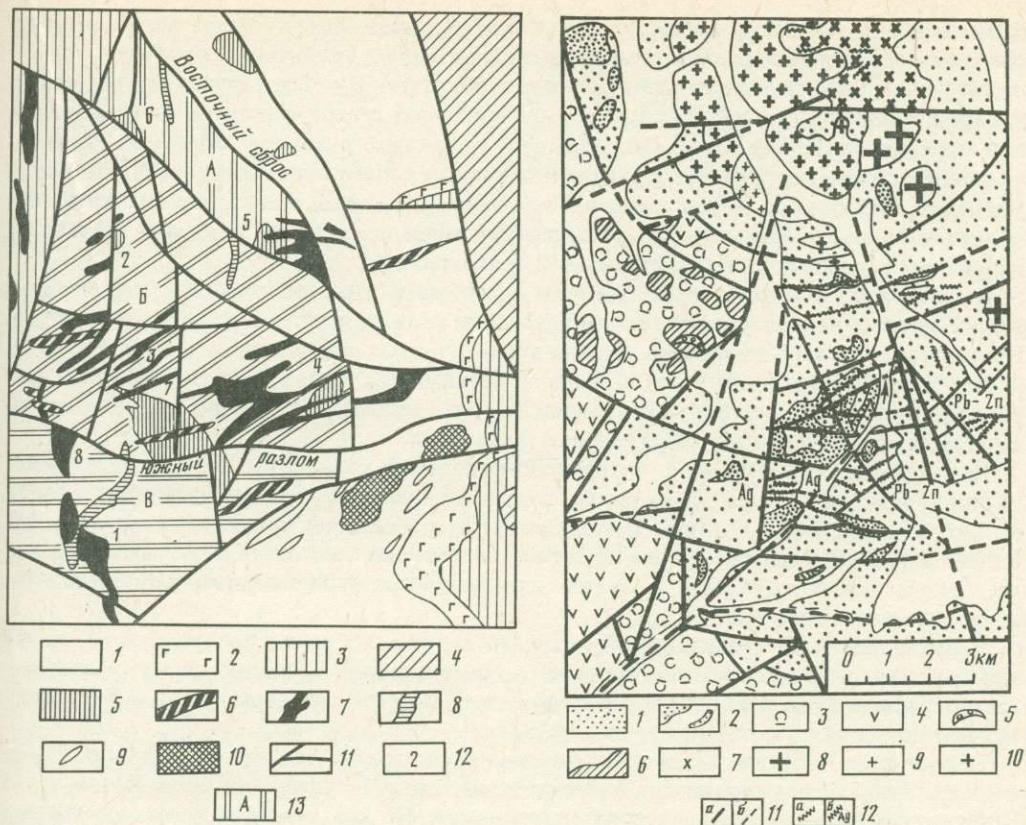


Рис. 9. Схема геологического строения района рудно-магматического узла 2 Западно-Чукотского мегасвода (по А.С. Скалацкому, 1960 г.)

1 — верхнеюрские терригенные толщи; 2 — нижнемеловые оливиновые трахибазальты; 3 — нижнемеловые терригенные отложения; 4 — верхнемеловые молассовые отложения; 5-10 — интрузивные образования: 5 — габбро, габбро-сиениты, сиенит-диориты, граносиениты, 6 — диоритовые порфиристы, 7 — гранодиорит-порфиры, 8 — кварцевые альбитофиры, 9 — трахиандезиты, 10 — кварцевые диориты; 11 — главнейшие разломы; 12 — номера участков развития рудных тел; 13 — крупные тектонические блоки: А — Северный, Б — Центральный, В — Южный

Рис. 10. Схема строения и металлогения южной части Сентябрьской интрузивно-купольной структуры (по А.В. Альшевскому, Р.Б. Умитбаеву, 1979 г.)

1,2 — основание ОЧВП: 1 — осадочный комплекс, 2 — силлы; 3-5 — вулканогенные свиты ОЧВП: 3 — хольчанская, 4 — улынская, 5 — горизонты межформационных конгломератов; 6 — субвулканические образования; 7-10 — гранитоиды интрузивного ядра вулканоструктуры: 7 — габбро-диориты I фазы, 8 — адамеллит-порфиры II фазы, 9 — микрограниты, 10 — лейкогранит-порфиры III фазы магматизма; 11 — разломы (а — наблюдаемые, б — предполагаемые); 12 — кварцевые жилы (а — в коренном залегании, б — оруденелые)

приуроченную к зоне сочленения покровных вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса и складчатых структур мезозоид. Такое положение рудно-магматического узла обусловило близость многих его структурно-геологических и минералого-геохимических черт, с одной стороны, рудоносным вулканоструктурам Охотско-Чукотского пояса, с другой — очаговым структурам мезозоид.

Геология и полезные ископаемые района Сентябрьской вулканоструктуры изучены В.И. Афанасьевым (1962), И.Н. Малиновским, Н.И. Мельниковой (1973), В.А. Земляникиным, Ю.В. Ивановым (1975), Р.Б. Умитбаевым [182] и авторами. Региональное положение структуры в перивулканической зоне, особенности ее строения и металлогении рассмотрены в работах Р.Б. Умитбаева [182]. Купольно-кольцевая структура приурочена к блоку пород фундамента вулканогена, выведенному на поверхность между двумя вулканопрогибами (рис. 10). Фундамент сложен слабодислоцирован-

ными осадочными толщами пермо-триасового возраста. Характерным элементом терригенных образований являются многочисленные sillы диоритовых порфиров предположительно позднеюрского—раннемелового возраста. Вулканоструктура приурочена к пересечению зон глубинных разломов субширотной северо-восточной и северо-западной ориентировки. Разломы Сентябрьской вулканоструктуры образуют радиально-концентрическую сеть, центр которой совпадает с Небуханджинским гранитоидным массивом. Вулканоструктура имеет изометричные очертания и состоит из центрального поднятия (ядра) и обрамляющих его крыльев, связанных единой системой разрывных нарушений радиальной и концентрической ориентировки.

В ядре вулканоструктуры обнажены интенсивно ороговикованные терригенные толщи, прорванные Небуханджинским и другими гипабиссальными телами гранитоидов. По направлению к ее периферии степень метаморфизма пород затухает. Вместе с тем в ряде удаленных от интрузивного ядра тектонических блоков отмечены локальные участки контактово-метаморфизованных пород, свидетельствующие о неглубоком залегании кровли структурообразующего интрузива.

На крыльях Сентябрьской интрузивно-купольной структуры терригенные слабо-дислоцированные толщи перекрыты вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса, низы которых представлены нижнемеловой вулканогенной молассой. Выше по разрезу распространены ниже-верхнемеловые вулканы основного и среднего, затем кислого состава, а также кремнекислые субвулканические образования верхнего мела—палеогена.

Небуханджинский гранитоидный интрузив сложен габбро, габбро-диоритами, контактированными адамеллит-порфирами, миароловыми лейкогранит-порфирами и микрогранитами, представляющими самостоятельные интрузивные фазы. Абсолютный возраст пород интрузива 69—83 млн лет [87].

Ранняя фаза Небуханджинского интрузива представлена гранитоидами габброидного состава. Габбро двупироксеновые, биотитсодержащие, с различной крупностью зерна. Породы плотные, темные с зеленоватым оттенком. На ряде участков по мере приближения к контактам интрузива габбро постепенно сменяется диоритами. Контакты габбро с вмещающими ороговикованными терригенными породами интрузивные, весьма извилистые. Габброиды содержат многочисленные ксенолиты вмещающих осадочных пород, в том числе и образования флористически охарактеризованной нижнемеловой вулканогенной молассы. Для габбро характерны офитовая и пойкилоофитовая структуры. Породы сложены основным плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, в незначительных количествах отмечены биотит, кварц и калишпат. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

Адамеллит-порфиры II фазы — породы зеленовато-серого цвета. Порфирированное строение породы подчеркивается крупными вкрапленниками полевых шпатов (до 3—4 см, чаще всего 1,0—1,5 см) и кварца (до 0,5 см, чаще 3,0—3,5 мм). Для них характерно присутствие многочисленных в различной степени ассимилированных обломков вмещающих терригенных пород, обуславливающих их контаминированный облик.

По составу темноцветных минералов гранитоиды II фазы биотит-амфиболовые. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом. Породы II фазы в пределах основного массива развиты незначительно. Они также образуют несколько мелких штоков-сателлитов на южном обрамлении Небуханджинского интрузива.

К III фазе Небуханджинского интрузива отнесены миароловые лейкогранит-порфиры и микрограниты. Лейкогранит-порфиры являются наиболее распространенными породами интрузива и слагают также мощные дайки на его южном обрамлении. Порфирированное строение у лейкогранит-порфиров выражено слабее, чем у адамеллит-порфиров. Оно подчеркивается широким развитием вкрапленников калишпата (размерами до 10 мм, в среднем 5—8 мм), кварца (до 5 мм), более мелких альбита и биотита. Основная масса породы характеризуется мелкопегматитовым строением.

Характерной особенностью лейкократовых гранит-порфиров является их миароло-

Таблица 14. Средние химические составы гранитоидов Сентябрьской вулканоструктуры, мас.%

Оксид	Габброиды	Адамеллит-порфиры	Лейкогранит-порфиры	Микрограниты
SiO ₂	53,15	69,68	74,25	75,63
TiO ₂	1,46	0,51	0,12	0,06
Al ₂ O ₃	17,38	14,77	13,93	13,32
Fe ₂ O ₃	9,16	3,17	1,78	1,44
MnO	0,16	0,05	0,01	Не обн.
MgO	4,66	0,89	0,29	0,22
CaO	8,24	1,54	1,01	0,51
Na ₂ O	3,79	4,03	4,07	3,94
K ₂ O	1,62	4,45	4,54	4,88
P ₂ O ₅	0,27	0,19	0,02	0,01
Na ₂ O + K ₂ O	5,41	3,48	8,61	8,82
K ₂ O/Na ₂ O	0,43	1,10	1,12	1,24
Количество анализов	5	4	3	3

Примечание. Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР на квантометре ARL-72000; аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

вое строение. Миароловые пустоты размерами до 0,5 см в поперечнике распределены в массе породы неравномерно. Они выполнены гребенчатым кварцем, табличками биотита, реже кристаллами флюорита. Акцессорные минералы лейкогранит-порфиров представлены магнетитом, цирконом, ортитом.

Микрограниты III фазы — породы светло-серой, буроватой окраски. Они слагают незначительный участок в южной части интрузива и некоторые дуговые дайки в его экзоконтакте. Породы полевошпат-кварцевые средне-мелкозернистого строения. В виде единичных зерен отмечен биотит. В отличие от лейкогранит-порфиров для микрогранитов характерно повсеместное микропегматитовое строение породы. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом.

Химический состав гранитоидных пород ядра изученной вулканоструктуры охарактеризован в табл. 14 и на рис. 11.

Породы I фазы Небуханджинского интрузива по химическому составу соответствуют лейкократовым габбро, реже диоритам и кварцевым диоритам. Характерна повышенная суммарная щелочность гранитоидов. Габброиды относятся преимущественно к калинатровому типу, диоритовые породы по отношению щелочей отвечают среднему типу пород известково-щелочной серии. Гранитоиды II фазы принадлежат к высокоглиноземистой ассоциации пород. По химическому составу они относятся к адамеллитам — умеренно кислым гранитам — и являются субщелочными, приближающимися к породам щелочной серии.

Лейкограниты III фазы отличаются высокой щелочностью, относятся к субщелочному подтипу известково-щелочной серии; часть анализов попадает в поле щелочной серии. По характеру щелочности магматиты калинатровые. Две из выделенных групп пород (лейкогранит-порфиры и микропегматитовые граниты) по химическому составу различаются незначительно. Микропегматитовые граниты по сравнению с лейкогранит-порфирами характеризуются несколько более высокой средней кремнекислотностью (75,63 против 74,25%), суммарной щелочностью (8,82 против 8,61%), повышенным содержанием калия, пониженным — натрия (см. табл. 14).

Геохимические особенности гранитоидных пород Сентябрьской вулканоструктуры охарактеризованы в табл. 15. Микроэлементы-индикаторы петрогенезиса — хром, никель и кобальт в изученных гранитоидных породах — постоянно присутствуют в количествах выше кларка в 2,5—5 раз. Концентрации рублидия близки к кларковым.



Рис. 11. Вариационные диаграммы изверженных пород Сентябрьской вулканоструктуры
 1, 2, 3-4 — соответственно гранитоиды I, II и III фаз: 1 — габброидиты, 2 — адамеллит-порфиры, 3 — микрограниты, 4 — лейкогранит-порфиры
 0'—IV — см, на рис. 4.

Рудогенные микроэлементы постоянно превышают средние содержания в гранитоидах соответствующей кремнекислотности: молибден, олово и серебро — в 5–10 раз, свинец — до 5 раз. Цинк присутствует в субкларковых количествах, а также ниже. Мышьяк и бор установлены в количествах, в 10 раз и более превышающих средние значения. Концентрации хлора более чем в 7 раз превышают фоновые в магматитах I фазы и в 4–6 раз ниже фоновых в гранитоидах последующих II и III фаз. Отношение никеля к кобальту закономерно увеличивается, а калия к рубидию — уменьшается от ранних фаз к поздним. В гранитоидах заключительных фаз Ni/Co-отношение в 3–5 раз превышает соответствующее значение в кислых породах. Значение отношения K/Rb в изверженных породах близко к средним для гранитоидов (см. табл. 3).

Таблица 15. Средние содержания микроэлементов в гранитоидах Сентябрьской вулканоструктуры, г/т

Элемент	Габброиды	Адамеллит-порфиры	Лейкогранит-порфиры	Микрограниты
Cr	38,9	25,3	13,7	15,8
Ni	39,5	15,6	10,6	10,9
Co	27,8	6,0	1,2	2,2
Rb	31,7	157,3	171,3	206,3
Sn	42,1	43,2	29,2	20,3
Mo	9,2	8,3	4,9	9,3
Pb	46,4	66,0	88,7	54,6
Zn	117,8	71,4	27,0	32,5
Ag	0,41	0,54	0,23	0,26
B	249,0	288,2	20,2	133,6
Cl	363,3	27,5	40,0	40,0
As	33,0	15,3	10,0	13,7
Ni/Co	1,42	2,60	8,83	4,95
K · 10 ⁻⁴	1,34	3,69	3,77	4,05
K/Rb	423	235	220	196
Количество анализов	7	13	9	8

Примечание. Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР; Cr, Ni, Co, Sn, Mo, Rb, Zn определялись спектральным анализом повышенного уровня воспроизводимости, Ag — количественным анализом, аналитик Л.А. Попова; Rb, K, Cl, As — на квантометре ARL = 72000, аналитик К.Я. Борходовев.

Приведенные геохимические данные свидетельствуют о геохимической специализации гранитоидных пород Сентябрьской вулканоструктуры на широкий круг элементов. Повышенные концентрации олова, свинца, молибдена и серебра, установленные в гранитах, по-видимому, определяют редкометалльный, серебро-полиметаллический профиль магматогенной гидротермальной минерализации в изученной структуре.

Сентябрьская интрузивно-купольная структура по положению относительно внешнего края вулканогенного пояса, особенностям геологического строения и магматизма близка к ранее рассмотренной Неорчанской вулканоструктуре. Обе структуры развились над невоскрывшими магматическими очагами, претерпевшими сложный эволюционный путь развития. Центральные части обеих структур сложены полнокристаллическими гранитоидами нескольких фаз внедрения. Однако гранитоиды интрузивного ядра Сентябрьской вулканоструктуры отличаются более высокой суммарной щелочностью. Все три фазы представлены субщелочными разновидностями пород и характеризуются более высокими содержаниями калия. В Неорчанской же структуре ранние фазы интрузивного магматизма представлены диоритами—кварцевыми диоритами известковистого подтипа. Повышение общей щелочности пород до субщелочного типа отмечено только в породах заключительной, III фазы. Вмещающие Небуханджинский интрузив осадочные породы в экзоконтактной зоне подвержены интенсивному ороговикованию. В направлении от контакта интрузива отмечены зоны турмалин-кварцевых, биотит-турмалин-кварцевых и биотит-кварцевых роговиков.

Как уже указывалось, разрывная тектоника рассматриваемой вулканоструктуры определяется сочетанием региональных северо-восточных и северо-западных нарушений и разломов, связанных с формированием магматогенного купола. На местности изученные разломы радиальной и концентрической систем фиксируются зонами повышенной трещиноватости, дробления и сульфидизации пород.

В металлогеническом отношении роль разломов радиальной и концентрической систем различна. Первые в основном определяют секториально-блоковое строение площади вулканоструктуры, контролируют пространственное распределение различных эродированных блоков вулканоструктуры и являются нерудоносными. В свою очередь, дуговые разрывные нарушения представляются достаточно важными в металлогеническом отношении. К ним приурочены все основные проявления полезных металлов в вулканоструктуре.

Особенности золото-сереброносности Сентябрьской вулканоструктуры рассмотрены на примере центрального блока рудно-магматического узла (см. рис. 10). Гидротермальные образования в пределах рудного поля несут редкометалльное, оловянное, молибденовое, серебро-висмут-полиметаллическое, золотое и золото-серебряное оруденение. В размещении проявлений различных металлов устанавливается отчетливая латеральная зональность: редкие металлы и полиметаллы характеризуют центральные, принтрузивные участки вулканоструктуры, а золото и серебро развиты на периферии, на крыльях интрузивного купола. Изучены Северный, Центральный и Юго-Западный участки рудного поля, характеризующиеся преимущественным развитием соответственно редкометалльной с золотом и серебром, золото-серебро-полиметаллической и золото-серебряной минерализации.

Редкометалльная с золотом и серебром минерализация Северного участка развита в малоомощных жилах и прожилках карбонат-флюорит кварцевого состава в гранитоидах I и II фаз внедрения Небуханджинского интрузива, а также в отдельных сульфидизированных телах туффизитов. Количественным спектральным анализом в этих образованиях установлены повышенные концентрации олова (до 1%), вольфрама (до 1%), молибдена (до 0,5%), в меньшей степени свинца и цинка (до 0,5%). В аллювиальных россыпях совместно с золотом пробы 600—900 ед. присутствуют крупные выделения самородного висмута.

Золото-серебро-полиметаллическое оруденение является в пределах рудного поля наиболее распространенным. Гидротермальные образования приурочены к разломам концентрической системы. Они локализованы в зонах дробления и метасоматического

окварцевания пород, включающих кварцево-жильные штокверки и отдельные кварцевые жилы. В пределах Центрального участка в направлении с севера на юг по мере снижения степени контактового метаморфизма рудовмещающих пород происходит закономерное снижение мощности минерализованных зон и локализация гидротермальных образований в виде обособленных рудных тел.

Рудоносные жилы сложены средне-крупнозернистым кварцем с массивной и брекчиевой текстурой. Достаточно широко распространены участки жил, характеризующиеся развитием кварца с гребенчатой и друзовой структурой. Жилы содержат рассеянную вкрапленность, реже отдельные скопления и гнезда сульфидной минерализации. На отдельных участках жил сульфиды составляют до 20% и более от объема жильного выполнения.

В зонах и жилах, помимо кварца, развиты кальцит и флюорит. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, касситеритом и молибденитом. Они развиты по трещинам катаклаза в жильных образованиях, интерстициальных полостях и достаточно многочисленных друзовых пустотах. Отмечено нарастание пирита, галенита и других рудных минералов на кристаллы кварца.

Осадочные и изверженные рудовмещающие породы участка подвержены достаточно интенсивным метасоматическим изменениям эпидот-хлорит-кварцевых, хлорит-кварцевых и гидрослюдисто-кварцевых типов. Опробованием установлена их низкая металлоносность.

Взаимоотношения золото-серебро-полиметаллической и редкометалльной минерализации изучены на Центральном участке, выступающем связующим между плутоническим оруденением интрузивного ядра вулканоструктуры и типичным вулканогенным на его крыльях. В рудоносных зонах этого участка редкометалльная минерализация установлена на гипсометрически пониженных уровнях. В ранней ассоциации в этих образованиях наряду с обычным для полиметаллических жил арсенопиритом широко развит лёллингит. Нередко лёллингит и арсенопирит обогащены кобальтом. Н.Е. Саввой на основе визуально-оптического и рентгенометрического изучения в рудах этого участка установлены кварц, арсенопирит, лёллингит, глаукоцит, касситерит, халькопирит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит, жозеит В и нагиагит. Кобальтовая и висмутовая минерализация развита в выделениях арсенопирита и лёллингита в виде мелких ксеноморфных выделений. По времени отложения она предшествует золото-серебро-полиметаллической (табл. 16).

Золото-серебряная минерализация охарактеризована на примере Юго-Западного участка. Оруденение в основном развито в зонах разломов концентрической системы в сравнительно маломощных кварцевых жилах, локализованных в раздробленных гидротермально измененных и сульфидизированных породах, также обогащенных золотом и серебром. Рудоносные жилы сложены массивным, мелкозернистым до скрытокристаллического кварцем, в меньшей степени кальцитом и флюоритом. Характерно ритмично полосчатое, местами брекчиевое строение жильных образований. Нередко в кварц включены обломки метасоматически замещенных пород и их многочисленные линзовидные и ленточные прослои. Часто встречаются мелкие полости, выполненные кристалликами кварца и разнообразных серебряных минералов. Криптокристаллический кварц и халцедон, типоморфные для золото-серебряных месторождений, здесь не пользуются широким распространением. Они слагают более поздние микропрожилки, рассекающие рудные тела.

Минеральный состав рудоносных образований типичен для вулканогенных месторождений золота и серебра. В кварцевых жилах и гидротермально измененных вмещающих породах развита рассеянная вкрапленность пирита и арсенопирита. Продуктивная минерализация представлена главным образом серебро-сульфидно-сульфосольной группой минералов, в меньших количествах присутствуют интерметаллиды золота и серебра. По материалам Н.И. Малиновского, Н.П. Мельниковой и данным авторов, минералы золото-серебряного комплекса представлены пираргиритом, стефанитом,

Т а б л и ц а 16. Минеральный состав жильных тел Сентябрьской вулканоструктуры

Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся
	Рудные минералы	
Пирит	Лёллингит	Электрум
Арсенопирит	Со-лёллингит	Дискразит
Галенит	Со-арсенопирит	Агвилларит
Сфалерит	Касситерит	Висмут самородный
Халькопирит	Молибденит	Нагиагит (?)
Пираргирит		Жозеит В (?)
Стефанит		
Блеклые руды		
Штроейерит		
Полибазит		
Аргентит		
Миаргирит		
Серебро самородное		
	Жильные минералы	
Кварц	Хлорит	Адуляр (?)
Флюорит	Альбит	Апатит
Карбонаты	Эпидот	Циркон
	Цоизит	Анатаз
	Серицит	

П р и м е ч а н и я: 1. Химический состав ведущих сульфосолей (мас.%): пираргирита — 56,7 Ag, 25,1 Sb, 17,9 S, Σ — 99,7; стефанита — 69,2 Ag, 15,2 Sb, 15,9 S, Σ — 100,3. Микрозонд "Самебах", аналитик Е.М. Горячева (СВКНИИ). 2. При составлении таблицы использованы данные Н.И. Малиновского, Н.П. Мельниковой (1973 г.); В.А. Землянкина, Ю.В. Иванова (1975 г.); Р.Б. Умитбаева, В.Н. Смирнова, Н.Е. Саввы (1980 г.).

миаргиритом, полибазитом, блеклыми рудами, акантитом, электрумом, кюстеллитом, самородным серебром. В протолочках руд отмечено присутствие касситерита, молибденита, галенита и сфалерита. Н.Е. Савва, кроме того, отметила присутствие штроейерита, агвилларита и дискразита.

Редкометалльная и полиметаллическая минеральные ассоциации, представляющие ранние стадии рудного процесса, в изученных жилах проявлены в редуцированном виде. Минералогические данные, материалы опробования рудных тел свидетельствуют о существенно серебряном типе минерализации на Юго-Западном участке. Редкометалльная минерализация отмечена в незначительном количестве проб и, как правило, самостоятельного значения не имеет.

В изученных золото-серебряных жилах установлена редкая ассоциация хрусталевидного кварца и сульфосолей серебра, главным образом, пираргирита. Кристаллы кварца имеют удлиненно-призматический облик. Они, как правило, мелкие — от 0,1 до 2–3 мм по удлинению. В кварце пираргирит присутствует в виде отдельных достаточно крупных выделений, а также в виде мелких зерен и их групп. Крупные выделения пираргирита чаще всего развиты в центральной части кристаллов кварца и располагаются вдоль оси L_3 . Они нередко занимают до 50% и более объема кристалла кварца. Мелкие каплевидные выделения пираргирита развиты по зонам роста кварца. Они распространены в различных частях кристаллов, а также нередко выходят на их поверхность. По аналогии с газово-жидкими включениями выделения пираргирита в горном хрустале могут быть отнесены к первичным образованиям, сингенетичным минералу-хозяину.

Анализ особенностей строения и состава золото-сереброносных гидротермальных образований Сентябрьской структуры позволил выявить отчетливую металлогеническую зональность. Центром зональности выступает ядро вулканоструктуры, характеризующееся металлоносными жилами, прожилками и эксплозивными телами с повышенными концентрациями олова, вольфрама и висмута. В окружающих гранитоидное ядро контактово-метаморфизованных терригенных толщах развиты мощные минерали-

зованные зоны дробления и отдельные существенно кварцевые и флюорит-кварцевые жилы, несущие золото-серебро-полиметаллическую минерализацию. Для рудных тел характерна высокая степень кристалличности жильного выполнения, массивные симметрично-поясовые текстуры руд, характерные для месторождений плутоногенного типа.

На периферии вулканоструктуры в слабометаморфизованных терригенных толщах развиты существенно золото-сереброносные образования. По морфологии и строению жильных тел и вещественному составу они уверенно относятся к серебро-сульфоантимонитовому типу вулканогенной золото-серебряной формации.

Таким образом, золото-серебруродные проявления изученной структуры связаны взаимными фаціальными переходами и образуют единый вулканогенно-плутоногенный комплекс.

Термобарогеохимия магматических и гидротермальных процессов

Наиболее полно термобарогеохимические исследования магматических и гидротермальных процессов проведены в пределах рудно-магматического узла Центрально-Чукотского мегасвода. Для двух других региональных структур перивулканической зоны — Западно-Чукотского и Верхне-Колымского мегасводов — изучены лишь физико-химические условия гидротермального минералообразования по включениям в минералах. Тем не менее полученные данные в комплексе с геологическими и минералогическими сведениями дают достаточно определенные сведения об особенностях развития золотоносных магматоногенно-гидротермальных систем и о характере связи золотого и серебряного оруденения с вулканоплутоническими процессами.

Рудно-магматический узел 1 Центрально-Чукотского мегасвода. Тесная пространственно-временная связь оруденения с дайками гранит-граносиенит-порфиров, наличие скрытого на глубине интрузивного тела, комбинированный тип оруденения, обусловленный развитием редкометалльного и золото-мышьяк-сурьмяного комплексов, определенная унаследованность состава ранних минеральных ассоциаций поздними — все это позволяет рассмотреть магматиты и пространственно с ними связанное оруденение в рамках общей магматоногенно-гидротермальной системы.

Определение *PT*-условий формирования магматоногенно-гидротермальной системы осуществлялось по результатам изучения включений минералообразующих сред в минералах магматических и гидротермальных образований. В связи с преобладающим распространением в пределах рудного поля даек гранит-порфиров с хорошей сохранностью в них вкрапленников кварца и обилием в них включений основное внимание было уделено этим породам. Изучены также включения в кварце, с которыми ассоциирует рудная минерализация золото-редкометалльного и золото-мышьяк-сурьмяного комплексов.

Термобарогеохимия магматических процессов. В кварце гранит-порфиров установлены магматические включения трех типов. К первому относятся включения, в которых к удлиненному кристаллику акцессорного апатита (или к участку между двумя сближенными кристалликами) прилепляется капелька раскристаллизованного расплава, содержащая обособленную газовую фазу (до 20% от общего объема "капельки"). При нагреве подобных включений до 1200–1300°C происходит гомогенизация их расплавной части.

Второй тип представлен раскристаллизованными включениями изометричной, округлой формы (рис. III, см. вкл.) с размерами от первых микрон до 50–80 мкм. Кристаллические фазы имеют высокое двупреломление и составляют 80–90% от общего объема вакуоли, а остальной объем приходится на газовую фазу. Включения этого типа обычно бессистемно, поодиночке распределены во вкрапленниках кварца либо образуют отдельные скопления из 6–15 штук. Очень часто встречаются включения разгерметизированные (в особенности это относится к наиболее крупным индивидам), с чем связано их частичное или полное потемнение при нагревании и появление по их периферии тонких трещин (см. рис. III).

Т а б л и ц а 17. Термометрия флюидных включений из вкрапленников кварца гранит-порфиров Центрально-Чукотского мегасвода

Тип растворов	Агрегатное состояние включений при 20°С	Агрегатное состояние при $T_{\text{гом}}$, °С	Температуры растворения твердой фазы, °С	Температура гомогенизации, °С	Давление при температуре гомогенизации, атм
Хлоридный	К > Ж > Г	Рассол	450–270	610–410	2200–1600
	Ж > К > Г	"	295–200	540–350	
	Г > Ж	Газ		530–510	
Хлоридно-углекислотный	Г > Ж	"		390–340	1600–1400
	Ж > К > Г	Рассол	390–150	440–300	
	Г > Ж _у > Ж	Раствор		340–280	
	Г > Ж	"		320–280	
Углекислотно-водный	Г > Ж	"		230–170	900–720
	Г > Ж _у > Ж	"		320–290	
	Г > Ж	"		340–300	
	Г > Ж	"		180–150	
	Г > Ж	"			

П р и м е ч а н и е. Фазы во включениях: К – кристаллическая, Ж – жидкая водно-солевая, Ж_у – жидкая углекислотная, Г – газовая.

К третьему типу отнесены единичные включения, содержащие газовую (15–20 об.%) и стекловатую фазы. Средний размер этих реликтов расплавов составляет 3–10 мкм. Такие включения, как правило, не разгерметизированы, и поэтому основные работы по определению температур гомогенизации проводились с ними.

В результате нагрева было установлено следующее: часть наиболее крупных включений вскрывается при температурах 600–800°С. При вскрытии происходит окисление силикатной составляющей, сопровождающееся побурением. Во включениях, имеющих наименьший размер, плавление твердых фаз начинается с 900–960°С, полное плавление происходит при 1050–1100°, а гомогенизация в расплав происходит при 1180–1320°С.

Термобарогеохимия постмагматического этапа флюидоотделения. О постмагматическом флюидоотделении можно судить по вторичным включениям, развитым во вкрапленниках кварца в дайках гранит-порфиров. Вторичные включения в кварце гранит-порфиров представлены тремя типами: трехфазовыми с хлоридами, трехфазовыми с жидкой углекислотой и двухфазовыми газовой-жидкими (см. рис. III, В–Е).

Включения с углекислотой по вариациям объемных соотношений жидкой углекислоты, газовой и водной фаз образуют непрерывный ряд от существенно углекислотных (СО₂ – до 70%) до содержащих жидкую углекислоту в небольших количествах (объем СО₂ – первые проценты).

Двухфазовые газовой-жидкие включения также характеризуются широкими вариациями соотношений фаз – от газовых, существенно газовых до существенно жидких. По соотношению фаз во включениях выделяются следующие типы флюидных растворов: хлоридные: К_л > Ж > Г; Г > Ж; Ж > К > Г; Г < Ж; хлоридно-углекислотные: Ж > К > Г; Г > Ж_у > Ж; Г < Ж; Г < Ж_у; углекислотные: Г > Ж_у > Ж; Г < Ж; Г < Ж_у; (табл. 17, усл. обознач. там же).

Первая разновидность представлена трехфазовыми с хлоридами включениями, характеризуется температурами гомогенизации 610–350°С и давлением флюида 2200–1600 атм. Им сопутствуют существенно газовые и газовой образования $T_{\text{гом}} = 530 \div 510^\circ\text{C}$. Сонахождение рассматриваемых типов включений в одних и тех же залеченных трещинках свидетельствует об их сингенетичности и указывает, вероятно, на гетерогенность образовавшего их флюида.

Вторая разновидность (хлоридная и углекислотная) представлена как водными включениями с хлоридами, так и углекислотно-водными. Кроме того, широко распрост-

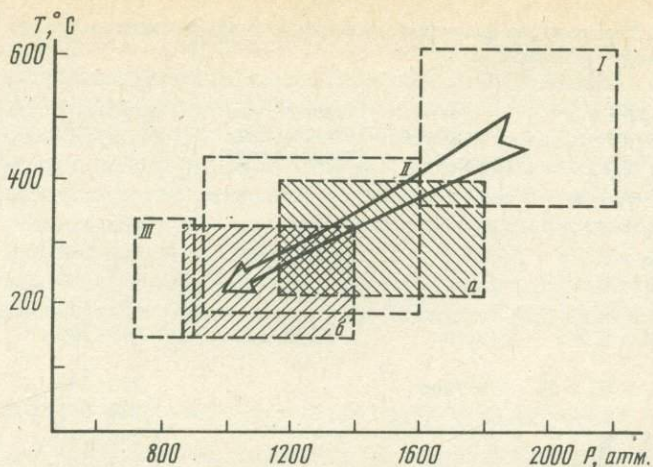


Рис. 12. Эволюция флюидного режима этапов становления изверженных пород и образования золото-рудной минерализации в интрузивно-купольной структуре Центрально-Чукотского мегасвода

I—III — типы растворов периода постмагматической дистилляции изверженных пород: I — хлоридный, II — хлоридно-углекислотный, III — углекислотный. Поля существования растворов, сформировавшихся: а — золото-редкометалльный и б — золото-мышьяк-сурьмяный минеральные комплексы

ранены двухфазовые газово-водные образования. Первые два типа включений находят-ся обособленно друг от друга в разновременных (?) залеченных трещинах, а третий — развит повсеместно. Температура гомогенизации включений первого типа 440–300°C, давление 1600–1400 атм.; второго — соответственно 340–280°C и 1150–930 атм.; $T_{\text{гом}}$ третьего — 340–170°C.

Третья, углекислотная разновидность включений представлена углекислотно-водными и газово-водными образованиями. Температура их гомогенизации приходится на интервал 340–150°C, давление 900–720 атм.

Хлоридная разновидность включений в наиболее чистом виде проявлена в кварце гранит-порфиров, находящихся в "безрудных" зонах; хлоридно-углекислотная распространена преимущественно в поле с редкометалльным, а углекислотная — с золотым (с сульфидами) оруденением.

Поля существования флюидных растворов в координатах температура—давление показаны на рис. 12.

Термобарогеохимия гидротермального минералообразования. Изучение физико-химических условий образования золото-серебруродных проявлений, локализованных в структурах перивулканической зоны, представляет собой достаточно сложную задачу. Эти трудности связаны прежде всего со сложным характером руд, совмещенностью разновременных минеральных ассоциаций, их многочисленностью и эксплозивностью процесса. О режиме развития постмагматической гидротермальной деятельности в очаговых структурах перивулканической зоны можно судить по данным термобарогеохимического исследования золото-серебруродных проявлений рудно-магматических узлов уже упоминавшихся Центрально-Чукотского, Западно-Чукотского и Верхне-Колымского мегасводов.

Рассматриваемый рудный узел характеризуется золото-мышьяк-сурьмяным оруденением. В кратком изложении результаты термобарогеохимического изучения этого проявления, выполненные ранее [39, 68], сводятся к следующему (табл. 18).

Образование метаморфогенного кварца, широко развитого в районе, являющегося одним из наиболее ранних продуктов гидротермальной деятельности, значительно оторванных во времени от главного этапа рудоотложения, происходило из водно-солевых растворов с высокими концентрациями углекислоты. В отдельных включениях концентрация CO_2 достигает 60–95%. Вместе с тем встречаются включения с низкими

Т а б л и ц а 18. Условия образования минеральных ассоциаций золото-мышьяк-сурьмяного проявления

Стадия	Минеральная ассоциация	Температура гомогенизации включений, °С	Давление во включениях, кбар	Тип растворов
М е т а м о р ф о г е н н ы й э т а п				
	Кварцевая метаморфогенная	320–140	1,10–0,74	Существенно хлоридный или же существенно углекислотный
Г и д р о т е р м а л ь н ы й э т а п				
Редкометалльная	Класситерит-вольфрамит-шеелит-висмутиновая с золотом	380–180	1,41–1,31	Хлоридно-углекислотный
	Арсенопирит-кварцевая	335–200	0,20–0,18	
Арсенопирит-пирит-кварцевая	Арсенопирит-пирит-кварцевая	320–280	0,64–0,17	
Полисульфидно-карбонатно-кварцевая	Галенит-сфалерит-кварцевая	320–100	0,80–0,77	
	Халькопирит-мельниковитовая	380–140	Не опр.	
Золото-мышьяк-каолинит-кварцевая	Золото-кварцевая	320–140	0,62–0,32	
	Сульфоантимонит-кварцевая	280–180	0,43–0,16	
	Мышьяк-каолинит-кварцевая	230–190	0,46–0,35	
Электрум-сульфоантимонит-кварцевая	Электрум-сульфоантимонит-кварцевая	270–120	Не опр.	
Кварц-антимонитовая	Кварц-антимонитовая	280–130	0,17	

содержаниями CO_2 (только в газовой фазе), но они, как правило, характеризуются высококонцентрированными солевыми растворами и содержат твердую фазу преимущественно солей NaCl . Замеренные температуры гомогенизации этих типов включений характеризуют весьма широкий диапазон – от 320 до 140°C . Рассчитанные по парам сингенетических, углекислотных и водных включений значения давления метаморфогенного минералообразования для температур $320\text{--}300^\circ\text{C}$ составляют интервал 1,10–0,74 кбар.

Образование золото-редкометалльной ассоциации, характеризующей начальную стадию формирования золото-мышьяк-сурьмяного проявления, также происходило из высококонцентрированных растворов как хлоридного, так и углекислотного состава. Общий температурный интервал минералообразования, по данным о температурах гомогенизации включений, составляет $380\text{--}180^\circ\text{C}$. Давление минералообразования, установленное по кварцу с вольфрамитом и золотом для температур $380\text{--}360^\circ\text{C}$, определяется величиной 1,4–1,3 кбар.

Ассоциации продуктивных стадий минералообразования, отличающиеся мелко- и тонкозернистыми минеральными агрегатами, образованы при более низких температурах и давлениях из растворов, близких к насыщению солями NaCl и KCl . Но вместе с тем условия формирования золотоносной сульфидно-вкрапленной ассоциации не выяснены, поскольку прямыми методами термобарогеохимии эти данные установить пока не представляется возможным. Приведенная ниже информация получена по результатам термобарогеохимического изучения жильных ассоциаций продуктивных стадий.

Минерализация арсенопирит-кварцевой стадии характеризуется значениями температур 320–280°С и давлений 0,64–0,17 кбар; полисульфидно-карбонатно-кварцевой – 380–100°С и 0,80 кбар (для интервала 260–270°С; растворы этой стадии отличаются более высоким потенциалом углекислоты). Образование минеральных ассоциаций золото-мышьяк-каолинит-кварцевой стадии начиналось из высокотемпературных (320–260°С), содержащих большие концентрации солей растворов. Собственно рудные парагенезисы отлагались уже в более низкотемпературной обстановке (280–180°С) в условиях высокого углекислотного потенциала и переменного давления (0,16–0,46 кбар). Отложение золота происходило при 260–250°С. Следующая, электрум-сульфоантимонит-кварцевая стадия минералообразования протекала при 270–120°С. Аналогичными условиями характеризуется и заключительная, кварц-антимонитовая стадия рудообразующего процесса (280–130°С) (см. рис. 16).

Таким образом, анализируя полученные данные, можно сделать вывод, что золото-мышьяк-сурьмяное оруденение Центрально-Чукотского мегасвода формировалось в термодинамически неравновесной обстановке, в изменявшемся режиме от высокотемпературных (до 380°С) до сравнительно низкотемпературных условий (120°С). Ранние минеральные ассоциации по температурным характеристикам, величинам давлений, составу растворов близки продуктам постмагматической стадии отделения флюидов. Рудоотложение, и прежде всего образование основного золотосодержащего минерального парагенезиса, происходило в обстановке высокого углекислотного потенциала в среднетемпературных условиях (260–190°С) (см. табл. 18). Отчетливо виден плутоногенный тип развития процессов на ранних и вулканогенный – на поздних стадиях развития магматогебно-гидротермальной системы.

Рудно-магматический узел 2 Западно-Чукотского мегасвода. Для этого рудно-магматического узла характерно золото-медно-молибденовое оруденение. Парагенетическая связь его с полифациальным магматическим комплексом обусловила как своеобразие его рудной минерализации, заключающееся в сочетании плутоногенной (молибден, медь, золото) и вулканогенной (золото, серебро) минерализации, так и сложный физико-химический режим формирования. Данные об условиях формирования минеральных ассоциаций изученного проявления получены по включениям в кварце и кальците.

Кварц ранней кварц-молибденитовой ассоциации характеризуется развитием многофазовых включений. Помимо водной и газовой фаз, во включении часто присутствуют несколько минералов-узников или же жидкая углекислота в обособленной фазе. В целом всей ассоциации отвечает температурный диапазон минералообразования от 650 до 210°С. Основное минералообразование протекало в интервале 350–210°С. Значения давления минералообразования, установленные по сингенетичным парам углекислотных и водных включений, определяются величинами от 1,0 до 0,5 кбар.

В близких физико-химических условиях происходило формирование кварц-халькопиритовой ассоциации. Отличительной особенностью является лишь сравнительно невысокая насыщенность растворов углекислотой. Гомогенизация многофазовых включений происходит при температуре 800–450°С. В кварце же, сопровождающем халькопиритовую минерализацию, двухфазовые газовой-водные включения приходят в гомогенное состояние при 375–220°С. Рассчитанные по этим включениям значения давления для температур 310–280°С составляют интервал 0,87–0,68 кбар. Концентрации различных солей в гидротермах были около 185 г/л.

Для кварц-тетраэдритовой ассоциации выявленный температурный интервал минералообразования по кварцу находится в пределах 300–140°С. Концентрации минералообразующих растворов превышали 200 г/л.

Кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая ассоциация отлагалась в целом при значениях температуры 320–160°С. Кальцит, находящийся в ассоциации с золотом, кристаллизовался при 260–140°С. Состав первичных растворов отвечает хлоридно-углекислотному типу, и концентрация их находится в пределах 75 г/л.

Заключительная кварц-гемаитовая ассоциация формировалась в условиях дальней-

шего понижения температуры — при 210–50°С. Тип растворов углекислотно-водный, концентрации их сравнительно невысоки и составляют около 65 г/л.

Как видно из приведенных данных, для золото-медно-молибденового оруденения перивулканической зоны, так же как и для ранее описанного золото-мышьяк-сурьмяного, характерно постепенное снижение значений температуры, давления минералообразования, концентраций растворов от очень высоких для гидротермальных процессов до низких. Отчетливо видна эволюция состава растворов от существенно хлоридного или существенно углекислотного до хлоридно-углекислотного и углекислотно-водного.

Плутоногенный облик ранних минеральных ассоциаций и физико-химические условия их образования указывают на вероятность унаследованного характера развития минералообразующих процессов от предшествующего этапа постмагматического флюидоотделения.

Рудно-магматический узел 3 Верхне-Колымского мегасвода. Условия образования золото-серебряной минерализации Сентябрьской вулcano-плутонической структуры прямо зависят от положения рудных тел относительно ее интрузивного ядра. Результаты визуального изучения и термометрии включений минералообразующих сред в минералах свидетельствуют о среднетемпературной в целом обстановке формирования рудных тел.

В кварце жильных тел Северного и Центрального участков распространены угловатые, неправильные включения, в меньшей степени — субизометрические. По размерам они достаточно крупные — от первых микрон до 50–60 мкм. Средний размер включений 20–30 мкм. Крупный размер включений в определенной мере является свидетельством стабильных условий кристаллизации минерала.

Кварц рудоносных образований с редкометалльной минерализацией характеризуется трех- и двухфазовыми газво-жидкими включениями, расположенными по зонам роста. Трехфазовые включения представлены высококонцентрированными хлоридными растворами с кристалликами солей. Превращение их в гомогенное состояние происходит при 360–340°С. Значения температуры гомогенизации двухфазовых включений определены в 280–190°С.

Полученные на основе изучения включений во флюорите этой же ассоциации данные свидетельствуют о понижении температуры минералообразования. Замеренные температуры гомогенизации первичных включений во флюорите составляют интервал 220–170°С.

Золото-серебро-полиметаллическая ассоциация Центрального участка сформирована в близкой температурной обстановке. Жильный кварц этой ассоциации содержит первичные включения, гомогенизация которых происходит при 220–200°С. В флюорите распространены газво-жидкие включения, свидетельствующие о некотором охлаждении растворов к заключительным фазам кристаллизации минерала. Интервал их гомогенизации составляет 220–170°С.

Золото-серебряные проявления Юго-Западного участка сформированы в более низкотемпературной обстановке. Жильный кварц характеризуется мелкими газво-жидкими включениями, размеры которых, как правило, не превышают первые микроны. Газовая фаза в них занимает от 10 до 20% полости, гомогенизация осуществляется в жидкость при температуре менее 200°С.

Изучение температурных условий продуктивного минералообразования на этом участке выполнено на сравнительно крупнозернистых агрегатах кварца, ассоциирующих с золотоносной серебро-сульфидной минерализацией. Крупнозернистый кварц содержит первичные двухфазовые газво-жидкие включения разнообразной формы с размерами от первых микрон до 70–80 мкм. Гомогенизация их происходит при 170–150°С.

Таким образом, продуктивное минералообразование в золото-серебряных жилах Юго-Западного участка осуществлялось в сравнительно низкотемпературной обстановке. Следует отметить, что в рудных телах Юго-Западного участка нередко встречаются прозрачные кристаллы пираргирита, содержащие газво-жидкие включения. Они, так же как и кварц, доступны изучению термобарогеохимическими методами. Преобладают

слабопрозрачные включения сферической формы. Наблюдения фаз в таких включениях и их термометрия затруднены. Наряду с отмеченными в пираргирите присутствуют, хотя и реже, первичные включения плоской, слегка вытянутой, угловатой формы с четко обособленными и хорошо различимыми газовой и жидкой фазами. Размеры их колеблются в пределах 10–30 мкм. Неоднократный нагрев включений показывает, что гомогенизация в раствор происходит устойчиво при температуре $150 \pm 2^\circ\text{C}$.

Выполненными исследованиями подтверждено, что кварц-серебро-сульфидная ассоциация с золотом сформирована из водных растворов (гидротерм) в интервале температур 170–150°C. Несколько более низкие температуры кристаллизации пираргирита по сравнению с кварцем согласуются с его более поздними образованиями.

Следует отметить, что оценка температурных условий формирования гидротермального оруденения наиболее часто производится по результатам термометрического изучения флюидных включений в прозрачных нерудных минералах (кварц, кальцит, флюорит и др.). Вместе с тем довольно часто продуктивная, рудная и жильная минерализация находится во взаимоотношениях, одновременность образования которых нередко вызывает сомнения. Поэтому наиболее предпочтительны термометрические исследования в минералах-носителях полезных компонентов. Для этих целей обычно используются шеелит, касситерит, сфалерит и некоторые другие минералы в основном плутоногенных месторождений [72, 120]. Изучение температур минералообразования по включениям в прозрачных рудных минералах, отвечающих по составу сульфосолям серебра близповерхностных месторождений, в ряде случаев является единственно возможным для получения объективной информации о процессах рудообразования. Это связано с тем, что жильные сереброносные ассоциации часто представлены криптокристаллическими агрегатами. Поэтому поиски и обнаружение подобных минералов — носителей генетической информации исключительно важно для решения частных задач по рудогенезу.

Эволюция магматизма, зарождение и развитие гидротермальных систем

Особенности развития и характер связи магматических и гидротермальных процессов в золото-сереброносных структурах перивулканической зоны целесообразно рассмотреть на примере проявления Центрально-Чукотского мегасвода как наиболее изученного.

Результаты петрологического, минералого-геохимического и термобарогеохимического изучения магматических и гидротермальных образований, данные И.С. Розенблума, С.А. Григорова, В.А. Пахомова, В.П. Василенко и других по особенностям геологического строения, магматизма, металлогении и геохимии локализованных в районе очаговых структур позволяют высказать определенное мнение о характере развития и взаимоотношениях магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в рудно-магматическом узле.

Анализ данных по составу и взаимоотношениям развитых в районе интрузивных образований позволяет предположить, что в пределах земной коры на площади описываемой магматогенно-гидротермальной системы произошло обособление очагов базальтовой магмы, поверхностным выражением которого явилось на раннем "догранитном" этапе развитие даек лампрофирового, латитового и монцитонитового состава, а на позднем послегранитном — андезит-трахибазальтового.

Породы и, вероятно, равновесная с ними газово-паровая фаза (флюидная) были обогащены золотом, что, по-видимому, объясняется его тесной геохимической связью с элементами сидерофильной группы Fe, Mn, Co, Ni, Cr, V, которыми обогащены базитовые магмы [79, 171]. По устному сообщению В.А. Пахомова, в ранних лампрофирах-монцитонитах содержания золота, выявленные атомно-абсорбционным методом, достигают $5-7 \cdot 10^{-7}\%$, в поздних породах лампрофир-андезито-базальтового состава — $2,5-3,5 \cdot 10^{-7}\%$.

Воздействия очагов базитовой магмы на вмещающие породы совместно с отделяю-

щимся высокотемпературным флюидом обусловили образование гранитоидной магмы, в последующем сформировавшей нескрытое гранитоидное тело. Возможно, что продуктами эволюции базитового расплава являются также гранитоиды недалеко расположенного Кукенейского массива. Жильные фации этих магм представлены главным образом гранит-порфирами.

На основании изучения первичных магматогенных включений в кварцевых вкрапленниках гранит-порфиров можно сказать, что одним из первых минералов из расплава кристаллизовался апатит ($T_{кр} \geq 1320^\circ\text{C}$) и вслед за ним кварц ($T_{кр} = 1320 \div 1180^\circ\text{C}$). Столь высокие температуры образования ранних минералов для пород кислого состава, как было показано выше, не являются уникальными. Аналогичные данные приводятся в работе [104]. С учетом экспериментальных работ по растворимости воды в магматических расплавах [117] и кристаллизации безводных гранитов при высоких температурах и давлениях [71] можно сделать вывод, что апатит и кварц образовались из безводного расплава при давлениях выше 10 кбар. Таким образом, рассматриваемые минералы должны иметь относительно глубинную природу (> 30 км), т.е. быть привнесенными в камеру периферического очага уже в закристаллизованном виде. Косвенно об этом свидетельствует широко развитый во вкрапленниках кварца тип взорванных расплавных включений. Их разгерметизация, вероятно, вызвана резким относительным увеличением внутреннего давления при транспортировке смеси магматического расплава и интрателлурических минералов из глубинных на приповерхностные уровни. Кроме того, в шлифах устанавливается повсеместная резорбция вкрапленников кварца, свидетельствующая, по мнению авторов, о резко неравновесных *PT*-условиях в системе кристалл-жидкость при кристаллизации основной массы породы. Более точную оценку давления, как это делается в [16, 117], невозможно дать из-за отсутствия в расплавных включениях изученных вкрапленников кварца самостоятельной высокоплотной водной фазы.

Температура образования минералов основной массы породы, фиксируемая по началу плавления силикатной части первичных магматогенных включений [16], составляет $900-960^\circ\text{C}$, что также отвечает относительно безводным условиям кристаллизации [71]. В итоге выявляется, что на всех уровнях становления дайкового комплекса (от глубинного к периферическому) магматический расплав был обеднен водой. Между тем, как установил В.А. Пахомов (устное сообщение), в гранитоидах всех фаз развития периферического очага гранитоидной магмы в повышенных количествах присутствует золото: в гранитах интрузивного массива — $2-6 \cdot 10^{-7}\%$, в жильных аналогах — $5-6 \cdot 10^{-7}\%$. При этом в каждой фазе содержание металла падает от ранней фации к поздней.

Вероятно, изменение содержания золота в одновременных продуктах магматического очага в определенной мере отражает динамику его поведения в исходных расплавах. Снижение содержания металла в продуктах позднего внедрения, вероятно, связано с выносом его отделившейся газовой-паровой (флюидной) фазой. Однако выявленная сухость магматических расплавов при широком развитии в пределах рудного узла гидротермальных проявлений позволяет предположить, что эволюция флюидов в гидротермы и отделение растворов проходило не постепенно, а в крайне ограниченном временном интервале, возможно взрывоподобно, что и привело к интенсивному обезвоживанию системы. На проявление эксплозивных процессов указывает интенсивное образование в пределах узла брекчиевых руд. Это обстоятельство подчеркивает схожесть характера развития постмагматических гидротермальных процессов в перивулканических зонах.

Способность золота и ряда других элементов (W, Sn, As, Mo, Sb) мигрировать из магматических пород и вовлекаться в гидротермальный процесс под воздействием флюидообразующих агентов известна давно и изучена достаточно хорошо для многих регионов [178, 160, 220]. Исходя из этого развитие золото-редкометалльного и золото-мышьяк-сурьмяного оруденения может рассматриваться в качестве одного из признаков связи оруденения с магматизмом. Другим признаком может выступать приуроченность оруденения к надинтрузивной зоне метаморфически измененных пород и зональ-

ное размещение минеральных ассоциаций относительно интрузивного ядра. Третий признак — это высокие значения температуры и давления минералообразования, прерывисто снижающиеся от раннего редкометалльного этапа к более позднему, многостадийному золото-мышьяк-сурьмяному, а также эволюция типов минералообразующих растворов от существенно хлоридных через хлоридно-углекислотные к углекислотным.

Все эти данные свидетельствуют о строго направленном изменении процессов магматизма, метаморфизма и гидротермального минералообразования, в том числе рудоотложения в пределах изученной магматогенно-гидротермальной системы Центрально-Чукотского мегасвода.

Такие же закономерности в размещении продуктов магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельности, а также аналогичную направленность перечисленных четко соподчиненных процессов можно проследить и по другим рассмотренным выше рудно-магматическим узлам перивулканической зоны — Западно-Чукотского и Верхне-Колымского мегасводов.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОИД, ПРИЛЕГАЮЩИЕ К ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ОБЛАСТИ

Известно, что складчатые зоны Северо-Востока СССР являются крупнейшей металлогенической провинцией, с которой связаны разнообразные формационные, минеральные и морфологические типы рудных и россыпных проявлений золота. Так, в миогеосинклинальных системах золотое оруденение пространственно связывается со средними и мелкими (менее 100 км²) гранитоидными интрузивами, становление которых приходится на ранний мел и отвечает времени накопления нижних моласс в смежных эвгеосинклинальных зонах [215]. Структурная позиция золотоносных поясов в этих системах определена их приуроченностью к антиклинориям и поднятиям, в основании которых находится континентальная кора дорифейского возраста. Пояса контролируются продольными разломами, представленными сбросами, взбросами и крутыми надвигами.

В геосинклинальных зонах короткого развития, возникающих на утоненной континентальной коре, локализованы проявления золота, представленные различными структурно-морфологическими типами: кварцево-жильным, прожилковых зон и штокверков, дайковым.

До недавних пор многие геологи-рудники руководствовались гипотезой, согласно которой золоторудные проявления в складчатых структурах мезозоид парагенетически связывались с позднеюрскими малыми интрузиями (дайками, штоками диоритов, кварцевых диоритов, альбитофиров и др.), внедрявшихся в верхоянский комплекс до образования так называемых колымских гранитных батолитов. Однако в последнее время эта гипотеза подверглась серьезному пересмотру. Сейчас уже можно считать доказанным, что возрастной диапазон формирования золоторудных проявлений гораздо шире и охватывает как добатолитовую, так и син- и послебатолитовую фазы.

В пределах геосинклинальных зон короткого развития сейчас известны проявления золото-кварцевой, золото-сульфидной, золото-турмалиновой и других формаций. Некоторые из них (например, золото-турмалиновая) обнаруживают элементы связи с мезозональными биотит-роговообманковыми диоритами и гранодиоритами. Они выражаются в приуроченности рудных тел к экзо- и эндоконтактам гранитоидных массивов, в развитии широких золотоносных ореолов контактового метаморфизма, включая поля, располагающиеся над нескрытыми интрузивами, в образовании специфических высокотемпературных минеральных парагенезисов, в исключительно высоких физико-химических параметрах минералообразования, выявленных различными способами. Перечисленные признаки, а также разнообразие золоторудных формаций и структурно-морфологических типов оруденения отличают металлогению рифтогенных зон, возникших на утоненной континентальной коре, от золотоносных поясов типичных миогеосинклинальных систем.

В предлагаемой работе приведены результаты исследования двух рудоносных структур (антиклинория и синклинория), расположенных в зоне сочленения с Охотско-Чаунской областью. Геологию и рудоносность этой территории в разные годы изучали Ю.А. Билибин, Д.В. Вознесенский, С.Д. Вознесенский, Е.Т. Шаталов, Н.И. Сафронов, П.И. Скорняков, Н.А. Шило, Л.В. Фирсов, Ф.Р. Апельцин, А.И. Федотов, В.Д. Аксенова, И.А. Паньчев, Р.А. Еремин, Д.Н. Сафронов и др.

В геологическом строении рассматриваемых структур участвуют терригенные и вулканогенно-терригенные толщи пермского, триасового и юрского возраста. Преобладающим развитием пользуются пермские и юрские стратифицированные образования, формирующие соответственно структуры антиклинория и синклинория. Толщи интенсивно дислоцированы, собраны в протяженные линейные складки северо-западного простирания и прорваны разнообразными магматическими образованиями. Возраст складчатости определяется как позднеюрский—раннемеловой; магматические образования сформированы в течение поздней юры, раннего и позднего мела [83].

Золоторудные узлы развиты в зонах интенсивных метаморфических преобразований вмещающих геосинклинальных осадочных толщ [46]. Изменения пород сочетают в себе черты регионального, контактового и дислокационного метаморфизма. Прогрессивные метаморфические преобразования метапелитов заключаются в развитии новообразований биотита, кварца, кордиерита, андалузита (?) и титанистых минералов (лейкоксона, ильменита, сфена). В туфогенно-осадочных породах, присутствующих в разрезах перми и триаса, устанавливаются также клиноцоизит, эпидот, амфибол и пренит. Метаморфизованные терригенные толщи практически повсеместно содержат повышенные концентрации углеродистого вещества, образующего скопления, линзочки и прожилки в интенсивно рассланцованных породах.

Преобразования регрессивной стадии метаморфизма в метапелитах выражены в развитии последовательно сменяющихся кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых и кварц-карбонатных агрегатов. Однако объемов пород, пораженных этим типом метаморфизма, значительно меньше, чем подверженных прогрессивному метаморфизму. При этом локализация продуктов поздних стадий метаморфизма происходит исключительно в приразломных зонах вплоть до их слияния с дорудными метасоматитами, наиболее полно проявленными в антиклинальной зоне.

Исследованиями М.Л. Гельмана и др. [49] показано, что метаморфические комплексы пород образуют значительные по размерам структуры типа валов ("термоантиклиналей"), положение которых не зависит от стратиграфических границ, хотя в целом согласуется с региональной структурой складчатых зон.

По характеру метаморфизма и литологическим особенностям вмещающие породы синклинальной и антиклинальной зон в ряде случаев обнаруживают сходство с черносланцевыми толщами рудоносных районов Байкало-Патомского нагорья и Центральных Кызылкумов, а имеющиеся данные позволяют положительно оценивать их перспективы на обнаружение золоторудной минерализации соответствующего типа [22]. В обеих зонах среди заслуживающих внимание рудоносных образований отмечаются метаморфогенные сульфидно-вкрапленная и кварцево-жильная минерализация. Как и в отмеченных регионах, выделяются площади с пиритовой (пирротин-пиритовой) и полисульфидной (арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит) золотоносной минерализацией. Содержания сульфидов обычно достигают 2—5, но иногда 25—30%.

Метаморфические породы в золоторудных узлах синклинальной и антиклинальной зон сопровождаются значительными ареалами метаморфогенных кварцевых жил. Для них характерны тесная связь с участками наиболее значительных дислокационных преобразований вмещающих пород и весьма прихотливая морфология (линзы, птигматитовые прожилки, желваки и т.п.). По составу эти жилы существенно кварцевые с переменными количествами альбита, хлорита и серицита. Рудные минералы присутствуют в незначительном количестве и представлены чаще всего пиритом, пирротином и арсенопиритом, реже галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Анализами в жилах постоянно устанавливаются небольшие количества золота. Формирование этих жил,

обусловленное сегрегацией кремнезема из вмещающих терригенных пород, неразрывно связано с регрессивными преобразованиями осадочных толщ [49].

Дайковые породы добатолитового комплекса, рассекающие складчатые толщи, преобразованы исключительно в регрессивную стадию метаморфизма и характеризуются развитием березитизации по породам кислого и пропилитизации по породам основного и среднего составов. Степень этих преобразований обнаруживает прямую зависимость от интенсивности раздробленности даек.

Важная роль процессов регионального метаморфизма в формировании структур золоторудных проявлений, измененных вмещающих толщ и в образовании допродуктивных жильных минеральных ассоциаций несомненна. По-видимому, определенное значение может иметь и потенциальная золотоносность метаморфизованных терригенных и дайковых пород.

Исследованиями И.В. Беляева, М.П. Чернюк, А.С. Карповой, Л.И. Измайлова, Г.К. Морозовой, Л.Г. Шпилько, И.И. Козлова показано, что интенсивные и протяженные магнитные аномалии Центрально-Колымского района обусловлены наличием зон метаморфогенной сульфидизации и свидетельствуют о более широком, чем представлялось ранее, развитии рудной минерализации в метаморфизованных терригенных толщах.

В пределах рассматриваемой территории широко развиты магматические проявления. Магматизм, как известно, является индикатором эндогенных режимов развития земной коры и верхней мантии складчатых зон. Кроме того, он фиксирует различные геодинамические этапы развития рудоносных зон, контролирует и, вероятно, определяет их металлогенический профиль. В золоторудных зонах и узлах изученных структур магматические образования представлены незначительными по размерам телами гранитоидов самого различного состава и возраста [83], и главным образом дайками, выделенными в самостоятельный Нера-Бохапчинский комплекс малых интрузивов [107]. Во многих рудных узлах гранитоиды занимают существенные площади, и их роль в формировании золотоносных структур наряду с дайками представляется значительной. Между тем разработанные схемы формационного деления гранитоидов и малых интрузивов, нашедшие, в частности, отражение в работах [83, 164], не отвечают задачам металлогенического анализа золотоносных структур региона и требуют существенного пересмотра.

На рис. 13 приведена схема размещения интрузивов гранитоидов в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы. А.П. Соболевым и П.П. Колесниченко [164] они разделены на следующие комплексы: 1) высокоглиноземистых гранитоидов ($J_2 - K_1$); 2) гранитоидов повышенной известковистости (K_1); 3) гранитоидов сложного состава, связанных с формированием вулканогенного пояса (K); 4) лейкократовых гранитов (K_2). Из них первые и вторые более известны как Колымский и Басугуньино-Хатыннахский (Басугуньинский), а третий и четвертый — как Охотский и Омсукчанский комплексы. Следует отметить, что как в предложенной [164], так и в более ранних схемах [83, 107, 201] объединение массивов в единые комплексы в достаточной степени дискуссионно.

Анализ закономерностей размещения золоторудной минерализации в пределах рассматриваемых зон мезозойд позволил выявить одну интересную особенность. Она заключается в обратной зависимости между размерами интрузивных массивов и интенсивностью золотоносности вмещающих их структур. Для рудоносных структур с повышенной металлоносностью характерны незначительные по размерам ($\sim 100 \text{ км}^2$) интрузивы гранодиорит-гранитного и лейкогранитного составов.

Отмеченная закономерность в определенной мере отражает эволюцию гранитоидного магматизма во времени. Синорогенные палингенные гранитоиды больших объемов (Колымский комплекс), по-видимому, не продуцировали сколько-нибудь значительных количеств благородных металлов.

Известные различия существуют в трактовке природы дайкового интрузивного магматизма позднемезозойских складчатых зон региона. Ю.А. Билибин развивал представления о самостоятельности дайкового комплекса относительно других магмати-

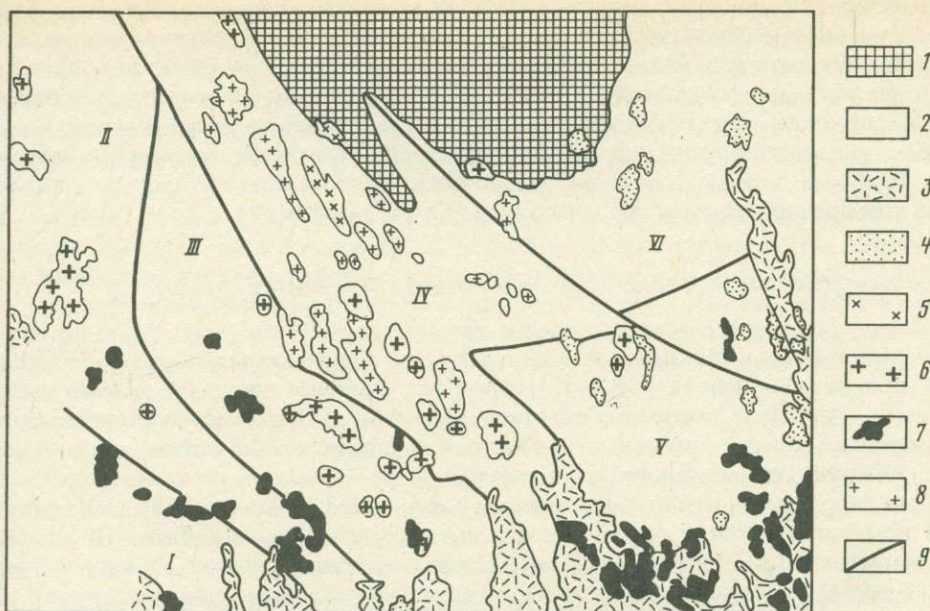


Рис. 13. Схема размещения магматических образований в Центрально-Колымском районе (по [164])

I-V — структуры: *I* — Инйский район пологих дислокаций, *II* — Верхне-Индибирский синклиорий, *III* — Аян-Уряхский антиклинорий, *IV* — Иньяли-Дебинский синклиорий, *V* — Балыгычанский район пологих дислокаций

1 — Приколымское и Омулёвское поднятие; *2* — мезозойды Яно-Колымской области; *3* — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; *4-8* — интрузивы гранитоидов: *4* — лейкократовые биотитовые граниты (K_2), *5* — лейкократовые роговообманковые биотитовые граниты (K_2), *6* — гранитоиды повышенной известковистости (K_1), *7* — интрузивы сложного состава, связанные с развитием ОЧВП (K), *8* — высокоглиноземистые граниты (J_3-K_1); *9* — границы тектонических структур

ческих образований и его "догранитном" возрасте [29, 30]. В более позднее время была предпринята попытка показать гетерогенность комплекса малых интрузивов [10-13]. При этом также подчеркивалась его относительная самостоятельность. В настоящее время эти представления в различных вариантах широко распространены среди специалистов, занимающихся геологией золоторудных районов Яно-Колымских мезозойд.

Иная точка зрения на позицию малых интрузивов и даек высказана в работе М.Л. Гельмана [44]. Этим исследователем на обширном материале выявлены определенные аналогии в развитии гранитоидного магматизма и малых интрузивов. В единых структурах устанавливается петрохимическое родство различных фаз интрузивов и дайковых пород сходной основности. Эти материалы могут свидетельствовать об общности эволюции магматических расплавов, сформировавших как тела гранитоидов, так и малых интрузивов, в том числе и даек.

В связи с отмеченными взглядами на магматизм рудоносных структур складчатых зон региона наиболее широко распространены две точки зрения на генезис магматогенного золотого оруденения. В первой из них и более широко известной золоторудная минерализация связывается с диоритовыми доботолитовыми малыми интрузивами, признающимися специализированными на золото [12, 30, 155]. Представления о парагенетических связях золотого оруденения с эволюционирующими гранитоидными очагами, лежащие в основе второй точки зрения, распространены в меньшей степени. В то же время она находит подтверждение в наших исследованиях последних лет [62, 207]. Комплексное геолого-структурное, петролого-геохимическое, минералого- и термобаро-геохимическое изучение продуктов гранитоидного магматизма и гидротермального

минералообразования в рудных узлах региона, являющихся по сути дела узлами рудно-магматическими, свидетельствует о существовании вполне определенных связей между ними. Особенности проявления гранитоидного магматизма в складчатых зонах определяют не только морфоструктурный облик рудных узлов, но и их важнейшие минералого-геохимические характеристики: минеральные и структурно-морфологические типы рудных тел, типоморфные особенности самородного золота, его пробу, крупность и др. Наиболее детально эти связи рассмотрены ниже на примере ряда золоторудных узлов упоминавшихся структур — синклинория и антиклинория.

Геологическое строение и интрузивный магматизм структур сочленения

Особенности геологического строения рассмотренных нами структур в целом и их отдельных звеньев во многом типичны для других золотоносных структур Яно-Колымской складчатой системы. В то же время в них наиболее полно проявлены магматические комплексы, с которыми различные исследователи связывают золотое оруденение региона. Среди них наибольшую известность получили доботолитовые малые интрузивы преимущественно диоритового состава (Нера-Бохапчинский комплекс) и массивы гранодиорит-лейкогранитового состава (Басугуныно-Хатыннахский или Басугунынский комплекс). Достаточно полное описание их дали Ю.А. Билибин, Ф.Р. Апельцин, В.Т. Матвеевко и др. [12, 30, 107], рассматривавшие эти комплексы в качестве основных. В последние годы по магматическим образованиям этого района получены новые данные, существенно дополнившие более ранние материалы.

В региональном плане положение отдельных золоторудных проявлений и рудных узлов в складчатых структурах мезозойд, как показал В.Г. Шахтыров, определяется глубинными разломами, скорее всего, сдвиговой природы [64]. Особенности развития таких разломов определяют пространственное размещение магматических тел (гранитоидов и даек), зон регионального и регионально-контактового метаморфизма, золоторудных проявлений и связанных с ними россыпей. В качестве структурной основы рудных узлов в складчатых зонах выступают в различной степени вскрытые гранитоидные тела, протяженные свиты малых интрузивов, прорывающие и метаморфизирующие интенсивные дислоцированные терригенные геосинклиналильные толщи.

Вместе с тем следует отметить, что структурообразующая роль кремнекислого магматизма в складчатых областях мезозойд выражена не столь отчетливо, как в вулканических поясах. Тем не менее структурные, минералого-геохимические и термобаро-геохимические исследования золоторудных узлов с проявленным гранитоидным магматизмом показывают, что интрузивы выступают центрами эндогенной зональности не только метаморфически преобразованных вмещающих пород, но и размещения золото-содержащих минеральных ассоциаций.

Роль гранитоидов в формировании золотой минерализации в структурах мезозойд, как уже ранее отмечалось, в достаточной степени дискуссионна. Во многом это объясняется полным отсутствием программно разработанного подхода к исследованию магматических и гидротермальных процессов. По-видимому, в значительной мере именно с этим связана разноречивость существующих схем формационного деления продуктов интрузивного магматизма в исследованном районе. В настоящей работе проявления гранитоидного магматизма в пределах конкретных геологических структур рассматриваются как результат разновременного внедрения дифференциатов единого, длительно развивающегося магматического очага, область питания которого имеет глубинную, возможно мантийную, природу. При этом магматиты и связанные с ними метаморфиты и гидротермалиты рассматриваются авторами как естественные ассоциации горных пород, что в известной мере подтверждают выполненные исследования.

Приведем описание гранитоидных пород типичных рудно-магматических узлов.

Рудно-магматический узел 1. В пределах этого узла проявления гранитоидного магматизма представлены Хатыннахским интрузивом и штоками-сателлитами (Карапет, Оляха и др.), а также штоком Рыжий (рис. 14).

Хатыннахский гранитоидный массив расположен в северо-западной части Ат-Уряхско-Штурмовского узла и в структурном отношении является важным элементом его геологического строения. Площадь массива около 80 км². Форма его в плане несколько вытянутая, S-образная; контакты наклонены под вмещающие терригенные породы. Специальные картографические исследования контактовых ореолов Хатыннахского массива и геофизические данные свидетельствуют о расширении интрузива с глубиной [50].

В строении массива преобладают в основном два типа пород: первый тип — субщелочные кварцевые диориты и граносиениты; второй — субщелочные граниты—лейкограниты, в результате чего он традиционно рассматривается как двухфазный [83, 164]. В то же время в юго-восточной части массива установлено широкое развитие третьей группы пород, по составу отвечающих меланократовым габброидам и представляющих собой наиболее ранние образования Хатыннахского интрузива. Таким образом, формирование рассматриваемого интрузива нам представляется трехэтапным, трехфазным.

Меланократовые габбро I фазы интрузива образуют широко распространенные мелкие ксенолиты и блоки-ксенолиты размерами от десятков до сотен метров в поперечнике в породах более поздних фаз. Преобладают амфиболовые габбро, реже развиты их биотит-амфиболовые разновидности. В целом доля этих пород от площади Хатыннахского интрузива не превышает первых процентов.

Гранитоиды следующих двух фаз играют в составе массива примерно одинаковую роль и в достаточной степени охарактеризованы предыдущими исследователями [83, 164]. Субщелочные кварцевые диориты-граносиениты II фазы занимают юго-западную половину Хатыннахского интрузива и на всей этой площади характеризуются ярко выраженным порфириновидным строением. В них широко представлены ксенолиты роговиков и пород I фазы, ассимиляция которых обуславливает широкое развитие пород гибридного облика. Порфиновые вкрапленники, размеры которых достигают 2 × 4 × 5 см, представлены кристаллами калишпата, реже плагиоклаза, расположены обычно линейно ориентированно. Основная масса породы среднезернистая амфибол-биотит-плагиоклазового состава.

Граниты—лейкограниты III фазы слагают северо-восточную часть Хатыннахского интрузива. Для этих пород характерно преимущественно равномернозернистое крупнокристаллическое строение и светло-серая и рыжая окраска. Типичные для пород предыдущей фазы мелкие овальные ксенолиты в этих гранитоидах также обычны, но не имеют столь значительного распространения.

Характеристика пород I—II фаз Хатыннахского интрузива приведена в табл. 19 и на рис. 15—17. Контакт гранитоидов III фазы круто погружается под граносиениты в юго-западном направлении и полого — под ороговикованные осадочные породы в северо-восточном, где лейкограниты снова проявляются в виде небольших штоков Карапет и Оляха. Гранитоиды I и II фаз интрузива, равно как и значительные массивы метаморфизованных пород, прорывающие их дайки, а также размещенная в их пределах золоторедкометаллическая и золото-кварцевая минерализация оказывается, таким образом, как бы локализованной в провисе кровли слабоскрытого интрузива гранитов-лейкогранитов, в несколько раз по площади превышающего их современные выходы. В то же время кварцевые диориты II фазы обнаруживают несомненное сходство с породами обнажающегося к юго-востоку от Хатыннахского интрузива гранитоидного штока Рыжий, что позволяет допустить их комагматичность и принадлежность к одному крупному слабоскрытому интрузиву — главному структурному элементу рудно-магматического узла 1.

Жильный комплекс Хатыннахского интрузива представлен маломощными (до первых метров) телами аплитов и кварц-полевошпатовых порфиринов. С аплитами тесно связаны редкие маломощные прожилки (до 10 см) водянопрозрачного кварца с молибденитом.

В петрохимическом отношении гранитоиды рассматриваемого узла характеризуются достаточно широко проявленной дифференцированностью (табл. 20, рис. 18). В Хатын-

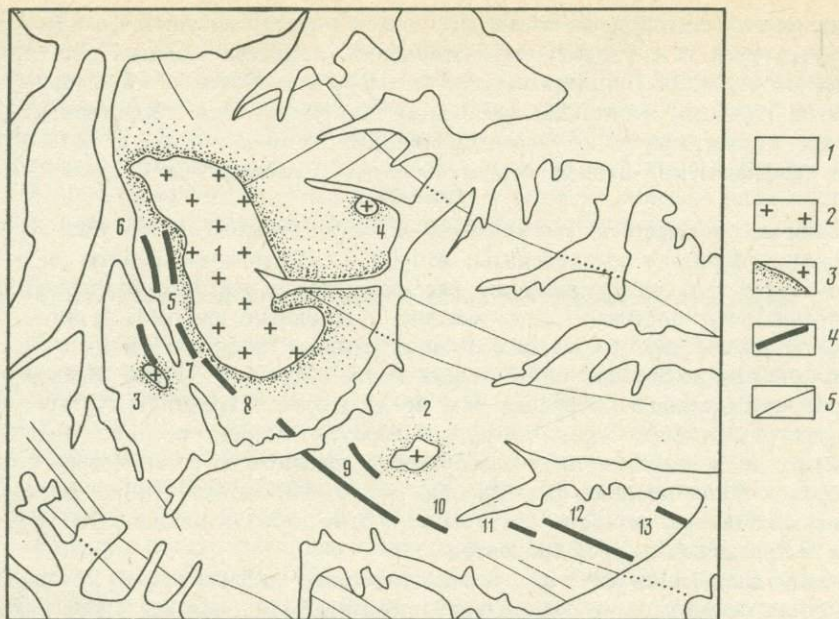


Рис. 14. Карта-схема рудно-магматического узла 1 (составлена по материалам объединения "Северогеология")

1 - осадочные породы Верхоянского комплекса; 2 - гранитоиды; 3 - ореолы контактового воздействия гранитоидов; 4 - дайки; 5 - разломы. Цифры на карте - магматические образования: 1 - Хатыннахский массив; 2-4 - штоки: 2 - Рыжий, 3 - Карапет, 4 - Оляха; 5-13 - дайки: 5 - Крутая, 6 - Штурмовская, 7 - Золотая, 8 - Восточная, 9 - Транспортная, 10 - Гольцовская, 11 - Туманинская, 12 - Удачная, 13 - Сульфидная

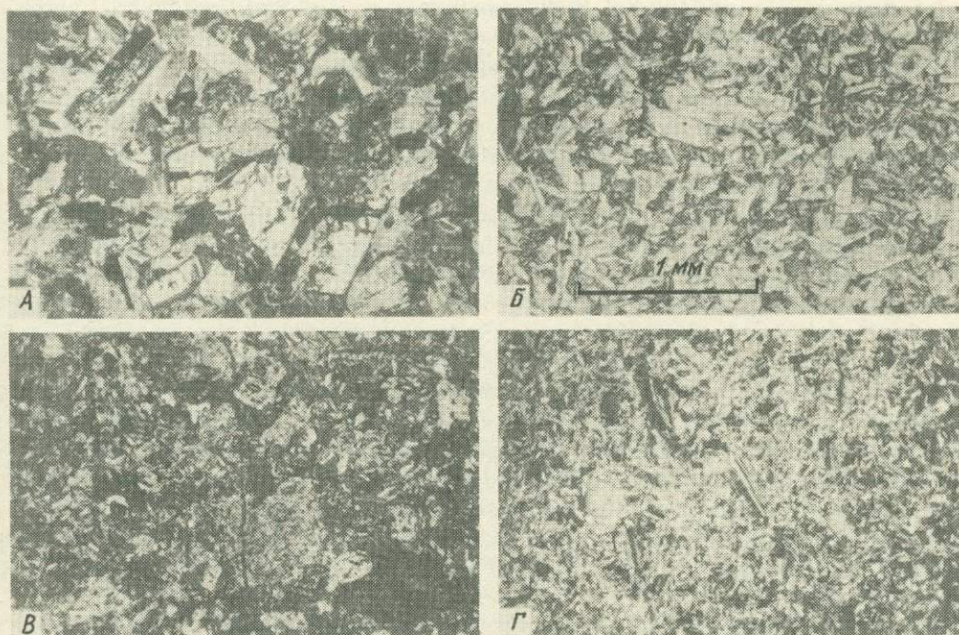


Рис. 15. Микрофотографии шлифов ранних габброидов интрузивов рудно-магматических узлов 1, 2 структур зоны сочленения (А, В, Г - николи +, Б - николи //)

Интрузивы: А - Хатыннахский, Б - Рыжий, В - Березовый, Г - Грозовой



Рис. 16. Микрофотографии шлифов гранитоидов граносиенит-гранитных фаз рудно-магматических узлов 1, 2, 3 в складчатых структурах зоны сочленения, Николи +

Интрузивы: А, Б - Хатыннахский; В, Г - Рыжий; Д, Е - Басугуньинский; Ж - Грозовой; З - Березовый

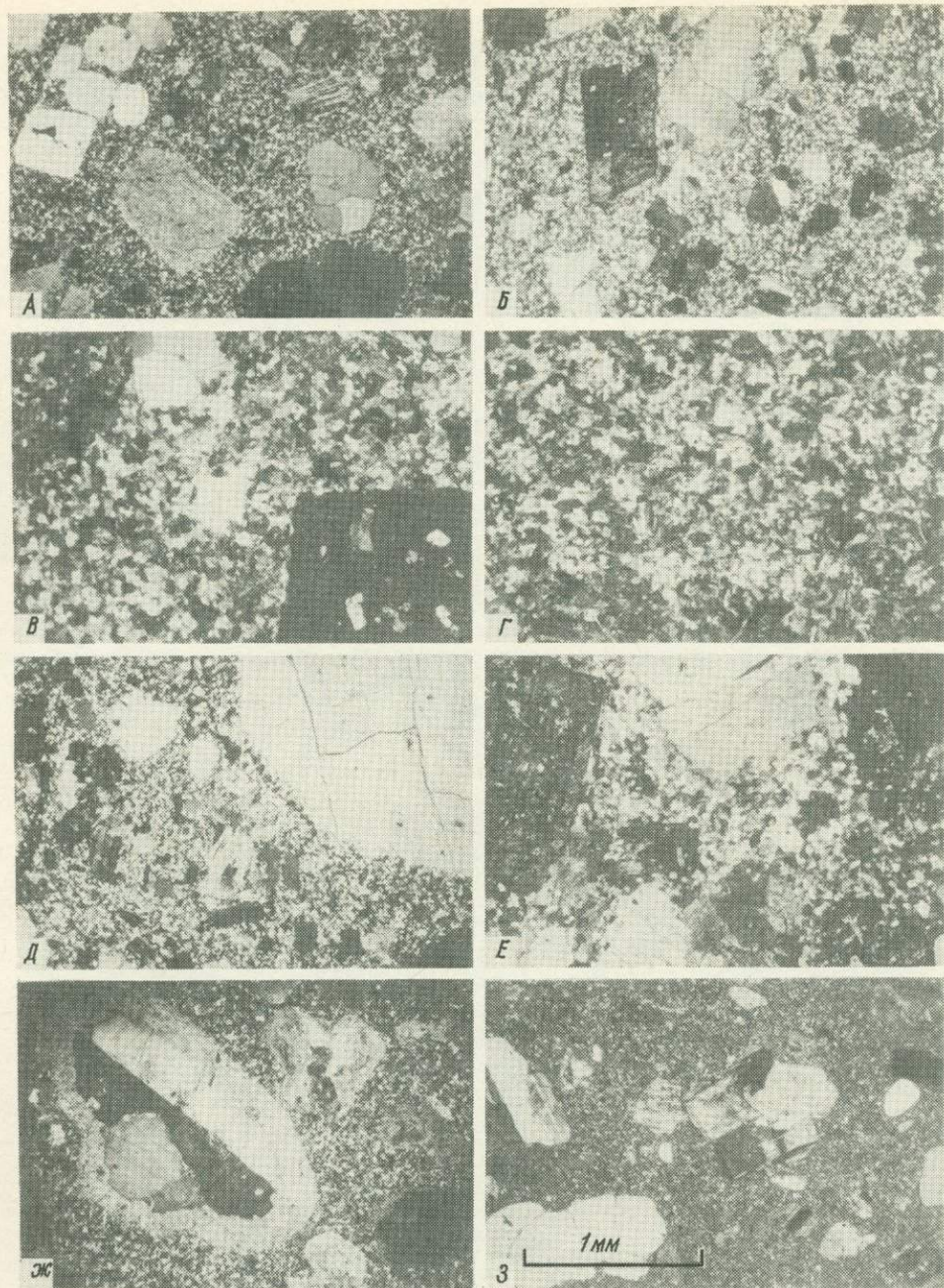


Рис. 17. Микрофотографии шлифов гранит-лейкогранитов краевых и жильных фаций интрузивов. Николи +

А, Б — краевые фации интрузивов: А — Грозового, Б — Красивого; В-Е — породы штоков сателлитов; В — Дарьяльского, Г, Д — Карапета, Е — Березовского; Ж, З — дайки в интрузивах Хатынском и Рыжем

Таблица 19. Минералогия гранитоидов Хатыннахского интрузива (по [164] с дополнениями авторов)

Тип минеральных выделений	Амфиболовое габбро I фаза	Кварцевые диориты—граносиениты II фаза	Граниты—лейкограниты III фаза
Порфиновые выделения	Плагноклаз (№ 50—70) до 10%, реже роговая обманка	Ортоклаз 25—30, до 40%, реже плагноклаз (№ 36—48)	Ортоклаз, кварц до 10%
Основная масса	Бурый и зеленый амфибол, биотит до 50%. Плагноклаз (№ 40—60) до 50%, реже ортопироксен	Плагноклаз (№ 32—44) 30—40% Калишпат 20—25% Кварц 10—15% Роговая обманка до 15% ($-2v = 72^\circ$, $c N_g = 17^\circ$) Моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда ($2v = +58^\circ$ с $N_g = 38^\circ$) Биотит ($N_m = 1,653-1,658$)	Калишпат 35—40% Плагноклаз (№ 18—34) 25—35% Биотит до 10% Кварц 25—30% Роговая обманка
Аксессуары	Магнетит, циркон, апатит, сфен, пирит	Магнетит, циркон, апатит, ильменит, анатаз, арсенопирит, галенит	Магнетит, гранат, циркон, ортит, апатит, ильменит, сфен, рутил, пирит

Таблица 20. Средние химические составы гранитоидов Хатыннахского интрузива, мас.%

Окисел	Мелагаббро	Кварцевые диориты—гранодиориты	Кварцевые диориты—граносиениты	Гранит-порфиры	Лейкократовые граниты	Аплиты и пегматиты
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,50	57,47	59,05	68,80	75,00	77,69
TiO ₂	1,30	0,69	0,81	0,40	0,11	0,07
Al ₂ O ₃	16,70	18,51	17,91	16,16	13,04	12,29
Fe ₂ O ₃	11,83	6,53	Не обн.	3,80	1,54	0,98
MnO	0,25	0,17	0,08	0,04	0,04	0,02
MgO	7,75	1,68	2,00	0,62	Не обн.	0,07
CaO	12,27	4,56	4,14	0,75	0,10	0,44
Na ₂ O	2,73	4,58	3,74	3,66	3,72	3,04
K ₂ O	0,73	5,24	4,21	3,49	5,59	5,05
P ₂ O ₅	0,36	0,32	0,43	0,19	0,03	0,04
ППП	1,76	0,39	Не обн.	2,17	0,81	0,49
Количество анализов	4	5	16	5	6	6

Примечание. 1 — амфиболовые мелагаббро I фазы; 2 — субщелочные кварцевые диориты—граносиениты II фазы (в экзоконтактной зоне гранитов III фазы); 3 — то же, из центральных частей интрузива; 4 — гранит-порфиры даек, прорывающих гранитоиды II фазы; 5 — субщелочные лейкократовые граниты III фазы; 6 — аплиты и пегматиты; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР. 1, 2, 4, 5, 6 — рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова, 3 — по [164].

нахском интрузиве ранние амфиболовые габброиды по химическим характеристикам соответствуют субщелочным меланократовым базитам. От пород существенно диоритовой фазы они значительно отличаются, но близки по составам малым интрузивам рассматриваемого узла. Породы II и III фазы Хатыннахского интрузива отвечают соответственно кварцевым диоритам, граносиенитам и лейкократовым гранитам. Обе группы пород характеризуются достаточно высокой общей щелочностью, при значитель-

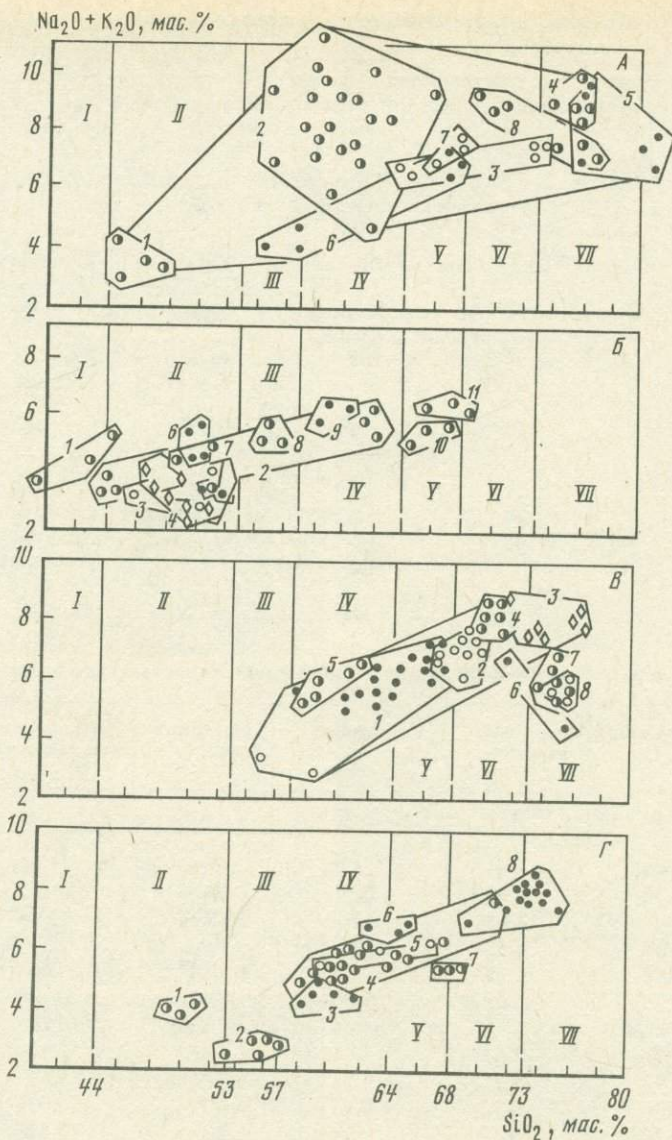


Рис. 18. Положение фигуративных точек составов гранитоидных и дайковых пород на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Рудно-магматические узлы: А-Б - первый, В - второй, Г - третий. Поля составов магматитов: I - ультраосновных пород, II - габброидов, III - диоритов, IV - кварцевых диоритов, V - гранодиоритов, VI - гранитов, VII - лейкогранитов

На А: 1-5 - Хатыннахский интрузив: 1 - I фаза, 2 - II фаза, 3 - дайки гранит-порфиров, 4 - III фаза, 5 - тела аплитов и пегматитов; 6-7 - шток Рыжий: 6 - основное тело, 7 - дайки гранит-порфиров; 8 - шток Карапет. На Б: 1-11 - дайки: 1 - Гольцовская, 2 - Штурмовская (№ 8), 3 - Пологая, 4 - Транспортная, 5 - Сульфидная, 6 - Восточная, 7 - Крутая, 8 - Снайпер, 9 - Удачная, 10 - Туманинская, 11 - Пляшущая. На В: 1-4 - гранитоиды: 1 - фаза Басугуньинского интрузива, 2 - фаза II этого же интрузива: 3 - тела аплитов и пегматитов, 4 - Дарьяльская шток, 5-8 - дайки: 5 - Юбилейная (№ 7), 6 - Терентьевская, 7 - № 6, 8 - № 13. На Г: 1-8 - дайки: 1 - Верхнепараллельная, 2 - Мощная-1, 3 - Безымянная, 4 - Среднеканская, 5 - Нижнепараллельная, 6 - Водораздельная, 7 - Незаметная, 8 - Мощная-2

Т а б л и ц а 21. Средние химические составы гранитоидов штоков Рыжий и Карапет, мас. %

Окисел	Диориты гибридные	Гранодиорит-порфиры	Гранодиориты	Граниты гибридные	Граниты лейкократовые
	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,68	67,45	67,09	69,24	75,00
TiO ₂	1,25	0,68	0,56	0,36	0,26
Al ₂ O ₃	17,18	15,08	14,40	15,45	13,10
Fe ₂ O ₃	9,31	4,71	4,12	2,93	2,11
MnO	0,15	0,07	0,08	0,05	0,05
MgO	3,64	1,04	1,06	0,37	0,26
CaO	7,05	2,74	2,20	1,03	0,50
Na ₂ O	2,77	2,75	2,87	3,74	2,88
K ₂ O	1,33	4,21	4,63	5,47	4,86
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,12	0,11	0,12
ППП	1,45	1,12	2,87	1,23	0,85
Количе- ство анали- зов	3	3	3	3	3

Примечание. 1 — гибридные диориты краевых зон штока Рыжий; 2 — гранодиорит-порфиры даек в гранитоидах; 3 — гранодиориты центральных зон штока Рыжий; 4 — гибридные граниты штока Карапет; 5 — лейкократовые граниты штока Карапет; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР, рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

ном преобладании калия над натрием. Отмеченные петрографические данные, а также приуроченность наиболее калиевых кварцевых диоритов и граносиенитов к выходам прорывающих их лейкогранитов позволяет связывать широкое проявление щелочного метасоматоза с заключительными фазами развития Хатыннахского интрузива. Комплекс даек аплитов и пегматитов, тесно связанный с редкометалльными кварцевыми жилами, характеризуется дальнейшим увеличением роли кремнезема при соответствующем снижении щелочности пород.

В штоке Карапет, являющемся сателлитом Хатыннахского массива, породы отвечают гранитам-лейкогранитам при их несколько более низкой щелочности по сравнению с породами материнского интрузива. По сравнению с предыдущими исследователями [83] в составе штока нами выделяется не одна фаза (или субфаза), а две, представленные соответственно субщелочными гранитами и прорывающими их лейкогранитами нормальной или несколько повышенной щелочности (табл. 21, см. рис. 17).

Гранитоиды штока Рыжий в отличие от пород штока Карапет более соответствуют породам второй фазы Хатыннахского интрузива и в центральных, наиболее вскрытых его частях представлены кварцевыми диоритами нормальной щелочности, реже породами, по составу отвечающими гранодиоритам и гранитам. На примере этого интрузива, являющегося в целом слабоскрытым, устанавливается четкая дифференцированность составов гранитоидов в направлении от краевых зон с меланократовыми породами, отвечающими диоритам, к центральным и наиболее вскрытым его частям. В целом следует отметить, что фации гранитоидов этого штока, очевидно, наиболее полно отражают эволюцию исходных, не затушеванных заключительным щелочным метасоматозом кремнекислых расплавов.

Рудно-магматический узел 2. Гранитоидный магматизм этого узла проявлен пятью сближенными интрузивными массивами, наиболее крупным из которых является Басугуньинский, и значительным количеством более мелких штоков: Гайским, Дарьяльским, Версальским, Красивым и др., являющимися сателлитами основных массивов (рис. 19).

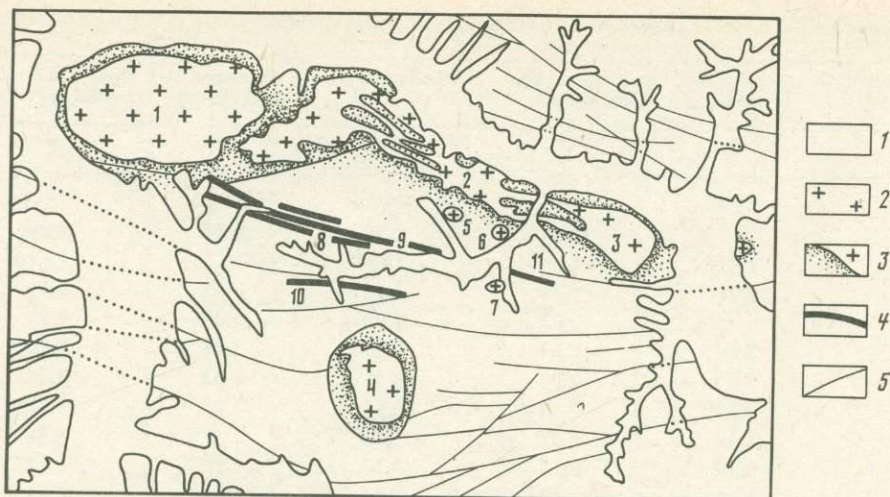


Рис. 19. Карта-схема рудно-магматического узла 2 (составлена по материалам объединения "Северо-востогеология")

1 — осадочные породы Верхоянского комплекса; 2 — гранитоиды; 3 — ореолы контактового воздействия гранитоидов; 4 — дайки; 5 — разломы. Цифры на карте — магматические образования: 1—4 — массивы: 1 — Басугунынский, 2 — Красивый, 3 — Грозовой, 4 — Столовый; 5—7 — штоки: 5 — Красивый, 6 — Медвежий, 7 — Дарьял; 8—11 — дайки: 8 — № 7 (Юбилейная), 9 — № 6, 10 — Терентьевская, 11 — № 13

Басугунынский гранитоидный массив и сопровождающие его мелкие интрузивы — Сторожевой, Столовый, Красивый, Грозовой и др. — занимают около половины площади рудно-магматического узла. Они играют важную роль в его геологическом строении. Форма Басугунынского интрузива в плане овальная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении. Площадь его около 100 км². Интрузив прорывает интенсивно дислоцированные нижне-среднеюрские терригенные и вулканогенно-терригенные толщи Верхоянского комплекса и, по-видимому, вскрыт эрозией на глубину около 1,5 км [129, 164].

В строении массива принимают участие две группы пород: диориты—кварцевые диориты и гранодиориты—адамеллиты, представляющие две интрузивные фазы.

Диориты—кварцевые диориты I фазы распространены преимущественно в северо-восточной части массива, а также нередко представлены в виде ксенолитов (обломки, крупные глыбы и блоки), встречающихся достаточно широко по всей площади массива. Это темно-серые преимущественно равномерно-зернистые, реже порфиоровые, массивные породы. На контакте с гранитоидами II фазы в них отмечается окварцевание, биотитизация и калишпатизация.

Гранодиориты—адамеллиты II фазы слагают основной объем Басугунынского интрузива. Это средне- и крупнозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые породы, преимущественно равномерно-зернистые, в меньшей степени порфировидные. В приконтактных и апикальных частях интрузива гранитоиды интенсивно контаминированы материалом вмещающих пород и содержат их многочисленные, в различной степени ассимилированные ксенолиты. Переходы между контаминированными породами, внешне выделяющимися более темной окраской и повышенными содержаниями биотита, и обычными гранитоидами глубоковскрытых частей интрузива в большинстве случаев постепенные.

Жильный комплекс Басугунынского интрузива представлен телами аплитов и пегматитов, которые встречаются совместно с многочисленными, преимущественно мало-мощными, существенно кварцевыми прожилками и жилами с редкометалльной и золото-редкометалльной минерализацией. Эти образования локализованы главным образом в эндоконтактной зоне интрузива, реже за пределами массива — в роговиках. Кварцево-

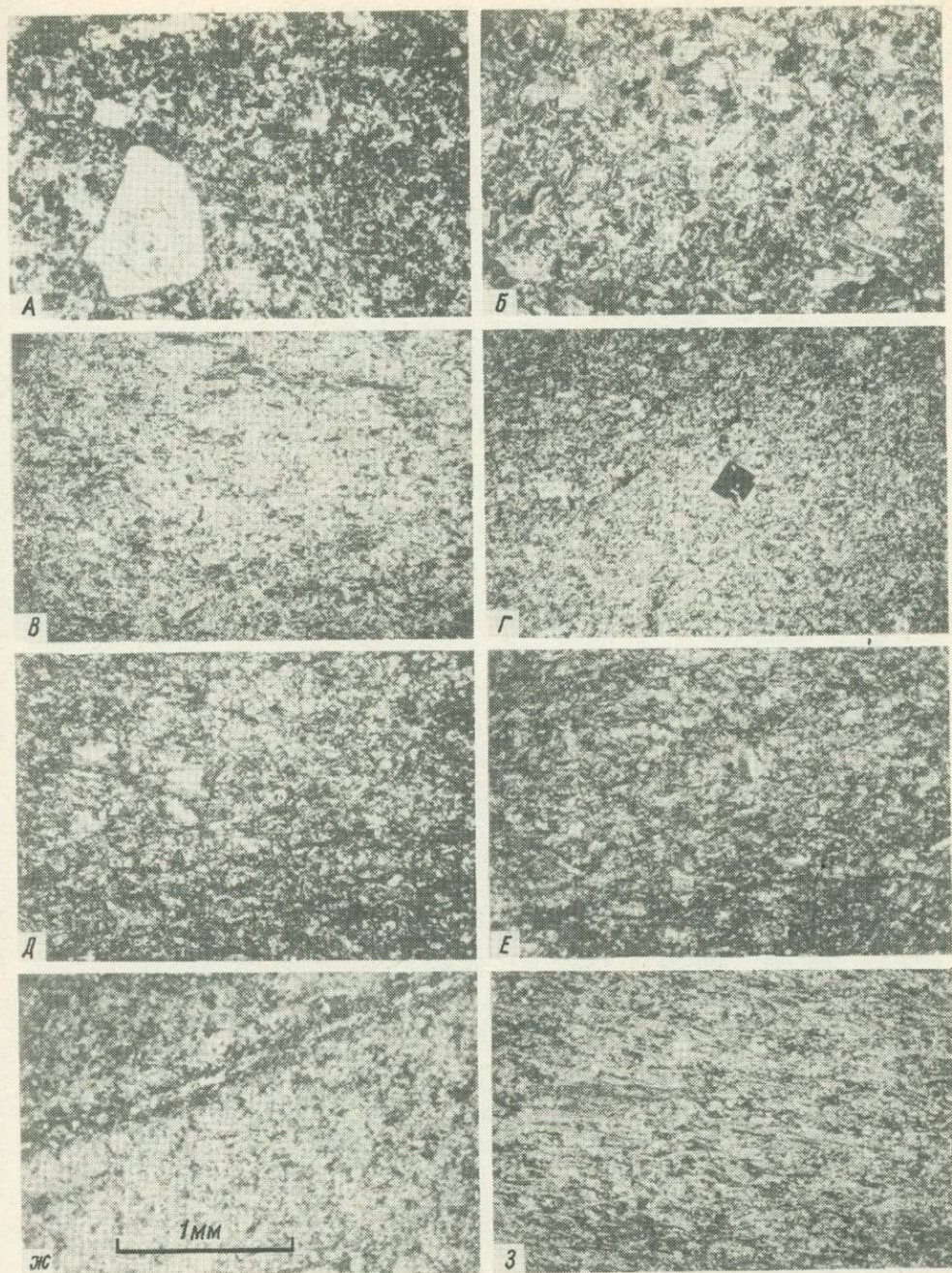


Рис. 20. Микрофотографии шлифов измененных даек основного состава, Николи + Дайки: А — Гольцовская, Б — Золотая, В — Штурмовская, Г — Крутая, Д — Восточная, Е — Сульфидная, Ж — Пологая, З — Верхнепараллельная

жильные образования и аплиты в большинстве случаев развиты совместно и нередко тяготеют к одним и тем же трещинам, где в таких случаях четко устанавливается более молодой возраст жильного кварца.

Петрографические данные по породам I и II фаз Басугуньинского интрузива приведены в табл. 22 и на рис. 20–22. Тесная структурная связь, сходство петрологических

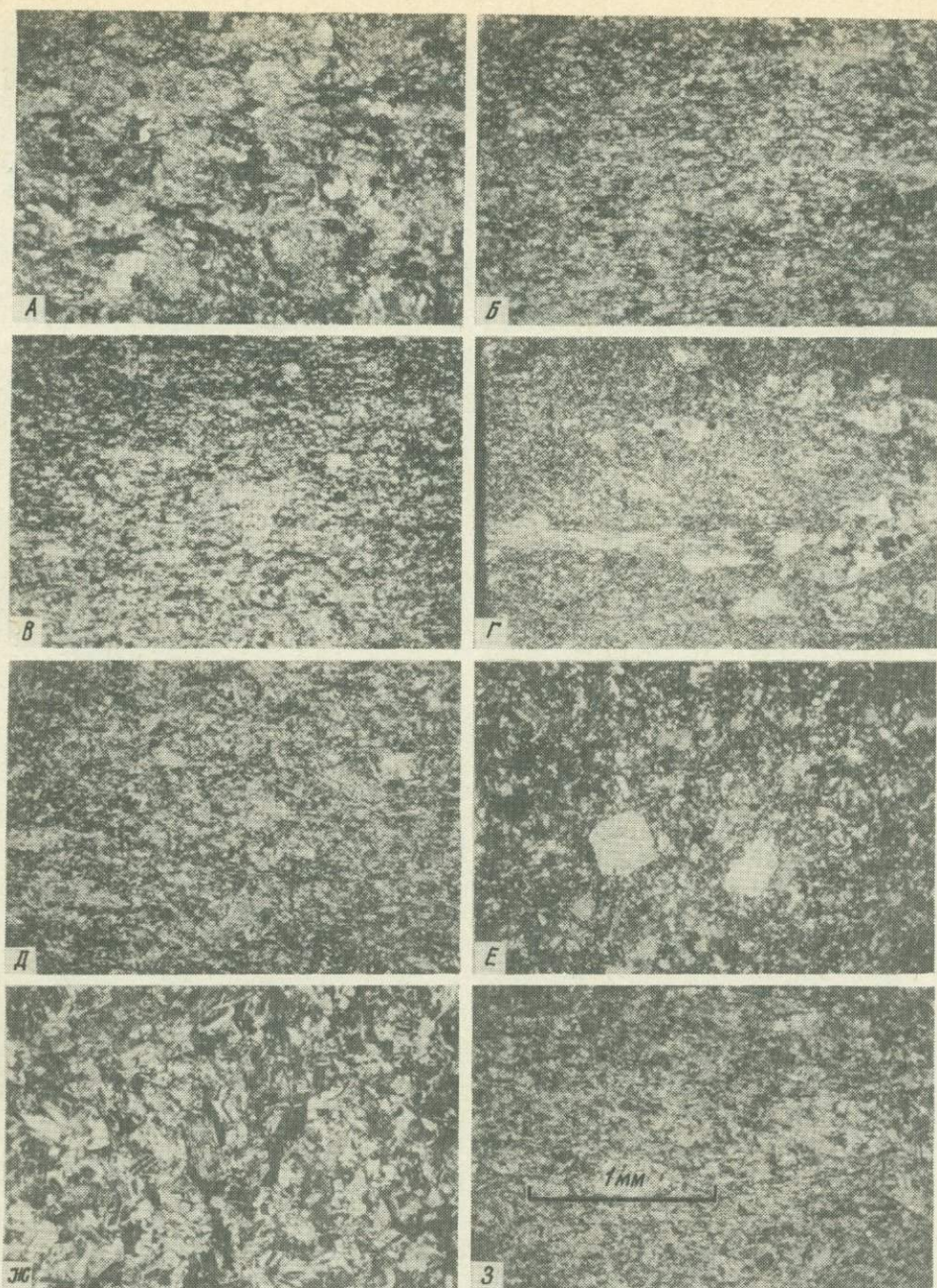


Рис. 21. Микрофотографии шлифов даек среднего состава, Николи +
 Дайки: А - Снайпер, Б - Удачная, В - Туманинская, Г - Юбилейная, Д, Е - Среднеканская,
 Ж - Мощная, З - Безымянная

характеристик (минеральный и химический составы, геохимические и геохронологические данные) пород рассмотренного Басугунинского и рядом расположенных Столового и других интрузивов и геофизические материалы [50] позволяют считать их принадлежащими единому магматическому телу, апикальная часть и кровля которого являются золотоносными.

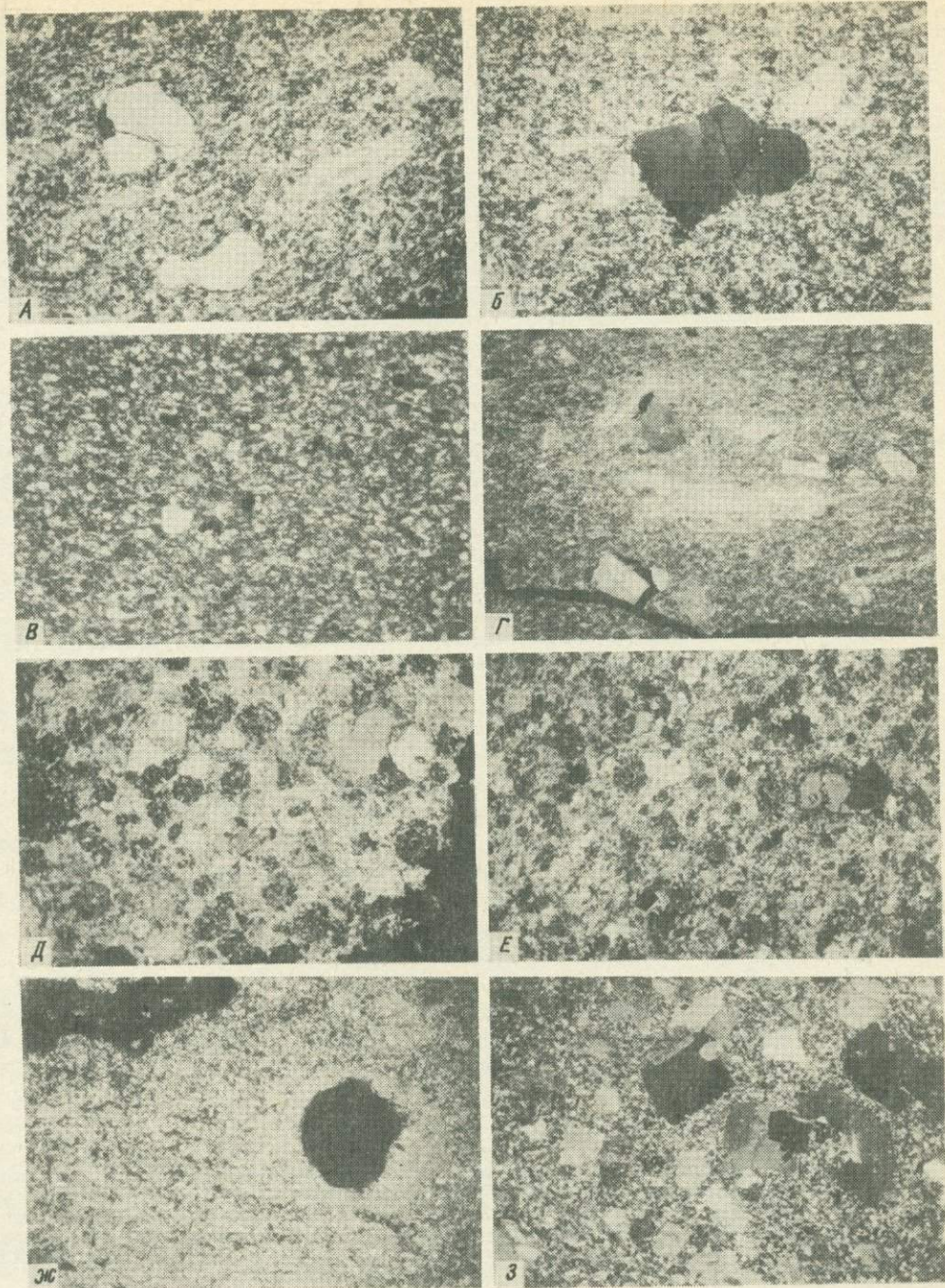


Рис. 22. Микрофотографии шлифов даек кислого состава, Николи +
 Дайки: А, Б - Штурмовская № 8, В - Пляшущая, Г - Туманинская, Д - № 13, Е - № 6, Ж - Не-
 заметная, З - Мощная-2

Т а б л и ц а 22. Минералогия гранитоидов Басугунынского интрузива (по [83] с дополнениями авторов)

Тип выделений	Диориты—кварцевые диориты I фаза	Гранодиориты—граниты II фаза	Аплиты—пегматиты (жильный комплекс)
Порфиоровые выделения	Плагиоклаз (№ 50—70) до 10%	Ортоклаз до 15%, реже плагиоклаз	Калишпат 5—95%, кварц
Основная масса	Зональный плагиоклаз (№ 35—70) 45—55%, зелено-вато-бурая роговая обманка (с $N_g = 15-20^\circ$) 12—18%, моноклинный пироксен (авгит; $2V + 45^\circ$, с $N_g = 36-41^\circ$) 28—46, ромбический пироксен (гиперстен), биотит, кварц	Зональный плагиоклаз (№ 15—38) 22—36% Калишпат 22—28% Кварц 28—42% Роговая обманка Биотит до 14%	Калишпат 45—60% Кварц 40—55% Биотит до 5%
Акцессории	Ильменит, апатит, сфен, циркон, арсенопирит	Циркон, апатит, магнетит, ильменит, гранат, муассонит, рутил, арсенопирит	Циркон, апатит, турмалин, флюорит, рутил, молибденит, арсенопирит

Т а б л и ц а 23. Средние химические составы гранитоидов ранних фаз интрузивов рудно-магматического узла 2, мас. %

Окисел	Диориты—кварцевые диориты		Кварцевые диориты		Кварцевые диориты—гранодиориты	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,61	61,11	61,61	63,24	56,93	66,24
TiO ₂	0,65	0,56	1,19	0,72	0,85	0,57
Al ₂ O ₃	15,92	15,83	15,34	15,25	15,27	15,53
Fe ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	8,26	6,56	6,02	5,30
MnO	0,07	0,13	1,27	0,11	0,10	0,08
MgO	4,54	4,17	2,41	3,30	1,23	1,47
CaO	6,47	6,00	4,16	4,83	3,18	3,47
Na ₂ O	2,43	2,88	3,24	3,08	4,48	3,32
K ₂ O	2,11	2,45	2,24	2,46	3,51	3,26
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,17	0,18	0,15	0,15
ППП	Не обн.	Не обн.	0,37	0,93	0,48	0,85
Количество анализов	4	4	3	1	3	2

П р и м е ч а н и е. 1 — диориты—кварцевые диориты Басугунынского интрузива; 2 — кварцевые диориты интрузива Сторожевой; 3 — кварцевые диориты мелких ксенолитов в Басугунынском интрузиве; 4 — кварцевые диориты интрузива Грозовой; 5 — кварцевые диориты—гранодиориты крупных блоков-ксенолитов в Басугунынском интрузиве; 6 — кварцевые диориты—гранодиориты интрузива Красивый; 1—2 — по [164]; остальные анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР, рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

Как следует из табл. 23—25 и рис. 22, Басугунынский интрузивный массив сформирован главным образом двумя группами пород, соответственно отвечающих по химическому составу диоритам—гранодиоритам (I фаза) и гранодиоритам—гранитам (II фаза). Первые по химизму в известной мере можно отнести к той же группе, что и меланократовые габброиды I фазы Хатыннахского интрузива. На их положение в схеме интрузивного магматизма района указывают также и геолого-структурная позиция пород и

Т а б л и ц а 24. Средние химические составы гранитоидов главной фазы интрузивов рудно-магматического узла 2, мас. %.

Окисел	Гранодиориты			Граниты			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65,99	66,44	67,89	68,27	69,33	70,47	71,00
TiO ₂	0,62	0,48	0,66	0,61	0,45	0,30	0,26
Al ₂ O ₃	15,85	15,38	16,04	15,12	15,30	15,00	15,09
Fe ₂ O ₃	0,46	1,20	1,42	4,58	0,74	0,45	0,33
MnO	0,08	0,06	0,06	0,08	0,06	0,04	0,05
MgO	1,16	1,23	0,86	1,03	0,97	0,70	0,73
CaO	3,53	3,21	2,17	2,44	2,78	2,44	2,05
Na ₂ O	3,41	3,20	2,48	3,24	3,02	3,24	3,35
K ₂ O	3,30	3,38	3,93	4,03	3,68	3,92	3,92
P ₂ O ₅	1,30	0,12	0,01	0,14	0,10	0,08	0,04
Количество анализов	2	8	2	—	29	6	3

П р и м е ч а н и е. 1 — гибридные гранодиориты краевых зон интрузива Красивый; 2 — то же, краевых зон интрузива Басугунья; 3 — то же, краевых зон интрузива Грозовой; 4 — граниты интрузива Столовый; 5 — граниты центральных зон интрузива Басугунья; 6 — то же, интрузива Грозовой; 7 — то же, интрузива Красивый; анализы 1, 2, 3, 5, 6, 7 — по [164]; 4 — выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР; рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

Т а б л и ц а 25. Средние химические составы гранитоидов штоков-сателлитов интрузивов и жил аплитов—пегматитов рудно-магматического узла 2, мас. %

Окисел	Гранодиорит-порфиры		Гранодиориты	Гранит-порфиры			Аплиты и пегматиты
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65,25	66,01	66,83	70,46	71,58	73,52	76,29
TiO ₂	0,60	0,58	0,66	0,30	0,15	0,07	0,10
Al ₂ O ₃	15,50	16,02	15,47	14,55	15,37	14,88	12,75
Fe ₂ O ₃	5,66	4,67	5,64	2,97	1,74	1,64	1,51
MnO	0,08	0,07	0,08	0,05	0,02	0,02	0,04
MgO	1,21	1,13	1,27	0,32	0,35	0,19	0,08
CaO	3,16	3,29	3,44	1,23	1,29	1,27	0,69
Na ₂ O	3,51	3,29	3,18	3,87	4,85	3,53	3,50
K ₂ O	3,38	3,69	3,10	4,42	4,12	4,24	4,82
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,15	0,07	0,02	0,04	0,02
ППП	1,79	0,98	0,86	2,34	0,98	0,72	0,21
Количество анализов	2	1	2	6	1	3	3

П р и м е ч а н и е. 1 — гранодиорит-порфиры штока Медвежий; 2 — гранодиорит-порфиры апофизы интрузива Красивый; 3 — гранодиориты апофизы интрузива Басугунья; 4 — гранит-порфиры Дарьяльского штока; 5 — гранит-порфиры дайки вблизи интрузива Грозовой; 6 — лейкократовые гранит-порфиры штока вблизи юго-восточного контакта Басугуньинского интрузива; 7 — аплиты и пегматиты в роговиках интрузива Басугунья; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР, рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

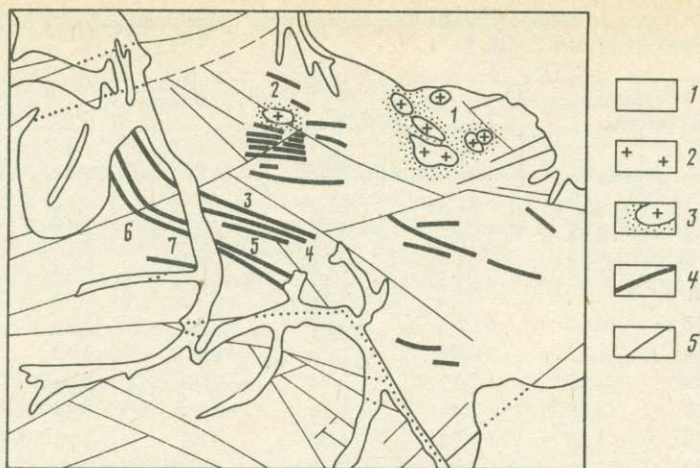


Рис. 23. Карта-схема рудно-магматического узла 3 (составлена по материалам объединения "Сев-востгеология")

1 — осадочные породы Верхоянского комплекса; 2 — гранитоиды; 3 — ореолы контактового воздействия гранитоидов; 4 — дайки; 5 — разломы. Цифры на карте — магматические образования: 1, 2 — штоки: 1 — Березовская группа, 2 — Сабаргинский; 3—7 — дайки: 3 — Мощная, 4 — Водораздельная, 5 — Нижнепараллельная, 6 — Среднеканская, 7 — Безымянная

соотношения с дайковыми телами. Эта группа объединяет, таким образом, породы наиболее ранних фаз интрузивов рассматриваемой структуры, а также ксенолиты этих пород в породах основных фаз и отвечает по химическому составу в основном кварцевым диоритам (см. рис. 18).

Химизм гранитоидов II фазы, являющейся в Басугунинском, а также в Сторожевом, Красивом и Грозовом интрузивах основной, а в Столовом — единственной проявленной фазой, наиболее полно соответствует адалеллит-гранитам [91]. Эти породы параллелизуются с гранитами штока Рыжий и II фазы Хатыннахского интрузива, отличаясь от них отсутствием щелочного метасоматоза и большей продвинутой дифференциации исходных расплавов.

Гранитоиды лейкогранитового состава в Басугунинском массиве представлены исключительно в виде даек и мелких тел аплитов—пегматитов, отличающихся несколько меньшей кремнекислотностью по сравнению с аналогичными породами Хатыннахского интрузива (см. табл. 25).

Рудно-магматический узел 3. В пределах рудного узла на уровне современного эрозионного среза гранитоидные массивы отсутствуют. В то же время ряд исследователей [19] на основе изучения геофизических полей региона и степени метаморфизма пород предполагают наличие интрузивного тела на глубине. Выходами этого интрузива на дневную поверхность служат гранитоиды Березовской группы штоков (рис. 23), детально рассмотренные М.Л. Гельманом (1956 г.). Не останавливаясь на подробной характеристике этих тел, отметим, что при подавляющем гранит-лейкогранитовом составе в их пределах также установлены ранние образования диоритоидного состава и заключительный комплекс аплитов и кварцевых жил (табл. 26).

В петрохимическом отношении гранитоиды Березовской группы штоков приближаются к гранодиоритам—гранитам и субщелочным гранитам—лейкогранитам и довольно близки к соответствующим породам узлов 1 и 2. Встреченные в приконтактных частях штоков слабо охарактеризованные гранитоиды более ранних фаз соответствуют кварцевым диоритам (см. табл. 26).

Проявления гранитоидного магматизма во всех трех рассмотренных узлах, отличаясь в деталях, характеризуются рядом общих черт, среди которых следует отметить четко проявленную эволюцию внедряющихся расплавов ранних магматитов габбро-кварцево-

Т а б л и ц а 26. Средние химические составы гранитоидов рудно-магматического узла 3, мас. %.

Окисел	Кварцевые диориты		Гранодиорит-порфиры	Гранодиориты	Гранит-лейкограниты	Лейкократовые граниты
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,61	60,12	67,04	67,37	72,56	76,00
TiO ₂	0,97	0,90	0,60	0,56	0,25	0,15
Al ₂ O ₃	17,10	16,17	15,00	15,28	14,28	12,97
Fe ₂ O ₃	7,45	7,07	4,40	4,89	2,84	1,57
MnO	0,13	0,10	0,07	0,07	0,04	0,04
MgO	2,43	3,22	1,21	1,10	0,30	Не обн.
CaO	5,48	5,84	2,04	2,99	1,37	0,85
Na ₂ O	3,46	3,88	3,40	3,54	3,36	3,23
K ₂ O	2,11	2,54	4,47	3,55	4,68	4,15
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,12	0,13	0,07	0,04
ППП	1,35	0,94	1,87	0,50	0,45	0,62
Количество анализов	3	3	3	3	3	1

Примечание. 1 — ранние кварцевые диориты Березовской группы штоков; 2 — кварцевые диориты Сабаргинского штока; 3 — гранодиорит-порфиры штока на руч. Сабарга; 4 — гибридные гранодиориты зон Березовского штока; 5 — гранит-лейкограниты Березовского штока; 6 — лейкократовые граниты Березовского штока; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР, рентгено-спектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

диоритового состава к гранитоидным, часто гибридным расплавам гранодиорит-гранитоидного состава и далее к магмам преимущественно субщелочного гранит-лейкогранитоидного состава.

Приведенные данные наряду с материалами по интрузивам других зон региона убедительно свидетельствуют об определенных закономерностях в развитии гранитоидного магматизма в пределах описываемых золотоносных структур Северо-Востока СССР. Кроме того, всестороннее изучение гранитоидных пород рудно-магматических узлов позволило выявить их существенные отличия от палингенных низкотемпературных пород батолитических тел Колымского комплекса [83] и дало возможность относить их к комплексу гранитоидов пестрого состава. Последний, по данным Ю.А. Кузнецова [101], характеризуется значительной глубиной зарождения, изначальной сухостью и высокотемпературностью расплавов, сложностью их эволюции и рудогенерирующей способностью исходных магм.

Малые интрузивы синклинория, главным образом дайки, привлекли внимание исследователей уже с первых дней освоения Северо-Востока СССР, что объясняется их редкой рудоносностью. К настоящему времени достаточно изучены закономерности размещения, морфологические особенности, в меньшей мере — петрографические и петрохимические свойства малых интрузивов.

Располагаясь в интенсивно дислоцированных толщах и в целом подчиняясь простиранию их структур, большинство изученных даек тем не менее ориентированы независимо от направления складчатости на локальных участках. Это обстоятельство, а также морфологические особенности даек свидетельствуют об их внедрении после завершения складчатости, т.е. большая часть даек является поздне- или посторогенными образованиями. Широкое проявление постагматических дислокационных процессов привело к интенсивному разлинзованию и расчленению дайковых тел, формированию флексур и появлению участков "сучивания".

Одна из наиболее изученных на вертикальном интервале около 700 м дайка на горизонтальных срезах представляет собой серию сближенных линзовидных тел мощностью от первых метров до первых сантиметров и протяженностью до 20 м и более, кулисообразно расположенных вдоль условной плоскости дайки. Расчленение и разлинзование

Т а б л и ц а 27. Средние химические составы минерализованных даек рудно-магматического узла 1, мас.%

Окисел	Лампрофи- ры	Габброиды						Диорито- вые пор- фириты	Кварцевые диорито- вые порфириты		Гранодиорит- порфиры	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	42,19	43,67	48,91	49,96	49,03	50,10	50,14	54,60	59,03	61,70	68,85	67,35
TiO ₂	3,16	1,94	1,54	1,61	1,28	1,30	1,52	1,02	1,30	0,89	0,62	0,78
Al ₂ O ₃	14,48	14,52	16,49	16,90	14,75	16,31	15,20	16,20	17,10	14,44	14,62	13,67
Fe ₂ O ₃	11,68	8,96	8,57	8,88	8,00	8,63	7,87	7,47	7,15	5,47	4,40	4,27
MnO	0,21	0,13	0,14	0,17	0,12	0,16	0,15	0,14	0,10	0,11	0,08	0,07
MgO	6,71	6,03	6,84	7,13	5,33	6,24	4,69	2,96	1,84	2,61	1,16	1,19
CaO	6,93	8,29	8,96	6,68	7,71	6,10	5,52	4,89	3,20	2,78	2,79	1,80
Na ₂ O	4,03	2,06	1,45	3,34	1,67	2,30	3,08	2,69	4,18	3,95	2,88	4,27
K ₂ O	0,13	1,60	2,04	1,73	1,63	0,88	1,45	2,56	1,88	1,78	2,62	2,13
P ₂ O ₅	0,81	0,36	0,20	0,33	0,15	0,22	0,31	0,16	0,13	0,23	0,12	0,16
ППП	9,78	12,76	4,82	3,23	10,44	10,05	7,74	7,06	4,04	6,02	4,83	4,29
Количество анализов	3	3	3	4	6	3	3	3	3	3	3	3

П р и м е ч а н и е. 1 — лампрофиры дайки Гольцовская; 2 — метагабброиды краевых частей дайки Штурмовская; 3 — габброиды дайки Пологая; 4 — то же, дайки Восточная; 5 — то же, дайки Транспортная; 6 — то же, дайки Сульфидная; 7 — то же, дайки Крутая; 8 — диоритовые порфириты дайки Снайпер; 9 — кварцевые диоритовые порфириты дайки Удачная; 10 — то же, дайки Штурмовская; 11 — гранодиорит-порфиры дайки Туманинская; 12 — то же, дайки Пляшущая; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР; рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

даек во многих случаях сопровождаются зонами кварцевого прожилкования и отдельными кварцевыми жилами с рудной минерализацией.

Общими свойствами большинства изученных дайковых образований является интенсивное проявление в них продуктов регионально-контактового и зеленосланцевого метаморфизма. Это нашло отражение в их облике, минеральном составе и текстурно-структурных особенностях, достаточно хорошо иллюстрированных фотографиями шлифов (см. рис. 20—22). Отмечая существенные регионально-метаморфические преобразования дайковых пород, рассматриваемые рядом исследователей как автометасоматические (?) [10], следует в то же время отметить, что наиболее значительный вклад в их перерождение в метаморфические породы, очевидно, связан с дислокационными преобразованиями даек. Исследованные дайковые породы в полной мере подтверждают сказанное: они превращены в зеленосланцевые образования, порфиритоиды, порфириды, ортосланцы и в меньшей степени в пропилитизированные и березитизированные разности с достаточно хорошо сохранившимися минеральным составом и текстурно-структурными чертами первичных магматических пород. На рис. 20, 22 отражены основные особенности строения рассматриваемых дайковых пород. Как показывает микроскопическое изучение и приведенные фотографии, основная ткань большинства пород состоит из ориентированно расположенных чешуй мусковита, рудных минералов, хлорита, реже графита и подчиненных им зерен полевых шпатов, кварца и карбоната, в которых встречаются более крупные вкрапленники кварца и полевых шпатов. Структура основной ткани, определяющаяся явным преобладанием гидрослюд, хлорита, гранолепидобластовая. Текстура подавляющей части пород сланцеватая, реже сланцевато-плычатая. В ряде случаев порфиновые вкрапленники и агрегаты вкрапленников кварца и полевых шпатов в породе прихотливо облекаются ее основной массой, обуславливая своеобразную центрическую гломеропорфировую структуру и очковую текстуру породы.

Типичные для изверженных интрузивных образований массивные текстуры в исследованных породах редки и характерны главным образом для пород кремнекислого состава. Среди последних различаются олигофиновые гранит-порфиры со сферолитопойкилитовой и сферолитовой структурой и их порфиновые разности с гранофировой гранофиро-сферолитовой и гранитовой основной массой. В целом для этих пород характерна достаточно хорошая сохранность первичных минеральных и текстурно-структурных признаков в отличие от пород основного—среднего состава (см. рис. 22).

Отличительной особенностью дайковых пород района является преимущественно изохимический характер их изменений. Это позволяет использовать имеющиеся аналитические данные и достаточно обоснованно судить об особенностях дайкового магматизма, который во всех изученных рудно-магматических узлах, как правило, предшествует формированию гранитоидных массивов или же отчасти ему сопутствует.

В петрохимическом отношении рудоносные малые интрузивы синклиория еще более разнообразны, чем гранитоиды. В рудно-магматическом узле I малые интрузивы сформированы преимущественно породами габброидного состава (дайки Пологая, Крутая, Транспортная, Восточная, Сульфидная и др.), реже диоритами (дайка Снайпер), кварцевыми диоритами (дайка Удачная) и гранодиоритами—гранитами (дайка Пляшущая). Петрохимические характеристики пород этих интрузивных тел (табл. 27) достаточно полно отвечают магматитам нормальной щелочности известково-щелочной серии и отличаются сравнительным постоянством. Вместе с тем в некоторых из них, например дайке Туманнинской и главным образом Штурмовской, выявлены значительные вариации составов пород как вкрест простириания даек при переходе от краевых частей к центральным, так и в некоторой степени по простирианию. Так, если кварц-полевошпатовые порфиры породы центральных частей этих даек соответствуют по химизму гранодиоритам (дайка Туманнинская) и кварцевым диоритам (дайка Штурмовская), то лишённые вкрапленников породы краевых частей этих тел отвечают уже габброидам.

По химическому составу рудоносные дайки этого узла вполне сопоставимы с гранитоидами I и II фаз Хатыннахского интрузива и штока Рыжий, однако среди них нет по-

Т а б л и ц а 28. Средние химические составы минерализованных даек рудно-магматического узла 2, мас.%

Окисел	Кварцевые диоритовые порфириды			Кварцевые порфиры	Лейкократовые гранит-порфиры	
	1	2	3		4	5
SiO ₂	59,35	61,55	61,58	73,14	74,40	74,98
TiO ₂	0,77	0,76	0,80	0,54	0,11	0,07
Al ₂ O ₃	17,23	17,11	17,81	13,41	14,39	14,30
Fe ₂ O ₃	5,62	7,20	5,90	3,38	1,99	1,18
MnO	0,09	0,12	0,08	0,09	0,03	0,02
MgO	1,67	2,29	1,71	0,13	0,11	
CaO	3,88	5,13	2,09	0,46	0,96	1,09
Na ₂ O	3,44	3,42	4,62	3,98	3,29	3,49
K ₂ O	2,41	1,86	2,16	1,65	2,64	2,47
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,21	0,12	0,03	0,02
ППП	5,39	1,18	3,74	3,03	2,33	2,27
Количество анализов	5	2	1	2	6	3

Примечание. 1 — кварцевые диоритовые порфириды дайки Юбилейная; 2 — то же, дайки Южная (?) на руч. Гранитный; 3 — то же, дайки Южная на руч. Холодный; 4 — кварцевые порфиры дайки Терентьевская; 5 — лейкократовые гранит-порфиры дайки № 13; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР; рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

род, аналогичных субщелочным лейкогранитам II фазы Хатыннахского массива и штока Карапет, а также пород, претерпевших значительный щелочной метасоматоз.

Малые интрузивы рудно-магматического узла 2 по петрохимическим особенностям существенно отличаются от рассмотренных выше и представлены породами среднего и кислого составов (см. рис. 21, 22; табл. 28). Первые, изученные на примере кварцевых диоритов дайки Юбилейная, в достаточной степени близки к породам ранних фаз гранитоидных массивов рудно-магматического узла 2, отличаясь несколько более высокой щелочностью и меньшей кремнекислотностью. Породы аналогичного состава в рудном узле 1 редки и встречаются главным образом в дайке Удачная и в центральных частях дайки Штурмовская.

Вторые — породы кремнекислотного состава — слагают минерализованные дайки № 6, 13 и Терентьевскую и по составу отвечают гранитам-лейкогранитам (см. рис. 22). По сравнению с полнокристаллическими интрузивными породами, а также дайками аплитов и пегматитов рудно-магматического узла 2 при близких значениях кремнекислотности отличаются более низкой суммарной щелочностью (см. рис. 18). Сопоставление же их с породами, слагающими штоки в рудно-магматическом узле 2 (Гайский, Медвежий, Красивый, Версальский, Дарьяльский и др.), составы которых в целом соответствуют гранитоидам главной фазы и отличаются лишь несколько более высокой суммарной щелочностью, показывает, что рассматриваемые дайки характеризуются значительно более высокой кремнекислотностью и более низкой щелочностью.

Все сказанное позволяет более обоснованно судить о формационной принадлежности дайковых пород и служит дополнительным обоснованием возраста золотого оруденения в рудно-магматическом узле 2.

Многочисленные малые интрузивы рудно-магматического узла 3 представлены породами, по химическому составу отвечающими главным образом кварцевым диоритам-гранодиоритам (дайки Нижнепараллельная, Безымянная, Среднеканская, Водораздельная, Незаметная (табл. 29; см. рис. 22). Менее представительная группа пород габброидного, диоритового и гранит-лейкогранитового составов слагает соответственно дайки Верхнепараллельная, Мощная-1 и Мощная-2. Базиты дайки Верхнепараллельная, являющиеся наиболее основными из изученных пород узла, представлены

Таблица 29. Средние химические составы минерализованных даек рудно-магматического узла 3, мас.%

Оксид	Габбро-порфи- риты	Диориты	Кварцевые диоритовые порфиры					Гранодиорит-порфиры			Гранит-порфиры	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50,25	56,50	59,67	60,29	60,35	61,44	63,52	64,05	64,44	65,98	68,41	74,96
TiO ₂	0,80	0,60	1,23	0,76	0,80	0,73	0,41	0,46	0,82	0,71	0,19	0,08
Al ₂ O ₃	13,93	13,81	16,22	15,52	15,39	15,40	16,22	15,29	16,53	16,37	15,10	12,68
Fe ₂ O ₃	7,78	8,06	7,81	7,17	7,50	7,00	4,36	6,16	7,50	6,48	3,28	1,76
MnO	0,17	0,17	0,15	0,13	0,11	0,14	0,08	0,09	0,05	0,07	0,06	0,04
MgO	6,20	9,31	3,21	1,98	1,67	1,60	1,74	1,77	1,67	1,42	3,09	0,04
CaO	5,40	7,02	2,29	2,79	4,18	3,30	3,02	2,39	0,81	0,74	1,24	0,46
Na ₂ O	2,42	1,79	3,36	2,77	3,43	4,02	3,12	4,05	3,76	4,26	4,02	3,35
K ₂ O	1,65	1,18	1,12	2,72	1,99	1,62	2,80	2,77	1,84	1,77	1,47	5,18
P ₂ O ₅	0,12	0,92	0,15	0,18	0,17	0,19	0,09	0,12	0,23	0,20	0,06	0,02
ППП	11,21	2,37	4,98	5,68	4,87	4,77	4,61	3,13	2,94	2,40	3,14	1,45
Количество анализов	3	5	5	3	5	3	3	3	2	2	3	3

Примечание. 1 — габбро-порфиры дайки Верхнепараллельная; 2 — диориты дайки Мощная-1; 3 — кварцевые диоритовые порфиры дайки Безымянная; 4—6 — то же, дайки Среднеканская; 7 — то же, дайки Нижнепараллельная; 8 — гранодиорит-порфиры дайки Водораздельная; 9—10 — то же, дайки Среднеканская; 11 — гранит-порфиры дайки Незаметная; 12 — лейкократовые гранит-порфиры дайки Мощная-2; анализы выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР, рентгеноспектральный анализ, аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

разностями, по химизму приближающимися к габброидам [91], и близки к минерализованным дайкам рудно-магматического узла 1 (дайки Восточная, Крутая, Транспортная и др.).

Обращает на себя внимание, что по петрохимическим особенностям в группе средних и кислых дайковых пород рудно-магматического узла 3 намечается ряд, отвечающий направленному развитию интрузивного магматизма в пределах изученной части синклинория в целом. Такой же ряд характерен и для магматитов рудно-магматического узла 2, что подтверждает общность петрохимической эволюции расплавов, сформировавших интрузивные массивы и дайки.

Сравнительный анализ данных по петрохимии малых интрузивов и гранитоидных массивов убедительно свидетельствует о близости составов исходных расплавов и очевидном родстве этих образований во всех трех рудно-магматических узлах.

Таким образом, проведенные петрохимические исследования малых интрузивов, распространенных в пределах синклинория, указывают на возможность выделения в их составе "догранитных" габбро-гранодиоритовых и сингранитных кварцево-диорит-лейкогранитовых малых интрузивов и позволяют предположить, что их образование происходило за счет тех же магматических очагов, что и габбро-диорит-гранитные массивы рудно-магматических узлов.

В геохимическом отношении рассмотренные гранитоидные и дайковые породы изучены неравнозначно. В частности, если гранитоиды обеих фаз Басугуньинского и других интрузивов рудно-магматического узла 2 и II фазы Хатыннахского интрузива в узле 1 характеризуются достаточной исследованностью на широкий круг микроэлементов, за исключением золота, то по геохимии гранитоидов рудно-магматического узла 3 и подавляющей части даек сведения практически отсутствуют. В то же время известна важная роль данных общей и тем более изотопной геохимии изверженных пород рудоносных структур для решения вопросов как генезиса магматитов, так и связи с ними эндогенных рудных месторождений.

Единичные данные изотопных анализов по ряду микроэлементов, например по стронцию и сере, совместно с результатами петрохимических исследований убедительно свидетельствуют о глубинной природе магматических образований синклинория. Имеющиеся два определения изотопного состава первичного стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7057 \pm 0,010$ и $0,7050 \pm 0,002$ [85], соответственно характеризующие кварцевые диоритовые порфириды дайки Среднеканской и адамеллиты Басугуньинского интрузива, свидетельствуют в соответствии с современными представлениями [198] об их мантийном происхождении. В свою очередь, сера сульфидов исследованных дайковых пород по изотопному составу характеризуется незначительным разбросом значений δS_{34} и соответствует метеоритной сере [84], что, согласно [180], позволяет говорить о ювенильном источнике этого элемента.

Выполненные определения содержания ряда рудогенных элементов в осадочных и магматических породах служат дополнением к уже имеющимся данным [164] (табл. 30). Они позволяют высказать некоторые соображения о возможной роли рассматриваемых образований в качестве источников рудогенных элементов золоторудных проявлений. Сопоставление рассчитанных местных кларков ряда микроэлементов в породах даек, гранитоидных массивов, а также, что особенно важно, во вмещающих их терригенных породах позволило выявить обогащенность метаморфизованных осадочных пород по сравнению с изверженными такими рудогенными элементами, как олово, молибден, свинец и серебро. Кларки золота в различных породах сравнительно постоянны и низки. Несколько повышенное содержание этого элемента в диоритоидах комплекса малых интрузий (5,2 мг/т) по сравнению с метаосадочными породами и гранитами (4,1 и 4,0 мг/т) обусловлено, вероятно, последующей гидротермальной проработкой пород, приведшей к их обогащению, и не свидетельствует об исходной специализации диоритов на золото. Это с геохимических позиций не позволяет считать их потенциально рудоносными [30].

Повышенные содержания ряда микроэлементов в терригенных породах, преобразо-

Т а б л и ц а 30. Средние содержания элементов-примесей в некоторых породах Иньяли-Дебинского синклиория, г/т

Элемент	Осадочные породы	Диориты малых интрузий и даек	Гранитоиды массивов	Элемент	Осадочные породы	Диориты малых интрузий и даек	Гранитоиды массивов
Хром*	176,5	394,8	55,4	Висмут	4,7	6,9	7,1
Никель	40,9	85,9	27,7	Медь	47,5	46,4	36,9
Кобальт	18,8	42,4	19,1	Серебро	0,440	0,384	0,309
Олово	11,7	7,1	7,5	Золото*	0,0041	0,0052	0,0040
Молибден	3,2	1,8	1,3	Количество анализов	333	190	138
Свинец	40,3	16,8	28,8				
Цинк	538,4	848,0	592,7				

*Хром и золото — количество проб соответственно: 183, 165, 138, и 188, 51, 34.

П р и м е ч а н и е. Количественный спектральный анализ выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитик Л.И. Попова. Золото определено атомно-абсорбционным методом в ЦЛ ПГО "Сев-востгеология", аналитик Н.К. Терентьева.

ванных в условиях метаморфизма до зеленосланцевой фации, очевидно, обусловлены тем обстоятельством, что как показано многочисленными исследователями [21, 35], эта зона измененных пород является областью активной разгрузки метаморфогенных палеогидротерм, нередко обеспечивающих отложение высоких концентраций самых различных металлов. В то же время выявленные сравнительно низкие концентрации золота в зеленосланцевых породах, очевидно, свидетельствуют, во-первых, о слабых мобилизующих возможностях процессов регионального метаморфизма и, во-вторых, по-видимому, о глубинной, магматогенно-гидротермальной, а не метаморфогенной природе золоторудной минерализации. Признавая магматогенный генезис основной части золотой минерализации изученных рудно-магматических узлов, авторы тем не менее далеки от мысли связывать их формирование с какими-либо конкретными магматическими комплексами или тем более конкретными интрузивами. Изверженные породы и руды — скорее звенья единой цепи глубинных процессов, происходящих в тектономагматических зонах и отраженных в верхних горизонтах земной коры, и связаны общими условиями геолого-структурной и фациальной обстановки.

Минералого-геохимические особенности рудно-магматических узлов

Рудно-магматические узлы структур сочленения с Охотско-Чаунской областью характеризуются широким развитием золото-редкометалльного и золото-кварцевого оруденений, которые многими исследователями рассматриваются в ранге самостоятельных рудых формаций. Не заостряя внимания на признаках формационного различия, рассмотрим минералого-геохимические особенности этих типов минерализации.

Золото-редкометалльная минерализация известна на Северо-Востоке СССР с первых лет его освоения. Она является характерным элементом металлогении остаточных массивов, вулканических и складчатых зон региона. Тем не менее этот тип золотой минерализации изучен пока слабо. Имеющиеся данные [126, 158], отражая лишь общую картину локализации рассматриваемого оруденения в геологических структурах и его не всегда полную минералого-геохимическую характеристику, как правило, не несут достаточной генетической информации, свидетельствующей о природе этого типа минерализации. Между тем этот тип оруденения, характеризуясь тесной пространственной связью с гранитоидными интрузивами, специфическим минеральным составом, ярко выраженной зональностью размещения минеральных ассоциаций, распределения золо-

та различной пробности в пространстве, физико-химических параметров минералообразования, позволяет на качественном и количественном уровне решать важнейшую проблему теории рудогенеза – проблему связи магматизма и оруденения.

Авторами рассмотрены геологические и минералого-геохимические особенности золото-редкометалльных проявлений в поле развития золото-кварцевой минерализации в рудно-магматическом узле 2.

Золото-кварцевое оруденение приурочено к интенсивно дислоцированным ниже-среднеюрским терригенным толщам, прорванным протяженной свитой малых интрузий и телами гранитоидов (см. табл. 23, рис. 19). Малые интрузивы представлены главным образом дайками, реже штоками. Они сложены породами основного, среднего и кислого состава. Анализ работ предшественников и наблюдения авторов показывают, что дайки основного и среднего состава являются наиболее древними магматическими образованиями. Они метаморфизованы гранитами и пересекаются дайками кремнекислого состава. Взаимоотношения последних с телами гранитоидов не ясны, и их отнесение к "добатолитовым" образованиям, основанное на том, что они также несут золото-кварцевое оруденение, по-видимому, малообоснованно.

В интрузивах гранитов выделяются ранние слабо проявленные фазы диорит-кварцево-диоритового состава, образования главных фаз (гранит-гранодиориты) и заключительные комплексы селекситов (аплитов, пегматитов и кварц-полевошпатовых жил). Интрузивные тела слабо эродированы, содержат многочисленные останцы кровли вмещающих терригенных пород и сопровождаются большим количеством штоков-сателлитов порфириновых пород. В целом интрузивы и их сателлиты сложены однотипными амфибол-биотитовыми гранитоидами главной фазы близкого химического состава и возраста и, вероятно, представляют собой выходы единого на глубине тела. Ряд особенностей пород, такие, как присутствие магматического альмандинового граната*, высокие калий-рубидиевые отношения и низкие первичные отношения изотопов стронция** характеризуют их как глубинные образования, вероятно обусловленные дифференциацией исходных мантийных магм.

Заключительные образования интрузивов представлены телами селекситов, широко развитых как в гранитоидах, так и в их экзоконтактных зонах. По петрохимическим и в ряде случаев структурно-петрографическим особенностям эти кремнекислые образования близки к некоторым рудоносным дайкам с золото-кварцевой минерализацией в этом узле (дайки № 6, № 13 и др.), что может служить признаком их родства и формирования в течение одной фазы магматизма. Отмеченные особенности развития гранитоидного магматизма, во-первых, свидетельствуют о том, что все интрузивные образования рудно-магматического узла (массивы, штоки, дайки, жилы) являются отражением единой линии эволюции магматизма, приведшей к формированию рудоносных, прежде считавшихся "добатолитовыми" малых интрузий, во-вторых, указывают на глубинную природу исходных расплавов. Ранее на генетическую общность этих типов интрузивных пород обращал внимание и М.Л. Гельман [44].

Закономерности пространственного размещения золото-редкометалльной минерализации свидетельствуют о ее генетической связи с гранитоидным магматизмом. Наиболее ярко эта связь проявлена в устанавливаемых в ряде случаев тесных структурных и возрастных взаимоотношениях оруденения и заключительного комплекса жил аплитов и пегматитов (селекситов). Такая связь имеет место и на многих других золото-редкометалльных проявлениях [128, 138]. Формирование золото-редкометалльных жил в целом, по-видимому, осуществлялось в завершающую стадию магматизма (образование селекситов), но нередко происходило и в ходе становления (или даже ранее) некоторых жил аплитов и пегматитов.

Золото-редкометалльная минерализация в рассматриваемом рудно-магматическом

*Альмандин – 67%; пироп – 11; спессартин – 12; гроссуляр – 8%; микрозонд "JXA-5", МГУ, аналитик Нат.Е. Сергеева.

** $Sr_{87}/Sr_{86} = 0,7050 + 0,0012 [85]$.

Т а б л и ц а 31. Минеральный состав золото-редкометалльных жил

Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся	Главные	Второстепенные	Спорадические встречающиеся
Рудные минералы			Жильные минералы		
Арсенопирит	Пирит	Густавит	Кварц	Турмалин	Апатит
Лёллингит	Пирротин	Павонит	Альбит	Полевые шпаты	Циркон
Молибденит	Касситерит	Минерал AuBi ₅ S ₄	Светлые слюды	Биотит	Сфен
Висмутин	Шеелит	Электрум (?)		Флюорит	Гранат
Теллурид висмута	Минерал Bi ₂ Te ₃ S ₅	Теллуриды Au и Ag (?)		Цеолиты	Целестин
	Икунолит	Джемсонит (?)		Карбонаты	Аксинит
Жозеит А	Минерал К Годовикова	Антимонит (?)		Актинолит	
Жозеит В	Сульфотеллурид I			Эпидот	
Висмут самородный	Онтоева			Цоизит	
Самородное золото	Минерал Пикока Жозеит С Марказит Халькопирит Галенит Сфалерит Ильменит				

Примечание. При составлении таблицы использованы данные П.И. Скорнякова (1949 г.), И.Р. Якушева (1953 г.) и А.А. Паньчева (1975 г.)

узле входит в состав маломощных существенно кварцевых жил и прожилков, локализованных в экзо- и эндоконтактных зонах гранитоидов. Она характеризуется набором достаточно специфических минералов, подчеркивающих ее родство с гранитоидными магмами.

Данные о минеральном составе золото-редкометалльных образований приведены в табл. 31. Главными минералами золотоносных жил и прожилков являются кварц и арсенопирит, в меньшей степени — лёллингит. Другие минералы развиты незначительно и визуально при макроскопическом изучении руд устанавливаются редко. Иногда встречаются образцы с видимым золотом.

В изученных рудоносных жилах установлены следующие минеральные ассоциации: I — допродуктивная арсенопирит-кварцевая; II — продуктивные золото-молибденит-гидрослюдистая и золото-теллуридно-висмутин-гидрослюдистая; III — постпродуктивная цеолит-карбонатная. Эти ассоциации отражают основные стадии развития рудоносной системы. Имеются данные для выделения золото-шеелитовой и, возможно, золото-касситеритовой продуктивных ассоциаций.

Ранняя арсенопирит-кварцевая минеральная ассоциация составляет основной объем широко распространенных прожилков и отдельных более мощных жил. Эти жилы достаточно выдержаны по мощности и простираению. Наряду с арсенопиритом и кварцем в них установлен альбит, а также вторичные и породообразующие минералы, характерные для вмещающих гранитоидных и осадочных пород: полевые шпаты, эпидот, хлорит, гидрослюды, ортит, циркон, апатит и др. (см. табл. 31). Жильный кварц характеризуется массивной текстурой и субидiomорфнозернистой структурой. Это отличает его от кварца золото-кварцевых проявлений, обычно характеризующегося текстурами и структурами, отражающими значительные дислокационные преобразования жильного материала. Субидiomорфнозернистые структуры являются одной из наиболее характерных типоморфных особенностей кварцево-жильных образований, связанных с гранитоидами. Данное обстоятельство необходимо подчеркнуть особо, поскольку отмеченные структуры кварца нередко интерпретируются в качестве признака термометаморфизма жил гранитами [156, 158, 195].

Таблица 32. Химический состав золотоносных жил и прожилков, мас.%

Окисел	Жилы с золото-молибденитовой минерализацией			Жилы с золото-теллуридно-висмутовой минерализацией			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	97,07	95,60	98,45	95,01	97,27	97,63	98,86
TiO ₂	Не обн.	0,09	0,04	0,12	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,49	1,28	0,18	1,10	1,08	0,96	0,36
Fe ₂ O ₃	1,83	1,88	1,17	2,81	0,25	0,37	0,30
MnO	0,01	0,01	0,08	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.
MgO	0,01	0,12	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02
CaO	Не обн.	0,32	0,05	0,12	0,46	0,19	Не обн.
Na ₂ O	0,29	0,39	0,28	0,41	0,36	0,43	0,18
K ₂ O	0,16	0,03	Не обн.	0,23	0,31	0,07	Не обн.
P ₂ O ₅	Не обн.	0,01	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
ППП	"	0,12	"	0,01	0,45	0,33	0,31
Rb · 10 ⁻⁴	6	Не обн.	"	10	17	6	4
K/Rb	221	Не опр.	Не опр.	191	151	97	Не опр.

Примечание. Жилы локализованы: 1 — в гранитах; 2 и 3 — в кварцевых диоритах; 4–7 — в гранитоидах; определение выполнено рентгеноспектральным анализом на спектрометре ARL-72000 в СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитик В.Я. Борхоев.

Химический состав жил и прожилков, сложенных минералами ранней ассоциации, приведен в табл. 32. Количественным спектральным анализом в жилах этой ассоциации, преимущественно в монофракциях кварца, постоянно устанавливается примесь Ni, Co, Cr, Sn, Mo, W, Pb, Bi, As и других микроэлементов (табл. 33). Содержания Au и Ag практически постоянно превышают их кларки в изверженных и осадочных породах, а также в так называемом метаморфогенном кварце, широко развитом в метаосадочных терригенных толщах района.

Арсенопирит является главным рудным минералом ранней допродуктивной ассоциации, но его доля в большинстве жил и прожилков не превышает первых процентов. Минерал образует тонкую рассеянную вкрапленность в жилах, а также встречается в виде гнезд. Преобладают отдельные неправильные выделения и крупнозернистые агрегаты минералов, реже развиты кристаллы и зерна, нередко вытянутые и изогнутые, со сложными сочетаниями индукционных поверхностей и граней.

На микрозонде "Самевах" изучены особенности химического состава арсенопирита золото-редкометалльных образований*. Концентрации осадочных минералообразующих элементов составляют (в мас. %): Fe — 33–34, As — 47–48, S — 17–18. Среднему составу минерала достаточно точно отвечает анализ: Fe — 33,5, As — 48,4, S — 17,2 мас.%. По сравнению с теоретическим составом минерала — Fe — 34,30, As — 46,01, S — 19,69 мас.% — изученные арсенопириты более мышьяковистые, менее железистые и сернистые.

Материалы по природным и искусственным арсенопиритам свидетельствуют о стабильности составов минерала и генетической информативности отклонений составов в сторону более высокой сернистости или мышьяковистости. Установленная низкая сернистость арсенопирита золото-редкометалльных жил близка к предельной**. Более низкие концентрации серы (16,75 мас.%) приведены А. Кларком [90] для искусственных арсенопиритов, синтезированных в высокотемпературных условиях (660°C). Возможно, низкая сернистость арсенопирита золото-редкометалльных проявлений каким-то образом связана с близостью магматического очага к зоне разгрузки гидро-

*Аналитик Е.М. Горячева, СВКНИИ.

**В коллекции И.Р. Якушева (1953) имеется анализ арсенопирита с содержанием серы 15,26 мас.%, вероятно полученный на неоднородном материале (арсенопирит + лёллингит).

терм и с высокотемпературной обстановкой в системе, вызывающими в минералообразующих растворах дефицит легколетучей серы.

Близкие данные по химическому составу арсенопиритов золото-редкометалльных образований Якутии приведены в [42]. Концентрация серы в арсенопирите на трех изученных авторами рудопроявлениях, по данным микрозондовых анализов, составляет 17,6–18,3 мас. %.

Таким образом, химический состав арсенопирита золото-редкометалльных жил, его низкая сернистость является важной характеристикой, определяющей высокое типоморфное значение этого минерала.

Зернистые агрегаты и кристаллы арсенопирита нередко подвержены катаклазу, сопровождаются развитием прожилковидной и вкрапленной продуктивной минерализации. В связи с этим в минерале устанавливаются повышенные концентрации золота, серебра, висмута и ряда других элементов. Атомно-абсорбционный анализ трех проб арсенопирита, не содержащего микроскопически видимых выделений других минералов, показал содержания золота 1400, 870 и 800 г/т, серебра — более 680 г/т, висмута — более 100 г/т*.

Из других рудных минералов к ранней ассоциации отнесены лёллингит, пирротин, пирит, ильменит и др. (см. табл. 31).

Арсенопирит-кварцевые прожилки и жилы ранней ассоциации вмещают более поздние, в том числе и продуктивные, минеральные ассоциации. Поэтому они должны служить основными объектами поисков при исследовании золото-редкометалльной минерализации, например в метасоматических залежах, отмеченных в [126].

Продуктивные золото-молибденит-гидрослюдистая и золото-теллуридно-висмутин-гидрослюдистая ассоциации развиты по трещинам катаклаза в кварцевых и арсенопирит-кварцевых жилах и прожилках ранней стадии минерализации. В количественном отношении они не играют сколько-нибудь существенной роли и достаточно трудно выявляются. Наиболее широко развиты и соответственно полнее изучена золото-теллуридно-висмутовая ассоциация. В составе обеих продуктивных ассоциаций рудная минерализация представлена главным образом минералами висмута и теллура при подчиненных количествах самородного золота, молибдена, касситерита, шеелита, халькопирита и других минералов. Помимо ранее известных висмутин и самородного висмута, выделена обширная группа новых минералов висмута (и теллура), относящихся к сульфидам, сульфотеллуридам, теллуридам и сульфосолям.

Минералы висмута и теллура, как известно, являются для золото-редкометалльных месторождений реперными минералами. При изучении продуктивных золотоносных ассоциаций были установлены сложный золото-висмутовый сульфид $AuBi_5S_4^{**}$, икунолит Bi_4S_3 , теллурид висмута Bi_9Te_4 (или Bi_2Te), жозеит $A Bi_9TeS_2$, минерал Пикока Bi_6TeS_3 , жозеит $C Bi_{16}Te_3S_9$, жозеит $B Bi_4Te_2S$, минерал К Годовикова $Bi_9Te_4S_{20}$, сульфотеллурид-1 Онтоева $Bi_{15}Te_6S_4$, сульфотеллурид висмута $Bi_9Te_3S_5^*$, павонит $AgBi_3S_5$, густавит $AgPbBi_3S_6$. Диагностика этих сложных в определении минералов выполнена на микрозонде***. Химические составы некоторых минералов висмута и теллура приведены в табл. 34, 35. Определенное ранее на основе рядовых рентгенометрических исследований наличие верлита, теллуровисмутита и тетрадимита при изучении рудных минералов на микрозонде не подтвердилось.

В изученных жилах рудные минералы развиты в виде зернистых агрегатов, отдельных зерен и кристаллов размерами от долей миллиметра и менее и до нескольких сантиметров. Наиболее распространены висмутин, теллуриды и сульфотеллуриды висмута: жозеит А и жозеит В и др. В агрегатах зерен и сростках кристаллов сульфотеллуриды и теллуриды висмута отчетливо идиоморфны относительно висмутин. Выделения

* Пробы 54-1, 2 и 3/А-81, лаборатория СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитики Л.А. Печникова и А.В. Матвеева.

** Предположительно новые минеральные виды.

*** Аналитики Н.Е. Сергеева, В.Я. Борходоев, Е.М. Горячева.

Т а б л и ц а 33. Содержание элементов-примесей в кварце жил эндо- и экзоконтактных зон Басугуьинского интрузива, г/г

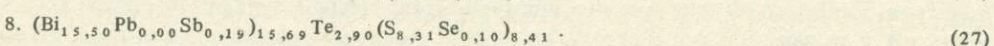
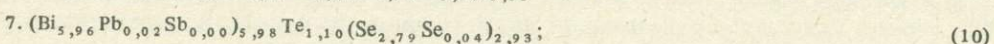
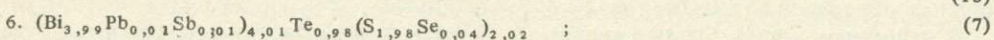
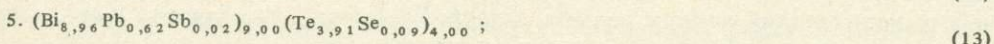
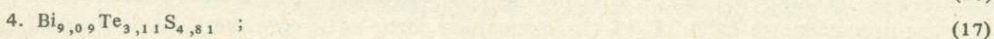
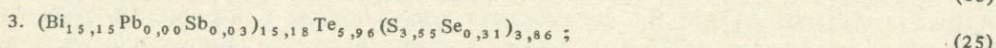
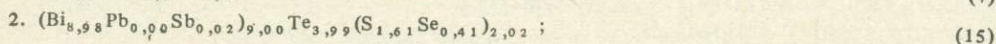
Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Cr	32,8	150,1	78,5	87,1	270,5	114,6	61,5
Ni	83,4	159,9	86,9	110,1	143,6	162,1	113,7
Co	16,7	23,7	19,1	19,8	21,6	24,2	27,4
Sn	9,9	10,2	5,9	8,7	7,5	10,6	8,3
Mo	1,76	3,38	2,0	2,33	1,80	3,79	2,46
W	1,36	1,36	1,36	1,36	1,36	1,36	1,36
Pb	17,5	10,0	292,6	106,7	9,9	9,4	12,9
Zn	190,7	195,4	250,6	212,2	180,8	145,3	2,3
Bi	6,49	7,76	7,75	7,10	6,64	6,94	6,75
Cu	37,1	51,9	41,7	43,6	42,8	42,8	29,4
Ag	0,692	0,344	4,11	1,715	0,201	0,238	0,723
Sb	14,10	1,73	1,73	5,05	1,73	1,73	1,73
B	19,3	29,3	363,0	137,2	29,2	21,8	26,4
As	105,6	27,5	303,8	145,6	27,5	27,5	27,5

Пр и м е ч а н и е. 1–3 – жилы в гранитоидах; 5–8 – жилы, ассоциирующие с аплитами; 10–13 – жилы в экзоконтактном ореоле гранитов; 4, 9, 14 – среднее содержание по группе проб; количественный спектральный анализ выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитик Л.А. Попова.

Т а б л и ц а 34. Химический состав минералов висмута и теллура, мас. %

№ анали-за	Элементы							Атомные отношения	
	Bi	Te	Pb	Sb	Se	S	Σ	M : X	Te : (S+Se)
1	73,8	22,5	He обн.	He обн.	He обн.	2,8	99,1	1,33	2,02
2	76,3	20,7	"	0,1	1,3	2,1	100,4	1,45	1,98
3	77,9	18,7	"	0,1	0,6	2,8	100,2	1,55	1,54
4	77,6	16,2	"	He обн.	He обн.	6,3	100,2	1,15	0,65
5	78,8	21,0	0,2	0,1	0,3	He обн.	100,5	2,25	–
6	81,6	12,3	0,1	0,1	0,3	6,2	100,6	1,34	0,49
7	82,9	9,5	0,2	0,0	0,2	6,3	99,0	1,45	0,38
8	83,9	9,6	He обн.	0,6	0,2	6,9	100,5	1,38	0,34

Формулы минералов (в скобках указано, количество атомов, принятое в расчете) :



Пр и м е ч а н и я: Минералы: 1 – жозеит В – Bi_4Te_2S ; 2 – минерал "К" Годовикова – $Bi_9Te_4S_2$; 3 – "сульфотеллурид-1" Онтоева – $Bi_{15}Te_6S_4$; 4 – минерал $Bi_9Te_3S_5$; 5 – теллурид висмута Bi_9Te_4 ; 6 – жозеит А – Bi_4TeS_2 ; 7 – минерал Пикока – Bi_6TeS_3 ; 8 – жозеит С – $Bi_{16}Te_3S_9$; Анализы выполнены на микросондах "JXA = 5", аналитик Нат. Е. Сергеева, МГУ, и "Самебах", аналитик Е.М. Горячева, СВКНИИ ДВО АН СССР. M – сумма атомов металлов; X – сумма атомов неметаллов.

8	9	10	11	12	13	14
102,4	147,2	115,4	123,8	78,7	91,7	102,4
178,2	149,4	103,3	100,3	125,8	137,0	116,7
26,5	24,9	33,5	17,8	33,0	25,4	23,7
7,1	8,4	13,0	8,1	10,6	8,2	10,0
3,44	2,87	12,2	2,41	12,20	2,60	7,35
1,36	1,36	3,56	1,36	1,36	1,36	1,91
21,8	13,5	41,2	15,1	16,3	25,8	24,6
116,7	111,3	333,7	2,3	163,3	80,8	145,3
7,06	6,85	6,77	7,38	6,23	6,49	6,72
27,1	35,5	39,3	58,6	27,1	37,1	40,5
0,234	0,349	0,363	0,289	0,277	0,218	0,287
1,73	1,73	1,73	1,73	1,73	1,73	1,73
51,7	31,8	73,8	39,5	2,7	89,4	58,9
27,5	27,5	163,1	27,5	27,5	136,4	88,6

Таблица 35. Химический состав минерала Bi_2Te_4 (мас. %)

№ анализа	Bi	Te	Pb	Sb	Se	S	Σ	Атомные отношения M : X
1	78,8	21,0	0,2	0,1	0,3	He обн.	100,5	2,25
2	76,8	20,5	1,4	0,2	0,4	0,2	99,5	2,19
3	79,6	20,8	He обн.	0,2	0,3	He обн.	100,9	2,35
4	76,2	20,2	4,3	0,1	0,5	0,5	101,7	2,14

Формулы минералов в расчете на 13 атомов:

- $(\text{Bi}_{8,96}\text{Pb}_{0,02}\text{Sb}_{0,02})_{9,00}(\text{Te}_{3,91}\text{Se}_{0,09})_{4,00}$;
- $(\text{Bi}_{8,72}\text{Pb}_{0,16}\text{Sb}_{0,04})_{8,92}(\text{Te}_{3,81}\text{Se}_{0,12}\text{S}_{0,15})_{4,08}$;
- $(\text{Bi}_{9,08}\text{Sb}_{0,04})_{9,12}(\text{Te}_{3,79}\text{Se}_{0,09})_{3,88}$;
- $(\text{Bi}_{8,39}\text{Pb}_{0,48}\text{Sb}_{0,02})_{8,89}(\text{Te}_{3,63}\text{Se}_{0,14}\text{S}_{0,36})_{4,13}$.

Примечание. 1 — анализ наиболее характерного состава минерала; 2–3 — анализы зерен соответственно с минимальной и максимальной концентрацией висмута; 4 — анализ свинецсодержащей разновидности минерала; анализы выполнены на микрозонде "Camebax", аналитик Е.М. Горячева, СВКНИИ ДВО АН СССР.

этих минералов характеризуются достаточно сложными взаимоотношениями жозеита А и В, включений зерен других теллуридов висмута и тонких прорастаний самородного висмута. Наряду с самородным золотом минералы благородных металлов представлены также слабоизученными фазами — золото-висмутовым сульфидом AuBi_5S_4 , павонитом и густавитом, изучение которых продолжается (рис. IV–VI, см. вкл.; рис. 24).

В исследованных образованиях широко распространен теллурид висмута, по физическим свойствам и составу отличающийся от известных в настоящее время минералов висмута и теллура. В одиночных зернах минерал был описан в 1984 г. [60]. Позднее установлено широкое развитие этого теллурида в золото-редкометалльных жилах рудного узла. Многочисленные микрозондовые анализы минерала пересчитываются на стехиометрическую формулу Bi_2Te_4 , которая более точно отражает его состав по сравнению с ранее принятой формулой Bi_2Te [60] (см. табл. 35).

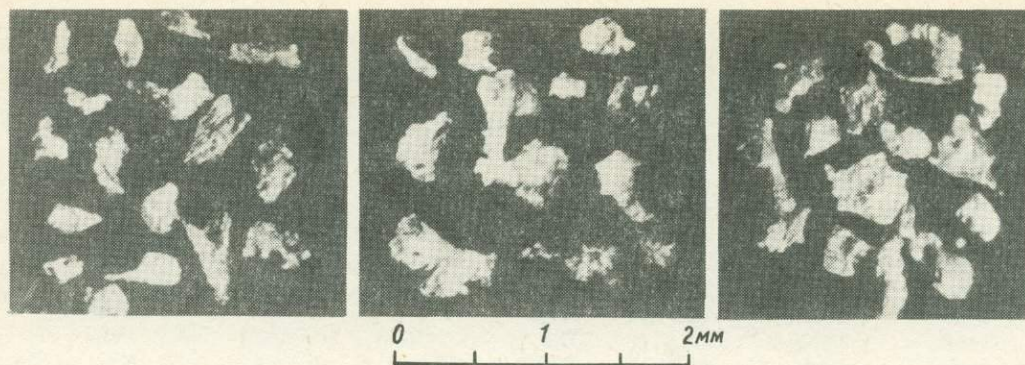


Рис. 24. Самородное золото из золото-редкометалльных жил

Теллурид висмута развит в виде кристаллов и их сростков, неправильных выделений и зернистых агрегатов размерами 0,1–1 мм. Для него характерны также срастания с самородным висмутом и сульфотеллуридами висмута. Выделения этих минералов в большинстве случаев идиоморфны относительно висмутита, а также образуют с ним субграфические срастания. Мелкий игольчатый висмутин нередко образует многочисленные вростки в этом теллуриде и сопровождающих его сульфотеллуридах. В агрегатах, сложенных жозеитом А и жозеитом В нередко устанавливаются элементы зонального строения: симметрично-поисовые выделения минералов в прожилках, обрастания зерен и кристаллов одних фаз другими, ритмичное заполнение пустот. Крупные идиоморфные и субидиоморфные выделения теллурида висмута часто прорастают зернами самородного висмута с характерным двойниковым строением. С самородным золотом этот теллурид, как и другие минералы данной ассоциации, образует достаточно тесные, нередко субграфические срастания.

Визуально изученный минерал темного стально-серого цвета с буровато-зеленой побежалостью по поверхностям излома и трещинам спайности; на свежем изломе — серебристый темно-серый. В протолочках он внешне не отличим от жозеита В. Зерна этого минерала наблюдались совместно с отличными от них кремовыми кристаллически-зернистыми агрегатами самородного висмута и серебристо-стально-серыми с яркой побежалостью спайными листочками жозеита А. В срастаниях рудных минералов преобладают толстотаблитчатые выделения изученного теллурида висмута (см. рис. IV). В зернах довольно часто отмечаются трещины продольной и реже поперечной спайности. В отличие от сульфотеллуридов висмута, характеризующихся совершенной спайностью, следы спайности в теллуриде Bi_2Te_4 встречаются редко, они неровные и прерывистые.

В отраженном свете минерал ярко-белого цвета. В изолированных зернах он сходен с сульфотеллуридами висмута, особенно жозеитом В, а также самородным висмутом. В сростках с этим теллуридом самородный висмут выделяется легким желтоватым оттенком.

От сульфотеллуридов жозеита А и жозеита В минерал Bi_2Te_4 отличается более низким относительным рельефом, более высокой анизотропией, более грубой спайностью и голубовато-серым оттенком. В скрещенных николях различные срезы окрашены в голубовато-серые до бурых и ярко-красные тона. От самородного висмута, жозеитов А и В минерал Bi_2Te_4 уверенно отличается в отраженном свете по цвету в полированных препаратах, находящихся под углеродным покрытием для микронзондовых исследований. Для кристаллов и зерен этого теллурида характерно микроблочное строение, выделяющееся благодаря двуотражению минерала. У самородного же висмута в сходных мелкозернистых агрегатах в скрещенных николях обнаруживается двойниковое строение, нехарактерное для зерен нового теллурида. Жозеит А и В отличаются значительно меньшим двуотражением, отсутствием ярко выраженных эффектов анизотропии.

Химический состав минерала был изучен на микроанализаторе "ЖХА-5" (МГУ, Москва, аналитик Нат. Е. Сергеева) и "Camebax" (СВКНИИ ДВО АН СССР, Магадан, аналитики В.Я. Борходоев, Г.А. Меркулов, Е.М. Горячева). Охарактеризовано около 30 цементно-полированных образцов минерала, по которым выполнено свыше 40 определений состава. Анализы показали, что колебания состава минерала по висмуту и теллуриду незначительны и составляют: $\text{Bi} - 76,8-79,6$ мас.%, $\text{Te} - 20,6-22,4$ мас.%, в среднем соответственно 78,3 и 20,9 мас.% (см. табл. 25, ан. 1-3). По данным анализов, в минерале постоянно устанавливается примесь сурьмы (0,1-0,2 мас.%) и селена (от 0,1-0,4 до 0,6 мас.%). В отдельных анализах присутствует сера (до 0,5 мас.%) и свинец. Содержание свинца достигает 4,3 мас.% (см. табл. 25, ан. 4). Появление свинца сопровождается снижением содержания висмута.

По химическому составу изученные зерна минерала достаточно однородны. Об этом свидетельствуют данные исследования образцов в рентгеновских лучах основных минералообразующих элементов (Bi , Te), сканирования и количественных определений состава в различных точках. Составы в различных участках зерен и их сростков различаются не более чем на 0,1-0,5, максимум 1,0 мас.% по висмуту и теллуру.

Химический состав минерала рассчитывается на стехиометрическое соотношение компонентов от 2:1 до 9:4.

Минералы висмута и теллура принадлежат к наименее изученным в парагенетических ассоциациях золоторудных месторождений. Теллуриды висмута в СССР изучали С.С. Боришанская [33], Н.Д. Синдеева [153], Бессмертная и др. [26], Е.Н. Завьялов [80]. Значительный вклад в исследование типоморфизма висмутовых минералов золоторудных месторождений внесла М.С. Сахарова [143, 144].

Вместе с тем общее состояние изученности минералов системы $\text{Bi}-\text{Te}$ остается на низком уровне [1, 82, 165, 226]. Особенно это относится к минералам висмутовой части системы. Изученный теллурид висмута в системе $\text{Bi}-\text{Te}$ расположен между известными минералами, верлитом и хедлейитом. Содержание висмута в верлите, по данным локальных рентгеноспектральных анализов, как правило, не поднимается выше 66,3 мас.%. Разрыв составов по висмуту и теллуру между верлитом и обнаруженным теллуридом висмута значителен и составляет 10,5 мас.% и более (табл. 36). По составу к изученной фазе наиболее близок теллурид висмута верлит месторождения Садбёри, содержащий 73,4 мас.% Bi , 25,1 мас.% Te [223].

По химическому составу выявленная фаза достаточно близко отвечает теллуриду висмута из золоторудного месторождения Якутии, изученного Г.Н. Гамяниным и др. [42].

Среди известных теллуридов висмута рассматриваемый минерал более близок к хедлейиту, чем к верлиту (см. табл. 31). Хедлейит является одним из редких минералов висмута и теллура. Сведения по хедлейиту ограничиваются незначительным количеством определений состава и несколькими рентгенограммами [82]. Минерал установлен на золоторудном месторождении Гуд-Хоуп (Хедлей, Канада) Х.В. Уорреном и М.А. Пикоком [229]. Состав минерала рассчитывается на формулу Bi_5Te_2 [229] или Bi_8Te_3 [54, 55], что более точно соответствует эталонному хедлейиту Гуд-Хоуп (см. табл. 36). Х.В. Уоррен, М.А. Пикок [229], позднее Р.М. Томсон [228] считали хедлейит твердым раствором висмута на основе теллуровисмутита $\text{Bi} \cdot \text{Bi}_2\text{Te}_3$. Во всех имеющихся анализах (см. табл. 36) хедлейит отличается от рассматриваемого теллурида висмута по составу: содержания теллура в хедлейите более низкие и заключены в интервале 17,6-19,2 мас.%. Концентрации висмута соответственно более высокие и не опускаются ниже 80,50 мас.%.

Таким образом, изученный теллурид висмута, приближаясь по химическому составу к эталонному хедлейиту, тем не менее отличается от него большими концентрациями теллура (> 20 мас.%).

Среди редких висмутовых минералов, установленных в изученных образованиях, выделяется также новый сульфидный минерал золота и висмута (см. табл. 31). Близкая сульфидная золото-висмутовая фаза (AuBi_2S_4) упоминается в работе И.Я. Некра-

Таблица 36. Химические составы некоторых теллуридов висмута, мас.%

№ п/п	Минерал	Месторождение [источник]	Bi	Te
1	Верлит	Дарасун [143]	63,4	36,5
2	"	Цумо [82]	63,9	35,1
3	"	Уайт-Элефант [82]	65,0	34,7
4	"	Хакандя [42]	65,3	36,9
5	"	Садбери [223]	66,1	29,2
6	"	"	73,4	25,1
7	Новый теллурид висмута	Эргелях [42]	76,62	22,32
8	То же	Басугунья [60]	77,92	21,62
9	"	"	78,3	20,9
10	Хедлейит	Угат [123]	80,50	18,8
11	"	Гуд-Хоуп [229]	80,60	18,52
12	"	Восток-2 [81]	81,1	17,9
13	"	Восток-2 [123]	81,3	19,2
14	"	Гуд-Хоуп [229]	81,55	17,60

Примечания: 1. № 9 — среднее по 40 анализам. 2. М — сумма атомов металлов; X — сумма атомов неметаллов.

сова (1985), обобщающей результаты экспериментального изучения условий образования интерметаллидов серебра и золота. В качестве аурависмутина минерал был отмечен на золото-редкометалльном месторождении Якутии Б.Л. Флеровым, Я.В. Яковлевым и Л.И. Соловьевым (1985). На основании наших исследований предложена эмпирическая формула минерала $AuBi_5S_4$ [3]*.

Золото-висмутовый сульфид $AuBi_5S_4$ присутствует в рудах в тесной ассоциации с самородным висмутом, теллуридами и сульфотеллуридами висмута. Минерал установлен во включениях в зернах теллуридов и сульфотеллуридов висмута. Минерал детально исследован в образцах 1 и 2 из протолок руд.

На рис. V показана ассоциация золото-висмутового сульфида из обр. 1 с другими висмутовыми минералами. Ввиду слабых оптических различий изученных минералов снимок образца в отраженном свете выполнен под токопроводящим углеродным покрытием, повышающим контрастность изображения. Образец 1 представляет собой фрагмент сравнительно крупного (> 3 мм) выделения теллурида висмута Bi_9Te_4 в висмутине. Минерал Bi_9Te_4 содержит зерна самородного висмута и опоясан каймами жозеита А, жозеита В и сульфотеллурида-1 Онтоева. Золото-висмутовый сульфид образует субграфическое срастание с самородным висмутом. Оба минерала расположены в краевой части выделения Bi_9Te_4 и отделены от висмутинной каймой сульфотеллурида-1 (см. рис. VI). На границе отмеченных фаз теллуридов развит тонкий прожилок икунолита. Размер выделения золото-висмутового сульфида около 100 мкм. На других участках обр. 1 распространены более мелкие выделения этого минерала золота.

Физические свойства нового минерала ввиду малых размеров его выделений, исследованы только в шпифах. Минерал полируется хорошо, без царапин. Относительный рельеф выше, чем у окружающих его висмутовых минералов. Элементов спайности и отдельности не установлено.

В отраженном свете золото-висмутовый сульфид $AuBi_5S_4$ белого цвета, в окружении самородного висмута — серый. Минерал значительно темнее ассоциирующих с ним

*Недавно аналогичная формула минерала предложена Хамазакой и др. (Hamazaki S. et al., 1986 г.), установившими золото-висмутовый сульфид $AuBi_5S_4$ на месторождении Кюсю в Японии в ассоциации с самородным висмутом, жозеитом А и жозеитом В.

Pb	Sb	Se	S	Σ	Атомные отношения M:X
1,7	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100,7	1,19
1,3	„	„	„	100,3	1,13
Не обн.	„	„	„	99,7	1,15
„	„	„	„	101,2	1,11
3,9	0,15	„	„	99,35	1,47
0,4	0,11	„	„	99,09	1,80
Не обн.	Не обн.	„	„	98,94	2,09
„	„	„	0,18	99,72	2,21
„	„	„	Не обн.	99,2	2,25
„	„	0,4	„	99,7	2,54
„	„	Не обн.	0,12	99,24	2,61
„	„	0,7	Не обн.	99,7	2,61
„	„	0,6	„	101,1	2,47
„	„	Не обн.	0,04	99,19	2,80

сульфотеллуридов висмута (жозеита А, жозеита В, сульфотеллурида-1 Онтоева и др.) и несколько светлее висмутина. Двухотражение не наблюдалось. В скрещенных николях выявлена отчетливая анизотропия минерала с цветными эффектами в буровато-серых тонах. Выявлено полизернистое строение сростка.

В обр. 2 отмечены сходные физические свойства золото-висмутного сульфида. Минерал развит в сростках субизометричных зерен в сравнительно крупном выделении теллурида висмута Bi_9Te_4 . В непосредственной близости от него расположена трещина, выполненная свинцово-висмутовыми окислами (?)*, очевидно развившимися по икунолиту (или висмутину)**. Часть сростка находится среди окислов. Вместе с тем она не затронута окислением, что свидетельствует о значительной устойчивости нового минерала в зоне гипергенеза. Золото-висмутный сульфид из обр. 2 включен в полизернистый агрегат теллурида Bi_9Te_4 . Взаимоотношения минералов свидетельствуют об их одновременном образовании.

Химический состав золото-висмутного сульфида исследован на микрозонде "Samebax" (табл. 37). В различных зернах минерала установлено 13,3–14,8 мас.% Au, 74,4–76,8 мас.% Bi, 8,7–9,0 мас.% S; сумма 99,2–100,1 мас.%. Присутствие других из исследованных микроэлементов (Pb, Ag, Cu, Sb, Se), за исключением Se (0,2 мас.%), не установлено. Характерно отсутствие в составе минерала серебра. Как известно, серебро является обычным минералообразующим элементом большинства халькогенидов золота. Оно также широко представлено в самородном золоте данного месторождения.

Проведено изучение однородности химического состава образцов золото-висмутного сульфида. Растровые картины выделений минерала в образцах 1 и 2 в рентгеновских лучах Au, Bi и S свидетельствуют о равномерном распределении основных минералообразующих элементов. По частным микрозондовым анализам составы различных индивидов в полизернистом сростке минерала из обр. 1 (табл. 37, ан. 2–7) различают-

*Микрозондовым анализом в различных участках окисленного агрегата установлены (мас. %) 76,0–85,8 Bi, до 9,5 Pb, до 3,5 S, до 0,3 Te, Au, Sb, до 0,2 Cu, до 0,1 Ag, Se; сумма 96,3–99,8. Здесь и далее аналитик – Е.М. Горячева.

**Состав частично разложенного минерала (мас.%) 80,84 Bi, 3,3 Pb, 13,2 S, 0,2 Te и Sb, сумма 97,7.

Т а б л и ц а 37. Химический состав золото-висмутового сульфида $AuBi_5S_4$ из золоторудного месторождения Яно-Колымского пояса, мас.%

Элемент	Образец									\bar{x}_3
	Первый						Второй	Третий		
	1	2	3	4	5	6				
Au	13,9	14,8	14,3	14,1	14,1	14,1	14,4	13,8	13,4	13,9
Bi	75,4	76,7	76,0	74,5	74,4	76,2	76,3	76,8	77,9	77,0
Pb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
Ag	„	„	„	„	„	„	„	„	„	—
Cu	„	„	„	„	„	„	„	„	„	—
Sb	„	„	„	„	„	„	„	„	„	—
Se	„	„	„	„	„	„	„	„	0,2	до 0,2
S	8,9	8,8	8,7	8,8	8,7	9,0	8,8	8,6	8,6	8,7

Формула минерала в расчете на 10 атомов: образцы: 1. $Au_{1,03}Bi_{5,12}S_{3,85}$; 2. $Au_{0,99}Bi_{5,21}S_{3,80}$; 3. $Au_{0,96}Bi_{5,24}S_{3,77}Se_{0,04}$. Среднее $Au_{0,99}Bi_{5,19}S_{3,82}$

П р и м е ч а н и е. Микрозонд "Camebax", СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитик Е.М. Горячева.

ся не более чем на 0,9 мас.% по золоту, 2,3% по висмуту и 0,3% по сере. Однородность химического состава золото-висмутового сульфида подтверждена на других образцах.

Выявленные составы золото-висмутового сульфида из золоторудного месторождения Яно-Колымского пояса удовлетворительно рассчитываются на стехиометрическую формулу минерала $AuBi_{5+x}S_{4-x}$. С полученными данными согласуются сообщения [96, 125] о присутствии сходной золото-висмутовой сульфидной фазы на других магматогенных месторождениях региона.

Сульфидные золотосодержащие соединения относятся к редким минералам. До недавнего времени среди природных халькогенидов золота были известны исключительно его теллуриды (креннерит $AuAgTe_2$, костовит $AuCuTe_4$, калаверит $AuTe_2$ и др.) и сульфотеллуриды (нагиагит $AuPb_5(Te, Sb)_4S_{5-8}$). В последние годы также установлены новая группа гипергенных плюмботеллуридов золота, гипогенный селенид золота и серебра — фишессерит $AuAg_3Se_2$; выявлены и изучены собственно сульфидные минералы золота [96]. Среди сульфидных минералов золота описаны гипогенные минералы: ютенбогаардтит (лиуджинит) $AuAg_3S_2$, пенжинит $Au(Ag, Cu)_4(Se, S)_4$ и гипергенный минерал петровскит $AuAg(Se, S)$. Они представляют традиционные золото-серебро-соединения с халькогеном.

Описанный минерал $AuBi_5S_4$ является новым природным сульфидным соединением золота, не содержащим серебра. Выявление и всестороннее изучение халькогенсодержащих соединений золота имеет также важное значение для понимания процессов мобилизации, транспорта, отложения и перераспределения благородных металлов в магматогенных рудных системах.

И.Я. Некрасовым [121] показано, что продуктивные ассоциации золоторудных месторождений висмутового типа характеризуются постоянным присутствием золото-висмутового интерметаллида мальдонита (Au_2Bi)*. В нашем случае мальдонит встречен не был. По-видимому, отсутствие мальдонита в рудах объясняется следующими причинами. Экспериментальными работами по синтезу фаз в системе Au—Bi—S показано, что мальдонит Au_2Bi устойчив в условиях низкой активности серы ($S_2 \leq \leq 10^{-2}$ Па): при повышении f_{S_2} вместо него кристаллизовался сульфид $AuBi_2S_4$ [121]. Фазовые соотношения халькогенидов в изученных нами рудах свидетельствуют о более высокой f_{Te} относительно f_{S_2} в рудообразующей системе при кристаллизации сульфид-

*Показано также Г.Н. Гамяниным, Н.А. Горячевым, Е.М. Горячевой и др. (1985 г.); Г.Н. Гамяниным, И.Я. Некрасовым, В.П. Самусиковым (1986 г.).

ных минералов золота и серебра. Вместе с тем f_{S_2} была достаточно высокой, поскольку кристаллизовался не мальдонит, а золото-висмутовый сульфид $AuBi_5S_4$. Более высокие концентрации висмута в новом минерале ($AuBi_5S_4$) по сравнению с $AuBi_2S_4$, по-видимому, обусловлены повышенным по сравнению с экспериментом [121] потенциалом висмута в минералообразующей системе*.

В изученных жилах основным полезным компонентом на золото является самородное золото. Проведено детальное изучение самородного золота продуктивных ассоциаций золоторедкометалльных проявлений. Оно развито по трещинам катаклаза в кварце и сульфидах, в интерстициальных полостях и отдельных друзовых пустотках в тесной ассоциации с минералами висмута и теллура. По размерам выделений в целом преобладают достаточно крупные образцы минерала. Размеры золотин из протолочек руд колеблются в пределах 0,1–1,0 мм, реже встречаются более или менее крупные. Вместе с тем изученное золото, безусловно, менее крупное, чем на большинстве золото-кварцевых месторождений [204, 212].

Исследование типоморфных свойств самородного золота золото-редкометалльных проявлений (морфологии выделений, состава и геохимических особенностей) свидетельствует как об их специфичности, так и сходстве с золото-кварцевым оруденением.

Золото образует неправильные цементационные и прожилковидные выделения, комковидные частицы, отдельные кристаллы и их сростки. Мелкие фракции золота (< 0,1 мм), развитого в полостях выщелачивания в арсенопирите, широко представлены субизометричными каплевидными выделениями в тесном сростании с самородным висмутом и висмутином. В ассоциации с висмутовыми минералами отмечены субграфические сростания золота. В образцах слоистых минералов (теллуриде висмута, жозите А и др.) достаточно часто фиксируются субспайные выделения и линзовидные образования самородного золота, субидиоморфные частицы и отдельные кристаллы.

Округлые, неправильные кристаллы золота отмечены в пустотках, выполненных зернистыми агрегатами полисинтетически сдвойникового самородного висмута, по границам порфиновых выделений теллуридов и сульфотеллуридов висмута и висмутина. На многочисленных выделениях золота, включенного в висмутин, происходит избирательная кристаллизация губчатого самородного висмута.

На исследованных образцах самородного золота проведено структурное травление, микронзондовое концентрационное профилирование по золоту и серебру. Они свидетельствуют в целом об однородном строении выделений золота. По внутреннему строению преобладают зернистое и монокристаллическое золото, довольно часто наблюдаются полисинтетические двойники минерала. В ряде случаев микронзондовым анализом отмечены элементы неоднородного строения золотин. Иногда встречаются выделения золота со слабо проявленным зональным строением.

Химический состав самородного золота** из золото-редкометалльных жил определяется золотом и серебром (табл. 38). По особенностям состава золото типично для рудных и россыпных месторождений региона. Его проба, по данным многочисленных микронзондовых анализов, составляет 70,9–82,8 мас.%. Средняя проба минерала достаточно стабильна. Наиболее широко распространены выделения золота с пробой 790–820 ед., более низкопробное (710–740 ед.) встречается реже.

Изучены геохимические особенности минерала. Количественным спектральным анализом по методике ЦНИГРИ в самородном золоте золото-редкометалльных проявлений установлена примесь сурьмы (до $34 \cdot 10^{-3}$ мас.%), меди ($10 \cdot 10^{-3}$ %) и олова ($0,7 \cdot 10^{-3}$ %)***. По нашим данным, медь и сурьма наряду с серебром являются ведущими элементами-примесями самородного золота рудных и россыпных месторождений Яно-

*В [121] отмечено, что фаза $AuBi_2S_4$ ассоциирует с теллуридом висмута $BiTe_2$ ($M:X = 0,5$). В то же время золото-висмутовый сульфид $AuBi_5S_4$ отлагался совместно с минералом Bi_2Te_3 ($M:X = 2$) и самородным висмутом.

**Микронзондовый анализ, аналитики Нат.Е. Сергеева, В.Я. Борходоев, Г.А. Меркулов.

***Анализы выполнены в ЦЛ ПГО "Севостгеология", Магадан, аналитик Н.П. Степаненко.

Таблица 38. Химический состав самородного золота, мас.%

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Au	82,8	70,9	82,0	79,5	81,2	76,2	78,3
Ag	17,6	30,1	17,7	20,0	18,9	23,2	21,1
Hg	—	—	0,1	—	—	—	—
Σ	100,4	101,0	99,8	99,5	100,1	99,4	99,4

Примечание. 1, 2 — соответственно наиболее высоко- и низкопробное золото из исследованных образцов; 3, 4 — граничные составы наиболее распространенного золота (870–790 ед.); 5 — его характерный состав; 6, 7 — золото соответственно низкопробное и средней пробы в относительно низкопробной группе (760–790 ед.); рентгеноспектральный анализ выполнен на микроанализаторах "Самебах" (СВКНИИ), аналитики В.Я. Борходоев, Г.А. Меркулов; "JXA-5" (МГУ), аналитик Нат.Е. Сергеева.

Таблица 39. Содержание элементов-примесей в самородном золоте золото-редкометалльных жил, $n \cdot 10^{-3}$ мас.%

Элемент	Проба		
	1	2	3
Медь	Не обн.	2,1	Не обн.
Сурьма	34	14,0	„
Олово	Не обн.	Не обн.	0,7

Примечание. Количественный спектральный анализ по методике ЦНИГРИ. Определялись, но не установлены Ni, Co, Fe, Mn, Pb, Pt, Bi, Te, Se, Pb, Zn, As (аналитик Н.П. Степаненко, ЦЛ ПГО "Севостгеология").

Колымского пояса. Примесь олова в золоте, по-видимому, типоморфна для оруденения, связанного с гранитоидными интрузивами.

До настоящего времени исследованность самородного золота на золоторудных месторождениях Яно-Колымского пояса не может считаться достаточной. Что касается золото-редкометалльных месторождений, то известные данные [121], согласно которым присутствие самородного золота на этих объектах обусловлено распадом исходных золото-висмутовых соединений, и в частности мальдонита, на золото и висмут, вследствие чего оно является беспримесным. Проведенным изучением установлено, что в рассматриваемом узле золотоносность магматогенных редкометалльных проявлений определяется развитием обычного самородного золота, представляющего традиционную систему золото-серебряных соединений. Вместе с тем это золото безусловно отражает специфику изученной минерализации и ее тесную, по-видимому генетическую, связь с гранитоидным магматизмом.

В генетическом аспекте заслуживают внимания результаты изучения самородного висмута. Этот минерал является надежным индикатором температурных условий продуктивного минералообразования. Известно, что металлический висмут плавится при температуре 271 °С. Работами А.А. Годовикова и Г.Р. Колонина [52, 53, 92] выявлены и существенные различия в строении агрегатов висмута, образованных при кристаллизации из расплава и из раствора. В качестве критерия агрегирования висмута при температурах, превышающих $T_{пл}$, определено наличие полисинтетических двойников минерала, отсутствующих у зерен висмута, образованных из растворов и не испытывавших деформаций.

В рудах рассматриваемого узла установлены две структурные и морфологические разновидности агрегатов самородного висмута. Первая представлена многочисленными прорастаниями в порфириновых выделениях сульфотеллуридов, вторая — ажурными агрегатами и ксеноморфными зернами в цементирующем их висмутине. Полисинтетические двойники широко развиты в первом типе агрегатов висмута и отсутствуют во

втором. Из этих наблюдений вытекает, что температура минералообразования в начале продуктивной стадии определяла захват висмута в капельно-жидком состоянии и, таким образом, превышала 271°C . В свою очередь, дальнейшая кристаллизация висмута самородного и висмутовых агрегатов (самородного золота и других рудных минералов) протекала в более низкотемпературной обстановке из гидротермальных охлажденных растворов.

Данные проведенного минералогического изучения золото-редкометалльных жил выявили эволюционную направленность в развитии минеральных видов соединений благородных металлов. Кристаллизация золота в виде золото-висмутового сульфида AuBi_5S_4 характеризует ранние этапы развития рудообразующей системы. В начале продуктивного этапа выделялись сложные сульфидные соединения золота и серебра (золото-висмутовый сульфид AuBi_5S_4 , павонит AgBi_3S_5 , другие сложные AgPbBi -сульфосоли), в меньшей степени — твердые растворы золота и серебра, образующие субмикроскопические и сравнительно мелкие зерна в "порфиновых" выделениях теллуридных минералов. В обрастающих их более поздних агрегатах висмутин и самородного висмута золото и серебро присутствуют исключительно в виде относительно низкопробного самородного золота. Кристаллизация теллуридов и сульфотеллуридов висмута, включающих халькогениды благородных металлов осуществлялась при температурах, превышающих 270°C при $f_{\text{Te}} > f_{\text{S}_2}$. Основная масса самородного золота и висмутин сформированы при температуре, близкой к 270°C и более низкой, в обстановке резкого понижения f_{Te} и повышения активности серы.

Другие минералы, отмеченные в золото-редкометалльных жилах И.Р. Якушевым (теллуриды золота и серебра), П.И. Скорняковым (электрум, тетрадимит), И.А. Панычевым (джермонит, антимонит), нами при изучении этих руд не встречены.

Пострудная минеральная ассоциация развита в виде незначительных по мощности прожилков, пересекающих золотоносные арсенопирит-кварцевые жилы. Помимо цеолитов и карбонатов, в ее составе установлены также целестин, аксинит и флюорит (см. рис. 31). Как и продуктивные ассоциации, она развита незначительно и не играет существенной роли в составе золотоносных жил.

На ранних стадиях изучения золотоносных структур в поле зрения исследователей попадают минералы допродуктивной стадии, занимающие основной объем жильных тел. Обнаружение сульфидно-кварцевых жил с мышьяковистым арсенопиритом (и лёллинитом) и субидиоморфнозернистой (роговиковой) структурой жильного выполнения является предпосылкой к выявлению золотого оруденения редкометалльного типа.

В рудно-магматическом узле 2 золото-редкометалльная минерализация известна также в связи с гранитоидными массивами Сторожевым, Красивым и Грозovým. Жилы сложены среднезернистым кварцем с незначительной примесью рудных минералов: арсенопирита, пирротина, пирита, молибденита, марказита, ильменита, редких зерен самородного висмута, висмутин, а также самородного золота.

Заслуживают внимания особенности размещения золото-редкометалльных проявлений в пределах рассмотренных рудно-магматических узлов. Наблюдения на изученных участках свидетельствуют о преимущественной локализации золотоносных прожилков в тех же системах трещин, что и жил и прожилков аплитов и пегматитов. В ряде случаев рудомещающими структурами служат трещины отдельности в гранитоидах, осложненных тектоническими деформациями.

В рудно-магматическом узле 1 в связи с гранитоидами известны проявления молибдена и вольфрама совместно с золотом, приуроченные к юго-западной и северо-восточной зонам контактового ореола Хатыннахского интрузива (см. рис. 14). Первое рудопроявление, руды которого, помимо молибдена, вольфрама и олова, содержат золото, отчетливо связано с субщелочными лейкократовыми гранитами. Здесь в направлении от рудоносного штока-сателлита гранит-порфиоров в боковых породах интенсивно, а затем слабо ороговикованных и турмалинизированных, происходит последовательная смена пегматитов и автомагматически преобразованных гранитоидов турмалин-кварц-

полевошпатовыми, полевошпат-кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами. Далее на протяжении этой зоны минерализации расположены золото-кварцевые проявления, подчеркивающие латеральную зональность размещения золотой минерализации в рудно-магматическом узле.

Другое проявление этого же рудно-магматического узла представлено маломощными существенно кварцевыми турмалин- и топазсодержащими жилами и прожилками, локализованными в интенсивно ороговикованных осадочных породах, реже в телах лейкогранит-порфиоров, представляющих апофизы Хатыннахского интрузива. В жилах в незначительных количествах установлены пирит, сфалерит, самородный висмут и золото.

На обоих проявлениях постпродуктивная цеолит-карбонатная минеральная ассоциация развита в виде незначительных по мощности прожилков.

Изученная золото-редкометалльная минерализация по представительности минералов висмута и теллура, типоморфным особенностям самородного золота на первый взгляд представляется достаточно своеобразной, не имеющей описанных в литературе аналогов. Однако это своеобразие в значительной мере является результатом применения комплекса зондового и рентгенометрического анализов. Несомненно, что отмечаемые на многих золоторудных объектах Северо-Востока СССР тетрадимиты, или "теллуриды висмута", представляют собой сростания различных сульфотеллуридов и теллуридов висмута, возможно висмута и свинца, золота и серебра, состав и структура которых могут быть расшифрованы только прецессионными методами.

Рассмотренная золото-редкометалльная минерализация обнаруживает наиболее тесные связи с гранитоидным магматизмом. Она является, по мнению авторов, наиболее представительным типом золотой минерализации, позволяющим обоснованно, с привлечением большого фактического материала, рассматривать вопрос о генетической связи магматизма и оруденения.

Золото-кварцевая минерализация является наиболее распространенной в структурах мезозойд Северо-Востока СССР и в основном определяет их металлогенетический профиль. Геологические, структурно-морфологические, минералогические особенности золото-кварцевого оруденения подробно рассмотрены и обобщены в многочисленных работах П.И. Скорнякова, Л.В. Фирсова, Н.А. Шилов, В.Д. Аксеновой и многих других исследователей.

В настоящей работе представляется целесообразным уделить внимание одному из наименее охарактеризованных морфологических типов золото-кварцевого оруденения — штокверковому в гранитоидных телах. Ранее одно из подобных проявлений было описано Н.А. Шилов [202] и отнесено к формации золоторудных месторождений и рудопроявлений прожилковых зон и штокверков.

Изученное авторами золотоносное проявление штокверкового типа расположено в пределах рудно-магматического узла 2 и приурочено к штоку гранит-порфиоров (Дарьяльский шток), прорывающему песчано-глинистые сланцы (рис. 25). Шток имеет в плане овальную форму с площадью выхода около 2,5 км². Обнаженность штока, особенно его приконтактных частей, плохая. По положению выходов гранит-порфиоров в рельефе и отдельным наблюдениям в русле ручья установлено, что контакты штока с вмещающими осадочными породами крутые, субвертикальные. В верхней части штока гранит-порфиоров появляются ксенолиты биотитизированных роговиков, свидетельствующие о его незначительной эродированности (рис. 26).

Шток сложен мелкозернистыми порфировидными породами с плагиоклазом, кварцем и калишпатом во вкрапленниках. Количество вкрапленников достигает 25% от объема пород, их размеры 3–5 мм. Плагиоклаз интенсивно сосюритизирован, калишпат частично пелитизирован. Основная масса породы микроаплитовидная, участками микрографическая. Сложена она плагиоклазом, калишпатом, кварцем и мусковитом. Размеры зерен минералов основной массы не превышают 0,1–0,2 мм. Акцессорные минералы гранит-порфиоров представлены цирконом, апатитом, магнетитом, гранатом, брукитом, анатазом, а также арсенопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом.

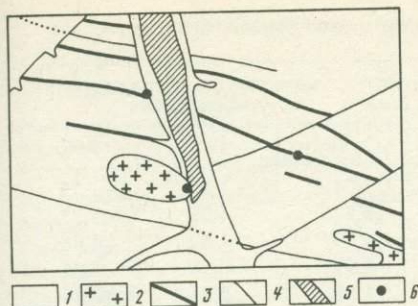


Рис. 25. Схема района прожилково-штокеркового рудопоявления в рудно-магматическом узле 2

1 — песчано-глинистые сланцы;
2 — гранит-порфиры; 3 — дайки;
4 — разломы; 5 — россыпное проявление;
6 — рудопоявление

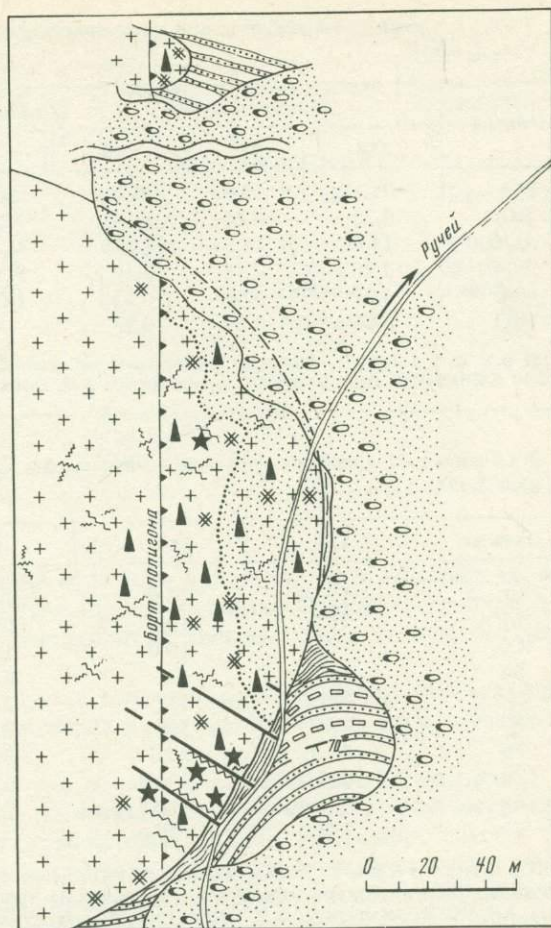


Рис. 26. Схема строения и золотонности прожилково-штокеркового рудопоявления в рудно-магматическом узле 2

1 — терригенные породы; 2 — милониты; 3 — гранит-порфиры; 4 — минерализованные березиты; 5 — разломы; 6 — кварцевые жилы (а) и их развалы (б); 7—8 — наносы: 7 — ил, 8 — галечник; 9 — присутствие золота в протоочках и штихах (а) и находки образцов с видимым золотом (б)

Химический состав гранит-порфиров Дарьяльского штока отвечает субщелочному высокоглиноземистому калинатовому граниту (табл. 40). По сравнению с типичным гранитом по Дзю в гранит-порфирах незначительно снижены содержания двуокиси титана, окиси марганца, магния, кальция, пятиокиси фосфора и повышены калиевая и натриевая щелочность. Калий-рубидиевое отношение, являющееся важнейшим индикатором формационной принадлежности гранитов, в изученных породах составляет 273—294, что в 1,5 раза превышает среднее значение этого параметра для гранитоидов аналогичной кремнекислотности и сближает их с гранитоидами глубинного происхождения. Геохимические черты гранит-порфиров характеризуются повышенным относительно кларков содержанием хрома, никеля, кобальта, олова, молибдена, свинца, цинка, висмута и серебра (табл. 41). Петрохимические данные подтверждают предположение о принадлежности пород штока к магматическим образованиям басугунынского комплекса.

Гранит-порфиры этого штока практически повсеместно подвержены гидротермальным преобразованиям типа березитизации, которые наиболее значительны на площади рудопоявления. Для березитов характерны широкое развитие светло-желтой слюды, нередко образующей мономинеральные воскоподобные скопления, сульфидная минерализация, кварцевое и гидрослюдисто-кварцевое прожилкование. Золоторудная минера-

Таблица 40. Химический состав гранит-порфиров из штока в рудно-магматическом узле 2, мас.%

Окисел	Номер образца			Окисел	Номер образца		
	256	257	260		256	257	260
SiO ₂	71,12	70,45	70,84	CaO	1,24	1,43	1,25
TiO ₂	0,25	0,28	0,30	Na ₂ O	3,32	4,01	3,77
Al ₂ O ₃	14,40	14,54	14,13	K ₂ O	4,79	4,62	4,65
Fe ₂ O ₃	2,98	2,71	3,10	P ₂ O ₅	0,12	0,06	0,06
MnO	0,04	0,04	0,05	ППП	1,81	2,31	2,16
MgO	0,60	0,25	0,28				

Примечание. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом на квантометре ARL-72000 в СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

Таблица 41. Содержание элементов-примесей в гранит-порфирах из рудно-магматического узла 2, г/т

Элемент	256	257	258	259	260
Cr	175,0	15,0	85,0	31,0	98,0
Ni	35,0	10,0	20,0	13,0	22,0
Co	21,0	16,0	19,0	19,0	18,0
Sn	8,6	4,6	6,4	6,6	7,6
Mo	3,9	1,7	3,1	2,4	3,5
Bi	8,9	5,4	8,3	7,7	8,5
Pb	46,0	22,0	37,0	30,0	43,0
Zn	213,0	694,0	600,0	570,0	939,0
Ag	0,396	0,257	0,341	0,309	0,376
Rb	135,0	130,0	—	—	141,0

Примечание. Cr, Ni, Co, Sn, Mo, Bi, Pb, Zn, Ag определялись количественным спектральным методом, Rb — рентгеноспектральным методом на квантометре ARL-72000, лаборатория СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитики В.Я. Борходоев, В.И. Мануилова.

лизация чаще всего встречается в интенсивно березитизированных метасоматитах в составе существенно кварцевых, гидрослюдисто-кварцевых и карбонат-гидрослюдисто-кварцевых жил и прожилков. Они локализованы в восточной части штока. На обнаженном участке штока хорошо видно, что березитизация и окварцевание гранит-порфиров сопровождают серию поперечных и параллельных контакту штока разрывных нарушений, в целом образующих сложную систему. Наиболее отчетливо выявляются пологие с углами падения 25–15° на юго-запад и крутые с углами 70–80° на северо-восток поперечные разрывы северо-западного простирания. Контакт штока испытывает по ним незначительные кулисообразные смещения в восточном направлении. Штокверк образован сравнительно маломощными (2–5 мм, реже и более), беспорядочно расположенными и невыдержанными существенно кварцевыми прожилками, довольно плотно пронизывающими березитизированные гранит-порфиры. Наряду с ними встречаются сравнительно выдержанные жилы, приуроченные к трещинам северо-западной ориентировки. Мощность этих жил достигает 0,1–0,2 м. От контакта в глубь штока жилы прослеживаются на 20–30 м. Из других гидротермальных образований, несущих золотое оруденение, установлены своеобразные слюдиисто-кварцевые занорыши и участки интенсивной гидрослюдизации, развитые на пересечениях разнонаправленных трещин в гранитоидах.

Минеральный состав рудопроявления обычен для золото-кварцевых месторождений Северо-Востока СССР (табл. 42). Преобладающим жильным минералом является кварц, составляющий до 96–98% жильного материала. В подчиненном количестве развиты

Т а б л и ц а 42. Минеральный состав рудопроявления в штоках гранит-порфиров

Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся	Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся
Рудные минералы			Жильные минералы		
Арсенопирит	Галенит	Сфалерит	Светлые слюды	Хлорит	Периклаз
Пирит		Халькопирит	Графит	Циркон	Рутил
Пирротин		Магнетит		Апатит	Брукит
Марказит				Оливин	Анатаз
Джемсонит				Хромшпинелиды	
Буланжерит					
Золото					
Жильные минералы			Зона окисления		
Кварц	Карбонат	Графит	Скородит		
Полевые шпаты	Эпидот	Корунд	Лимонит		
			Лейкоксен		

гидрослюды, карбонаты и альбит. Рудные минералы присутствуют в количествах, не превышающих первые проценты. Представлены они главным образом арсенопиритом, пиритом, пирротином, марказитом, джемсонитом, буланжеритом и золотом (см. табл. 42).

Рассматриваемое рудопроявление является типичным представителем малосульфидной золото-кварцевой формации и по минеральному составу может быть отнесено к золото-сульфоантимонитовому типу [213].

На рудопроявлении распространены три основные минеральные ассоциации: I — ранняя сульфидно-кварцевая, II — продуктивная золото-сульфоантимонит-мусковит-кварцевая, III — постпродуктивная карбонатная. Ранняя ассоциация слагает основной объем рудоносных кварцевых жил и прожилков. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, пирротином, марказитом. Продуктивная минерализация развита по трещинам катаклаза в кварце и сульфидах ранней минеральной ассоциации и по объему не превышает первых процентов от массы гидротермальных продуктов. Характерны образования в хрусталеносных полостях ассоциации крупночешуйчатой светлой слюды, джемсонита, буланжерита, самородного золота, галенита, сфалерита и халькопирита. Послепродуктивная карбонатная ассоциация развита слабо, образует отдельные тонкие прожилки в гидротермально измененных породах и выполняет интерстициальные полости в кварцевых жилах и прожилках. Рассмотренные минеральные ассоциации развиты совместно, а их взаимоотношения отражают стадийные условия минералообразования на рудопроявлении с выделением золота в среднюю стадию.

Широкое развитие на рудопроявлении продуктивной золото-сульфоантимонитовой минеральной ассоциации может свидетельствовать о его малом эрозийном срезе [179], так же как и уже отмечавшееся присутствие роговиков в гранит-порфирах штока.

Самородное золото рудопроявления представлено комковидными выделениями и изометричными интерстициальными частицами, выполняющими межзерновые промежутки и трещины в кварце и сульфидах. Довольно широко распространены гипидиоморфнозернистые частицы золота, хорошо ограненные кристаллы и их сростки, а также цементационные выделения металла (рис. 27). По размерам выделений оно достаточно крупное. Преобладает золото с крупностью 0,1–0,2 мм. Оно составляет не менее 60% от всего золота по массе. Травлением выявлены зернистая (полигонально- и призматически зернистая), а также двойниковая структуры самородного золота (см. рис. 34). Характерно присутствие в золоте мелких включений свинцово-сурьмяных сульфоселей и различных сульфидных минералов.

Химический состав самородного золота, изученный на микронзонде "Camebax" в золотилах крупных, средних и мелких фракций, характеризуется относительным по-

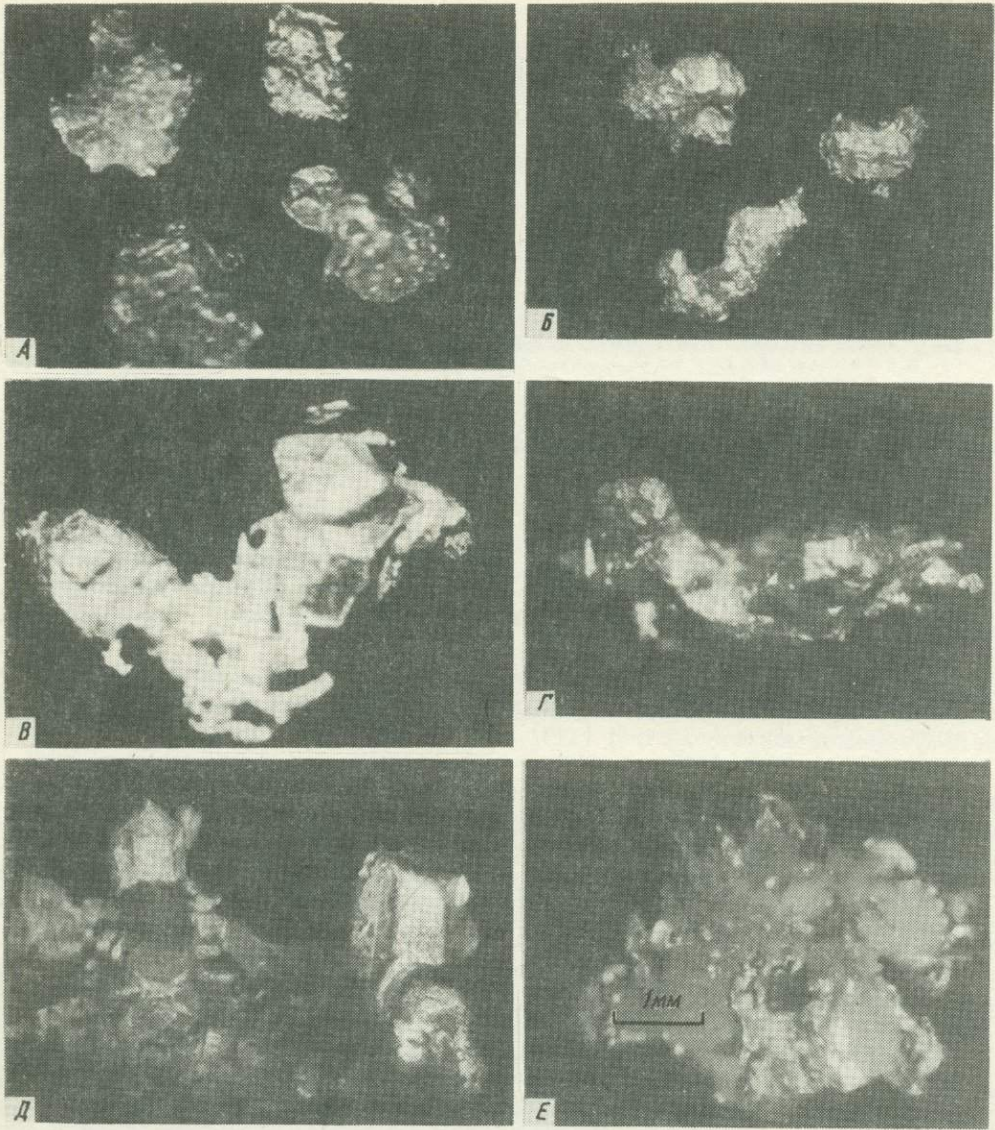


Рис. 27. Морфологические особенности и внутреннее строение самородного золота прожилково-штоквального проявления в гранитоидах

А — комковидные выделения; Б — кристаллы с ксеноморфными отростками; В, Г — сростки кристаллов; Д — отдельный кристалл; Е — цементационное выделение

стоянством. Преобладают золотины 865–875 пробы (табл. 43). Основу минерала составляют золото и серебро, из других элементов в повышенных количествах (0,4–2,4%) установлена ртуть, а также примесь сурьмы, мышьяка, свинца и железа, выявленные количественным спектральным анализом (табл. 44). В россыпном золоте из верхней части россыпи ручья, дренирующего шток (очевидно, сформированной за счет разрушения изученного рудопроявления) установлены также висмут и следы теллура.

Таким образом, минеральный состав проявления, данные изучения морфологии золота, его гранулометрии, внутреннего строения и микроэлементов-примесей свидетельствуют о принадлежности оруденения к золото-кварцевому, а не золото-редко-

Таблица 43. Химический состав самородного золота из прожилково-штокверкового проявления в гранитоидах, мас.%

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Au	88,22	86,97	86,16	87,43	86,81	85,01	86,16	87,21	85,97
Ag	11,73	12,70	12,58	11,92	11,91	11,85	12,24	11,48	12,53
Hg	0,52	0,68	0,60	0,52	0,45	2,43	0,33	0,69	0,45
Σ	100,46	100,41	99,33	99,90	99,28	99,30	100,74	99,39	98,96

Примечание. 1, 2, 3 — анализы, характеризующие крайние и средние составы золота крупной фракции; 4, 5, 6 и 7, 8, 9 — то же, для средней и мелкой фракции; анализы выполнены на микрозонде "Camebax" в СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитик В.Я. Борходоев.

Таблица 44. Содержание элементов-примесей в самородном золоте из прожилково-штокверкового проявления в гранитоидах, % × 10⁻⁴

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sb	90	43	46	27	74	44	65	48	120
As	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	34	48	20	Не обн.	Не обн.
Pb	"	Сл.	Сл.	"	Не обн.	13	200	"	"
Fe	"	Сл.	Не обн.	Сл.	"	Сл.	Не обн.	"	"

Примечание. 1—9 — образцы золота. Не установлены Te, Se, Bi, Zn, Pt, Pd, Ni, Co, Mn, Sn; применен метод количественного спектрального анализа. Чувствительность метода (% × 10⁻⁴): Sb — 10, As — 20, Pb — 10, Fe — 100, Te — 100, Se — 10, Bi — 5; Co — 10, Zn — 100, Pt — 50, Pd — 4, Ni — 5, Mn — 5, Sn — 10.

металльному (рассмотренному выше) типу. Оно практически идентично золото-кварцевому оруденению расположенного рядом месторождения дайкового типа.

Вероятно, близкая к рассматриваемой, но, по-видимому, в меньшей степени проявленная золоторудная минерализация имеется в штоках Красивый и Медвежий, являющихся сателлитами интрузива Красивый (см. рис. 23), и др. В частности, в штоке гранодиорит-порфиров Медвежий в пробе серицит-кварцевого метасоматита из зоны дробления установлены высокие содержания свинца, цинка и серебра, значительные содержания висмута и меди. В протолочках метасоматитов установлены знаки самородного золота визуальнo 850—900 пробы.

Полученные данные представляют существенный интерес как свидетельство неравномерности широко распространенных представлений о догранитном возрасте золото-кварцевой минерализации как в целом, так и в данном рудном узле в частности.

В пределах рудно-магматического узла вместе с описанным штокверковым проявлением в гранит-порфирах находится и золото-кварцевое проявление дайкового типа, детально изученное еще в 30—40-х годах П.И. Скорняковым, И.Р. Якушевым, М.И. Коньчевым. Оно приурочено к серии протяженных даек среднего, реже кислого состава. Рудная, в том числе и золотая, минерализация локализована в существенно кварцевых, гидрослюдисто-кварцевых, альбит- и карбонат-кварцевых прожилках, образующих в дайках сложные сетчатые, лестничные и тому подобные системы. Основным рудным телом проявления является минерализованная дайка среднего состава. Характерной особенностью дайково-рудных тел проявления является их линзовидно-кулисовидное строение. По данным П.И. Скорнякова, И.Р. Якушева и др., оруденение отличается крайне неравномерным распределением и носит столбовой характер.

Данные по минералогии месторождения приведены в табл. 45. Они достаточно обычны для малосульфидных золоторудных месторождений плутоногенного класса [203]. Рудная минерализация представлена арсенопиритом, пиритом и пирротинном, составляющими в сумме первые проценты от массы руды. В меньшей степени развиты парагенные золоту джемсонит, буланжерит, блеклые руды, галенит, сфалерит, халькопирит

Т а б л и ц а 45. Минеральный состав золото-кварцевого месторождения дайкового типа

Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся
Рудные минералы		
Арсенопирит	Бурнонит	Самородный свинец
Пирит	Бертьерит	Интерметаллиды
Пирротин	Vi-буланжерит	Самородная ртуть
Шеелит	Аргентит	Sb-галенит
Марказит	Пираргирит	Минерал Cu_4Al
Джемсонит	Электрум	
Буланжерит		
Ag-тетраэдрит		
Галенит		
Сфалерит		
Антимонит		
Самородное золото		
Жильные минералы		
Кварц	Хлорит	Циркон
Альбит	Цонзит	Апатит
Карбонаты	Эпидот	Рutil
Светлые слюды	Графит	Брукит
		Анараз
		Хромшпинелиды

и антимонит. Месторождение может быть отнесено к золото-сульфоантимонитовому типу золото-кварцевой формации [213].

В целом следует сказать, что вопросы геологического строения, рудоносности и общей минералогии рудопоявления дайкового типа исследованы достаточно полно. В то же время практически не изучены типоморфные особенности самородного золота. Имеются лишь единичные определения состава этого минерала, выполненные в прежние годы.

Термобарогеохимия магматических и гидротермальных процессов

Приведенные в предыдущих разделах данные по геологическому строению и интрузивному магматизму изученных золотоносных структур, геохимическим свойствам интрузивных образований и минералого-геохимическим особенностям золоторудных проявлений свидетельствуют о последовательном и направленном развитии магматических и гидротермальных процессов в складчатых зонах мезозойд. Дополнительную, исключительно важную информацию о связи магматических и гидротермальных процессов дают данные термобарогеохимического изучения совместно развитых магматических и гидротермальных образований.

Термобарогеохимия магматизма. Изучены температурные условия формирования ряда гранитоидных интрузивных тел, приуроченных к полям развития золоторудных месторождений и проявлений. Наиболее детально охарактеризованы изверженные породы юго-восточных частей Аян-Уряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория. Общей особенностью магматизма этих структур является его широкое проявление в виде даек и в меньшей степени — в виде незначительных по размерам интрузивных тел (площадью до 100–120 км²). Как уже отмечалось, соотношения различных пород и последовательность их формирования в дайковых полях, отдельных интрузивах и их группах свидетельствует о единой природе магматизма в золоторудных структурах региона и его в целом гомодромной последовательности развития от габбро и диоритов до лейкократовых гранитов. Вместе с тем представляется

затруднительным найти золотоносный район, интрузивные проявления которого характеризовали бы все фазы магматизма. Поэтому в предлагаемой работе данные об условиях кристаллизации магматических тел и сопровождающих их процессов флюидоотделения в пределах конкретных рудных узлов рассматриваются лишь как отдельные звенья единого процесса гомодромного развития магматизма в регионе. Сопоставление этих звеньев позволяет наметить общую картину эволюции магматических очагов.

Полученные данные характеризуют режимы кристаллизации многофазовых гранитоидных массивов, их жильных аналогов и малых интрузий среднего и кислого состава. По агрегатному состоянию и положению включений в магматических минералах четко выделяется стадия кристаллизации собственно расплавов и стадия флюидоотделения, которую можно рассматривать как позднемагматическую или раннюю постмагматическую.

Рассмотрены три группы образований: диориты и синхронные им дайки ранней фазы магматизма; гранитоиды главной фазы магматизма (гранодиориты, граниты и дайки кремнекислого состава); гранитоиды заключительной фазы магматизма (граниты, лейкограниты и связанный с ними комплекс даек и тел порфировых пород, аплитов, пегматитов и жил кварц-полевошпатового состава).

Результаты изучения первичных расплавов включений в породообразующих минералах различных интрузивных образований приведены в табл. 46.

Для диоритов и кварцевых диоритов Интриганского массива, штоков Бутуз и Ванин (рудно-магматический узел 4) в целом характерны однотипные включения. В плагиоклазе распространены образования призматической, округлой формы размером от первых микрон до 50–70 мкм. По агрегатному состоянию это стекловатые или частично раскристаллизованные вакуоли с мелкорассеянным по всему объему газом. При плавлении твердых фаз газ объединяется в единый пузырек, объем которого составляет 10–15 об. %. Включения размещены либо по зонам роста, либо образуют обособленные группы. Температура гомогенизации их колеблется в пределах 1140–1100°С в Интриганском массиве и 1170–1080°С в штоке Ванин (см. табл. 46).

Затвердевшие включения в кварце, как правило, имеют округлую форму, размеры их колеблются от первых микрон до 40–60 мкм. Они приурочены чаще всего к центральным частям минерала и обычно единичны. В отличие от включений в плагиоклазе газовая фаза обособлена и составляет 10–15%. По агрегатному состоянию описываемые образования стекловатые, реже частично раскристаллизованные. Они гомогенизируются в расплав при 1080–1070° (Интриганский массив) и 1040–1020°С (шток Бутуз) (см. табл. 46). Как для плагиоклаза, так и для кварца характерна схема гомогенизации включений: $Tв + Г + Р \rightarrow Р + Г \rightarrow Р$ (1 схема).

В дайках кварцевых порфиров на общем фоне мелкозернистой кристаллической массы выделяются вкрапленники кварца округлой формы с размерами в поперечнике от долей миллиметра до 5–7 мм. Эти вкрапленники содержат много однотипных первичных включений. Наиболее характерная форма их — объемно-бипирамидальная, близкая к изометрической. Размеры включений колеблются от первых микрон до 70–80 мкм. Состоят они из стекла и мелкорассеянной газовой фазы. Распределение роеобразное, азональное, иногда зональное вдоль граней роста вкрапленников (рис. VII, см. вкл.). При нагреве силикатная фаза начинает плавиться в интервале 720–750°С, и в это же время происходит обособление газа, занимающего до 15% объема вакуоли. Крупные включения при этих температурах взрываются и становятся непригодными для дальнейшего изучения. В мелких и средних по размерам включениях (до 15 мкм) гомогенизация по 1 схеме происходит при температуре 1040–810°С (см. рис. VII, в–ж).

Изучение магматогенных включений в кварце гранитоидов Хатыннахского и Басу-гуньинского интрузивов, а также дайки Мощная показывает существенное их отличие от описанных выше. В кварце гранитоидов и аплитов Хатыннахского интрузивного массива (рудно-магматический узел 1) во включениях наблюдается слюдоподобная кристаллическая фаза, занимающая до 80 об.% и небольшой пузырек газа. При-

Т а б л и ц а 46. Результаты изучения первичных расплавных включений в породообразующих минералах изверженных пород

Интрузивное тело	Порода	Минерал	Агрегатное состояние	Тип гомогенизации	T_1 , °C	T_2 , °C	Содержание воды, мас. %
Массив Интриган	Кварцевый диорит	Плагиоклаз, кварц	$A > (K + \Gamma)$	$A + K + \Gamma \rightarrow P + \Gamma + A \rightarrow$ $\rightarrow P + \Gamma \rightarrow P$	—	1140–1100	Не обн.
Шток Ванин	Диорит	Плагиоклаз	$A > \Gamma$	$A + \Gamma \rightarrow P + \Gamma \rightarrow P$	—	1080–1070	”
Шток Бутуз	Диорит	Кварц	$A > \Gamma$	$A + \Gamma \rightarrow P + \Gamma \rightarrow P$	—	1170–1080	”
Дайки Дегдекана	Кварцевый порфир	Кварц	$A > \Gamma$	$A + \Gamma \rightarrow P + \Gamma \rightarrow P$	—	1040–1020	”
Массив Хатынахский	Аплит	Кварц	$K > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow P + K + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + K \rightarrow P$	750–720	1040–810	”
	Пегматоид	Кварц	$K > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow P + K + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + K \rightarrow P$	720–700	970–910	2–3
Массив Басугуньинский	Гранит	Кварц	$A > (K + \Gamma)$	$A + K + \Gamma \rightarrow P + A + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + \Gamma \rightarrow P$	700–680	830–800	2–3
	Аплит	Кварц	$K > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow P + K + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + K \rightarrow P$	800	1120–910	Не обн.
	Пегматит	Кварц	$K > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow P + K + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + K \rightarrow P$	730–700	990–800	8
Дайка Мощная	Гранит-порфир	Кварц	$K \geq A > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow P + K + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + K \rightarrow P$	640	800–680	Не обн.
				$A + K + \Gamma \rightarrow P + K + \Gamma \rightarrow$ $\rightarrow P + K \rightarrow P$			
					780–680	920–790	8 (?)

Примечание. Фазы: А — аморфная, К — кристаллическая, Г — газовая, Р — расплавная; T_1 — температура плавления твердых фаз, T_2 — температура гомогенизации включений.

чем газ часто зажат в интерстициях между отдельными чешуйками и из-за этого имеет неправильную форму. Иногда он мелко рассеян по объему включения. Кристаллическая фаза прозрачна, в скрепленных николях анизотропна. Более точную диагностику ее провести не удалось. Тем не менее, основываясь на подробном описании мусковитсодержащих включений в кварце гранитоидов Забайкалья [135], вероятно, можно идентифицировать рассматриваемую кристаллическую фазу как мусковит (рис. VIII, см. вкл.). На это указывает высокая степень кристалличности и чешуйчатости рассматриваемой фазы, а также ход гомогенизации, протекающей по схеме: $Tв + Г \rightarrow Tв + Г + P \rightarrow P + Tв \rightarrow P$ (2 схема, рис. IX, см. вкл.). Включения в кварце располагаются азонально, имеют изометричную, удлинненно-овальную или угловатую форму и их размеры колеблются от первых микрон до 50–70 мкм. При нагреве крупные включения вскрываются, и до гомогенизации можно довести лишь средние и мелкие образования. Плавление твердой фазы начинается при 700–720°С. При этом на границе включения–минерал появляется кайма стекла и, если газовая фаза рассеяна, происходит ее обособление. Дальнейшее нагревание приводит к растворению газа в расплаве (температура около 800°С) и уменьшению объема твердой фазы. Гомогенизация включений происходит в интервале температур 970–910°С (см. рис. 37). В момент гомогенизации объем включений увеличивается в 2–2,5 раза. Такое увеличение объема связано с тем, что происходит плавление кремнезема, отложившегося на стенках включений в кварце при его кристаллизации. Исходя из соотношений кварц–мусковит во включениях, близких 1:1, и предельного содержания воды в мусковите можно примерно оценить концентрацию воды в магме в момент захвата микропорций расплава кристаллизующимся кварцем в 2–3 мас. % (см. табл. 46).

В 100–200 м от контакта Хатыгнахского массива в роговиках в районе дайки Восточная были отобраны образцы крупно- и гигантозернистого полупрозрачного кварца, имеющего пегматоидный облик. Изучение этого кварца показывает следующее: первичные включения в нем развиты повсеместно, образуя скопления из 3–20 штук, и беспорядочно локализованы в минерале-хозяине. Их форма, как правило, близка к изометричной, а размеры находятся в пределах от первых микрон до 50–60 мкм. Любопытно, что по составу включения в этом кварце подобны описанным в кварце гранитоидов Хатыгнахского массива. Основную часть вакуолей занимает слюдястый кристаллический агрегат, газовая фаза (до 15 об.%) находится в интерстициях. Кроме того, до 10–15 об.% во включениях приходится на недиагностированную прозрачную изотропную фазу (предположительно галит) (рис. X, см. вкл.). При нагревании крупные включения вскрываются. В мелких же начало плавления твердых фаз приходится на 680–700°С, а гомогенизация в расплаве по 2-й схеме наступает при 830–800°С. По аналогии с включениями в кварце гранитов и аплитов содержание воды в расплаве должно составлять не менее 3 мас. %.

Для Басугуньинского интрузива (рудно-магматический узел 2) данные по термометрии расплавных включений получены по кварцу гранитов, аплитов и пегматитов. Включения в кварце гранитов встречаются в виде единичных азональных образований, по 2–7 штук в зерне. Наиболее распространенная форма их – изометрично-овальная, реже угловатая. Включения состоят из стекла, слабоанизотропной кристаллической фазы и газа – рассеянного либо обособленного в виде выделений неправильной формы. Начало плавления силикатных фаз происходит при температуре около 800°С, а гомогенизация в расплаве наступает при 1120–910°С по схеме 1.

Для аплитов и пегматитов характерны в целом однотипные включения. Как и в аналогичных породах Хатыгнахского интрузива, в кварце Басугуньинского широко развиты раскристаллизованные с мусковитом и газовой фазой (до 15 об.%) вакуоли, сходные с описанными как по морфологии и размерам, так и по схеме гомогенизации. Однако необходимо отметить присутствие во включениях пегматоидного кварца прозрачной изотропной фазы. В кварце аплитов плавление твердых фаз начинается при 700–730°С, а гомогенизация в расплаве происходит при 990–800°С. В пегматоидном кварце эти температуры соответственно находятся в пределах около 640 и 800–680°С. При оценке

Таблица 47. Результаты изучения флюидных включений в кварце изверженных пород

Интрузивные образования	Порода	Тип включений							Тип растворов
		Хлоридно-водные				Углекисотно-водные		Водные	
		T_1	T_2	C	P	T_3	P	T_4	
Массив Интриган	Кварцевый диорит	210-180	600-300	65-37	2,5-1,3	Не обн.	-	400-150	Хлоридный
Штоки Бутуз, Ванин	Диорит	550-300	750-330	75-41	2,2-1,3	"	-	510-200	
Массив Севастопольский	Гранит	280-120	470-280	56-36	3,3-0,4	"	-	410-150	
Кварц-полево-шпатовые жилы		260-230	560-320	57-40	2,9-0,9	"	-	550-130	
Дайки Дегдекана	Гранит-порфир	Не обн.	Не обн.	-	-	"	-	320-140	
Массив Хатынахский	Гранит, аплит	580-470	470-280	-	-	350-300	1,2-0,9	290-250	Хлоридно-углекислотный
Массив Басуньянский	Пегматит	200-180	270-240	36-33	-	360-290	-	240-180	
	Гранит, аплит	Не обн.	Не обн.	-	-	310-260	1,1-0,8	190-120	Углекислотный
Дайка Мощная	Гранит-порфир	"	"	-	-	310-270	1,0-0,9	375-180	Углекислотный

Примечание. T_1 — температура растворения газовой фазы; T_{2-4} — температура гомогенизации трех- и двухфазовых включений; C — концентрация растворов (NaCl — экв. мас. %); P — давление флюида (кбар).

содержания воды в расплаве необходимо упомянуть единственное наблюдение флюидной фазы в мусковитсодержащем включении кварца аплитов. В результате нагрева этого включения в низкотемпературной термокамере при 230°С произошла частичная гомогенизация газовой фазы, которая до нагрева составляла около 10 об.%, причем раствор под микроскопом не был виден. Два повторных нагрева дали ту же температуру. Данное наблюдение свидетельствует о том, что в магматогенных включениях со слюдой имеется водный раствор, но обнаружить его удается не всегда. Приближенная оценка содержания воды в расплаве проведена по методике Ф.Г. Рейфа [135] с учетом данных об объеме и составе газовой фазы, приращении объема включения при нагреве за счет расплавления каймы родственного минералу-хозяину вещества, состава твердых фаз в расплавных включениях, в том числе и водосодержащих. Как показали расчеты, содержание воды в расплаве достигает 8 мас. %.

В гранит-порфирах дайки Мощная первичные магматогенные включения в кварце находятся в виде "роев" по 3–5 штук. Установлены также единичные, бессистемно располагающиеся в любой части вкрапленника включения. Их форма близка к изометричной, линейные размеры достигают 50 мкм, газовая фаза не обособлена. Силикатная часть включения представлена анизотропной прозрачной и слюдopodobной фазами. Абсолютное большинство включений взорвано. Встречаются редкие неразгерметизированные индивиды размером до 10 мкм, с которыми проводилась основная работа. Плавление твердых фаз начинается при 680–700°С. Вместе с появлением светлой каймы по периферии включения, состоящего из стекла, происходит обособление газовой фазы, занимающей около 10% от объема вакуоли. Во время дальнейшего нагрева газовая фаза растворяется в интервале температур 720–900°С, а гомогенизация, проходящая по 2-й схеме, происходит при 920–790°С (см. рис. 37). Судя по слюистой фазе, увеличению объема включений в момент гомогенизации в 2 раза, а также принимая во внимание схему гомогенизации, можно предположить, что воды в расплаве было не менее 2–3 мас.%. Однако, учитывая подобие агрегатного состояния и температурных превращений в описываемых включениях и во включениях аплитов и пегматитов Басугуньинского массива, содержание воды в расплаве, вероятно, можно оценить также в 8 мас.%,

Таким образом, в результате изучения включений минералообразующих сред магматического этапа в минералах изверженных пород можно сделать следующие выводы. Гранитоиды ранних фаз магматизма рудоносных структур (диориты, кварцевые диориты) кристаллизовались в высокотемпературных условиях. На силикатном ликвидусе первым появляется плагиоклаз (1170–1080°С) и чуть позже – кварц (1080–1020°С). Для более поздних и менее основных пород (гранодиоритов-лейкогранитов) характерен широкий температурный интервал кристаллизации: гранодиорит-гранитов – 1120–910°С, гранит-лейкогранитов – 1040–810°С, гранит-порфиоров – 920–790°С, аплитов – 990–800°С и пегматитов – 830–680°С. Кристаллизация гранитоидных пород начинается в высокотемпературных относительно сухих условиях (диориты, кварцевые диориты) и завершается при низких (до 680°С) температурных параметрах с высоким (до 8 мас.%) содержанием воды в расплаве.

Особенности стадий флюидоотделения, характеризующих развитие магматических очагов и становление различных фаций интрузивных образований по мере их проявления, выявлены на основе изучения вторичных флюидных включений минералообразующих сред в прозрачных минералах магматического происхождения. Все наблюдения выполнены по кварцу. Приведенное ниже описание включений дано в той же последовательности по типам пород, что и для стадии кристаллизации расплава (табл. 47).

В кварце диоритов и кварцевых диоритов Интриганского интрузива, штоков Бутуз и Ванин распространены включения, характеризующиеся значительным сходством. Одними из самых ранних и высокотемпературных образований являются микросистемы солевых расплавов (10 об. % жидкости) и расплавов-рассолов (10–50 об. % жидкости) [16]. Форма включений преимущественно изометричная, размеры колеблются

в пределах от первых микрон до 50–90 мкм; располагаются они главным образом в трещинах, секущих минерал-хозяин в различных направлениях. Состав твердых фаз, судя по морфологии кристаллов, изотропности, цвету и температурам растворения, отвечает соединениям типа (NaCl, KCl) (рис. XI, см. вкл.). Температуры гомогенизации таких включений находятся в интервалах 600–570° (Интриганский массив), 570–510° (шток Бутуз), 640–540°С (шток Ванин). Интересные образования отмечены в кварце штока Ванин: отдельные включения имеют до 60–70 об.% газовой фазы и 15–20 об.% кристаллов-узников различных хлоридов (см. рис. XI). Растворение твердых фаз в таких включениях происходит при 600°С, а гомогенизация в газ — при 750–700°С. Судя по тому, что данные образования не являются аномальными, так как образуют отдельные, нередко встречающиеся сообщества, можно предположить существование на ранней постмагматической стадии пневматолитовой фазы, обогащенной соединениями хлора и в небольших количествах содержащей воду. Кроме того, встречаются двухфазовые образования, сингенетичные включениям солевых расплавов, расплавов-рассолов, содержащие до 70–90 об.% газовой фазы и имеющие температуры гомогенизации в пределах 520–510°С. Рассматривая включения с хлорсодержащими минералами в целом с учетом особенностей их температурных превращений, концентрацию минералообразующих растворов в стадию флюидообразования можно оценить в 75–37 мас.% в эквиваленте NaCl, а давление флюида — в 2,5–1,3 кбар (см. табл. 47).

Следующие разновидности включений характеризуются относительно небольшими содержаниями минералов хлора в твердой фазе (5–20 об.%). Гомогенизация их происходит в пределах 435–280°С. Этим включениям сопутствуют двухфазовые газожидкие образования с близкими значениями температуры гомогенизации. Наряду с ними завершение постмагматической деятельности фиксируется сериями газожидких включений, имеющих температуру гомогенизации 250–150°С.

Включения в кварце кварц-полевощпатовых жил, находящихся в экзоконтакте Интриганского массива и штока Бутуз, представляют собой полные аналоги описанных выше и варьируют от высокотемпературных включений солевых растворов, расплавов-рассолов до низкотемпературных газожидких образований. Гомогенизация включений с солями находится в пределах 560–320°С, а концентрация растворов в пересчете на NaCl мг.экв составляет 57–40 мас.% при давлении флюида 2,9–0,9 кбар. Существовавшие газожидкие включения гомогенизируются в интервале температур 550–300°С. Как и в предыдущем случае поздняя стадия развития определяется низкотемпературными, газожидкими включениями с температурами гомогенизации 300–130°С.

Для гранитов Севастопольского интрузива в кварце характерны включения солевых расплавов-рассолов и все другие, более низкотемпературные образования. Морфология, размеры, а также взаимоотношения их с минералом-хозяином соответствуют включениям в кварце описанных выше пород. Они гомогенизируются при 470–280°С, имеют концентрацию раствора 56–36 мас.% в экв. NaCl и давление флюида 3,3–0,4 кбар. Сопутствующие газожидкие включения гомогенизируются при 410–150°С (см. табл. 47).

В дайках кварцевых порфиров во вкрапленниках кварца развиты однотипные вторичные газожидкие образования разнообразных форм и размеров, гомогенизирующиеся в интервале температур 320–140°С.

В гранитоидах Хатыннахского и Басугуньинского интрузивов, а также в гранитах штока Террасовый (сателлит интрузива Улахан) [164] установлены включения, существенно отличающиеся от рассмотренных. Различия состоят в том, что эти тела и их породы на стадии флюидоотделения характеризуются углекислотно-водными растворами. В гранитах, аплитах и пегматитах Хатыннахского интрузива и отчасти в жильном кварце из его окрестностей (район дайки Восточной) вторичные включения, содержащие минералы NaCl и KCl (на уровне 10–15 об.%) отмечаются только в отдельных редких зернах (см. рис. 38). По форме это изометричные, размерами 10–70 мкм образования с темпе-

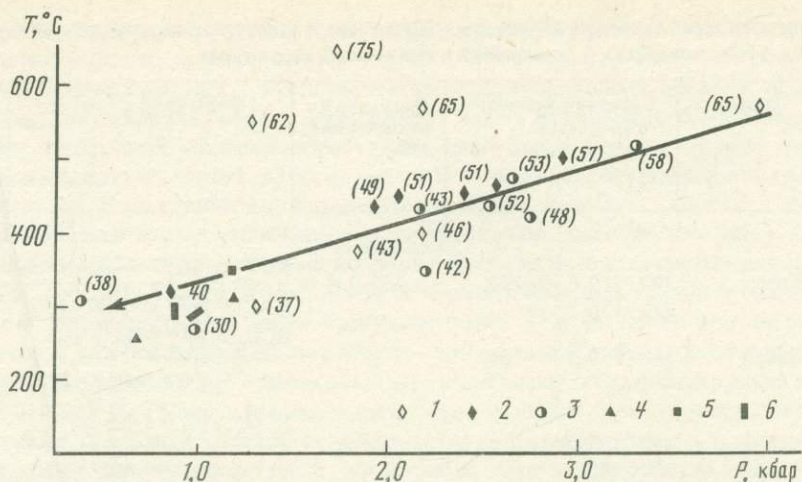


Рис. 28. Обобщенная P - T -диаграмма условий постагматического развития интрузивных образований (стрелкой показана общая направленность процесса, в скобках — концентрация растворов NaCl, мг · экв)

1 — интрузив Интриганский, штоки Бутуз, Ванин; 2 — кварц-полевошпатовые жилы; 3–5 — интрузивы: 3 — Севастопольский, 4 — Хатыннахский, 5 — Басугуньинский; 6 — дайка Мощная

ратурами гомогенизации 580–240°С, с концентрацией солей в растворах 36–33 мас.% в расчете на NaCl и давлением флюида 1,1–0,7 кбар. Основная масса включений представлена довольно крупными выделениями, имеющими разнообразную форму — от изометричной до неправильной амебовидной. Большинство вакуолей в проходящем свете выглядит как газовые, и только в отдельных из них иногда можно увидеть жидкую фазу углекислоты. Соотношения газ–жидкая углекислота–раствор колеблются в широких пределах. Гомогенизация таких включений происходит преимущественно в газовую фазу при температурах 360–290°С, а давление флюида, рассчитанное по сингенетичным углекислотно-водным газово-жидким включениям составляет 1,2–0,9 кбар. Завершение постагматической деятельности фиксируется газово-жидкими включениями с температурами гомогенизации 290–180°С.

Таким образом, Хатыннахскому интрузиву присущи вторичные включения, отвечающие как хлоридной, так и углекислотно-водной линиям развития флюидной составляющей.

Для гранитов, аплитов и пегматитов Басугуньинского интрузива наиболее представительными являются включения, содержащие, помимо газовой и жидкой фаз, жидкую углекислоту. Морфология, размеры и фазовые соотношения во включениях примерно соответствуют образованиям Хатыннахского массива. В отличие от последнего в кварце названных разновидностей пород Басугуньинского массива не встречены включения с твердыми фазами. Гомогенизируются углекислотные включения при 310–260°С, давление флюида при этом составляет 1,1–0,7 кбар. Кроме описанных разновидностей, широко распространены газово-жидкие включения с температурами гомогенизации 190–120°С (см. табл. 47).

Включения в кварце пород дайки Мощная полностью аналогичны описанным (см. табл. 47). Основные результаты наблюдений изученных флюидных включений вынесены на P - T -диаграмму (рис. 28).

Таким образом, стадия флюидоотделения в ранних диоритоидах золотоносных структур начинается в условиях высоких температур (750–700°С) и характеризуется высококонцентрированными солевыми растворами — расплавами. С понижением температуры происходит изменение их до расплавов-рассолов, рассолов и растворов. Однонаправленно со снижением температуры происходит и изменение давления флюида. На всем протяжении стадий флюидоотделения отмечается гетерогенность обособив-

Т а б л и ц а 48 Сравнительная характеристика состава и свойств минералообразующих растворов золото-кварцевых проявлений в складчатых структурах

Рудно-магматический узел	Минерал	Интервал значений температуры гомогенизации, °С	Давление во включениях, кбар	Формула растворов	Общая минерализация растворов, %
Синклиниорий					
1	Кварц	390–350, 330–280, 260–150	1,3–0,9	$\frac{\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > (\text{Cl}^- + \text{F}^-)}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}$	
2	Кварц	380–360, 350–250, 220		$\frac{\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > (\text{Cl}^- + \text{F}^-)}{\text{Na}^+ > (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > \text{K}^+}$	37,0
3	Кварц	390–350, 340–270, 260–180	1,1–0,7	$\frac{\text{HCO}_3^- > (\text{Cl}^- + \text{F}^-) > \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}^+ > (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > \text{K}^+}$	9,8
	Кальцит-I	340–280			
	Кальцит-II	180–150			
	Кварц*	410–170		$\frac{\text{HCO}_3^- > (\text{Cl}^- + \text{F}^-) > \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}^+ > \text{K}^+ > (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})}$	19,2
Антиклиниорий					
4	Кварц	340–270, 240–180	1,1–0,4	$\frac{\text{HCO}_3^- > (\text{Cl}^- + \text{F}^-) > \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}^+ > \text{K}^+ > (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})}$	12,5
	Кварц	330–260, 240–190	1,1–0,4	$\frac{\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > (\text{Cl}^- + \text{F}^-)}{\text{K}^+ > \text{Na}^+ > (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})}$	20,2
5	Кварц	340–260, 270–150	–	$\frac{\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > (\text{Cl}^- + \text{F}^-)}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > \text{Na}^+ > \text{K}^+}$	18,1

*Метаморфогенный кварц.

П р и м е ч а н и е. Анализ состава водных вытяжек выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитик Д.С. Гиматдинова.

шейся от расплава субстанции. Кварц-полевошпатовые жилы, имеющие идентичные наборы включений, по-видимому, являются производными рассматриваемых флюидов.

Гранитоиды некоторых интрузивов характеризуются теми же особенностями. Стадия флюидоотделения при кристаллизации гранитоидных массивов, с которыми связаны золотоносные проявления районов Хаттыннахского и Басугуньинского интрузивов, дайки Мощная, отличаются редуцированностью ранних высокотемпературных порций флюидов и широким развитием средне-низкотемпературных углекислотно-водных магматогенных потоков с основными параметрами: $T = 360 \div 260^\circ\text{C}$, $P = 1,2 \div 0,9$ кбар.

Термобарогеохимия гидротермального минералообразования. Детально изучена термобарогеохимия минералообразующих процессов золото-кварцевых проявлений, относящихся к формациям дайковой, кварцево-жильной и прожилковых зон и штокверков в терригенных толщах [202]. В пределах синклинория преобладают объекты двух первых формаций (дайковые и жильные), антиклинория — преимущественно прожилковых зон и штокверков. Результаты изучения физико-химических условий минералообразования на проявлениях различных структурно-морфологических типов свидетельствуют об определенной общности условий их развития (табл. 48). В то же время намечаются некоторые различия в протекании рудообразующих процессов, обусловленные различной структурной позицией проявлений, особенностями

эволюции магматогенных структур, уровнем эрозионного среза, характером вмещающих пород и др.

Рудно-магматический узел 1 представлен минерализованными дайками диоритового состава и зонами прожилкования, вытянутыми вдоль интрузивного массива. Проведено изучение включений минералообразующих сред в рудоносном кварце даек и рудных зон во вмещающих терригенных породах. Наиболее характерным типом включений в кварце всех месторождений являются газовые и существенно газовые идиоморфной негативной, овальной и удлинненно-овальной формы (рис. XII, см вкл.). Среди них широко распространены аналогичные по форме трехфазовые углекислотно-водные образования (см. рис. XII, Б), в которых из-за нечеткости фазовых границ прямое наблюдение жидкой углекислотности часто затруднительно. Тем не менее при нагреве таких трехфазовых с углекислотой включений и сингенетичных им существенно газовых (80–90 об%) устанавливается одинаковый интервал значений температуры их гомогенизации — 330–280°С. Таким образом можно предположить практически повсеместное наличие углекислоты во включениях. Сингенетичные углекислотно-водным включения газовой-водные с содержаниями газа 20–25 об.% гомогенизируются при 250–230°С. Вычисленное значение давления флюида по этим парам включений составляет 1,3–0,9 кбар. Кроме описанных типов включений, на месторождении распространены жидко-газовые вакуоли с температурами гомогенизации 390–350°С и газовой-жидкие с температурами 240–130°С.

Сравнительный анализ особенностей включений в жильном кварце и флюидных включений в гранитоидах рудно-магматического узла 1 показывает их практически полную аналогию.

Анализ водных вытяжек из продуктивного кварца месторождения дайкового типа говорит о существенно гидрокарбонатном с Ca^{+2} , Mg^{+2} и Na^{+} типе растворов (рис. 29).

В рудно-магматическом узле 2 основные результаты были получены для жил и прожилков по образцам кварца, отобранному по простиранию даек среднего состава. Анализ свойств включений в кварце этих даек показывает их практически полную идентичность с включениями в кварце выше рассмотренного узла (см. табл. 48, рис. 30).

В *рудно-магматическом узле 3* наиболее детально исследован кварц из минерализованной дайки диоритового состава отобранной по всему ее простиранию на вертикальном интервале около 400 м. Кроме того, для сравнения были изучены включения в кварце других даек этого же рудного узла.

Среди жил и прожилков, насыщающих эти дайки, выделены кварц-альбитовые, кварц-альбит-карбонатные, кварцевые и кварц-сульфидные. Характерно, что эти разновидности жильных образований встречаются практически повсеместно. Включения в кварце жильных тел, как правило, мелкие, имеют разнообразную форму. По агрегатному состоянию они относятся к трехфазовым с жидкой углекислотой и к двухфазовым газовой-жидким. Включения, имеющие наибольшие температуры гомогенизации (390–350°С), развиты только в кварце кварц-альбитовых жил и прожилков; включения с температурными интервалами гомогенизации 350–280, 270–180, 180–130°С встречаются во всех разновидностях жил и прожилков на всем вертикальном интервале. Часто встречающиеся углекислотно-водные включения гомогенизируются при 350–280°С. Многие из них вскрываются до гомогенизации. Давление флюида во время минералообразования составляло 1,1–0,7 кбар.

Сравнение особенностей включений в кварце различных минеральных ассоциаций показывает, что наиболее высокие температуры характерны для кварц-альбитовых прожилков, а их остальные разновидности практически однотипны. Это находит подтверждение в наблюдениях, указывающих на ранний характер кварц-альбитовых ассоциаций. С учетом данных о раннем образовании кварц-альбитовых прожилков и особенностей замещения золота и сульфидов в кварце, а также термобарогеохимических сведений появляется возможность сделать вывод о том, что собственно рудный процесс протекал в среднетемпературных условиях, в обстановке высокого углекислотного потенциала, при отсутствии заметного температурного вертикального градиента.

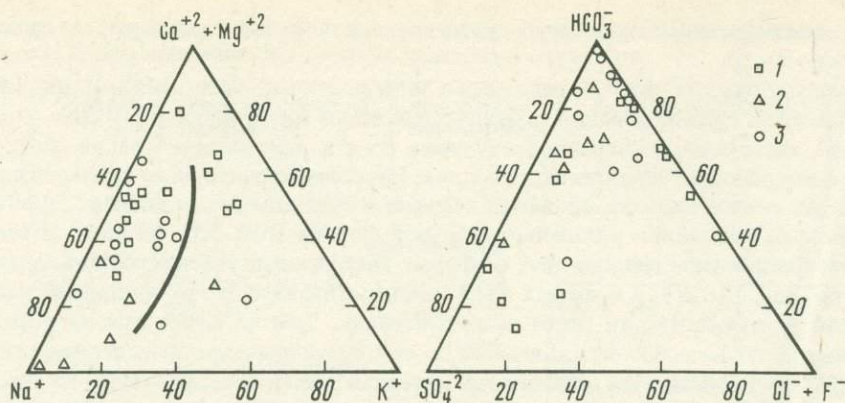


Рис. 29. Результаты анализа водных вытяжек из рудного кварца золоторудных проявлений дайкового структурно-морфологического типа
1—3 — рудно-магматические узлы 1—3

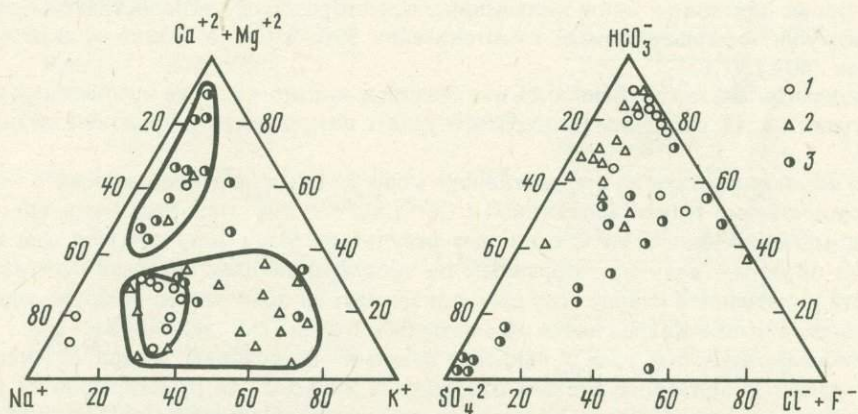


Рис. 30. Результаты анализа составов водных вытяжек из рудного кварца золоторудных проявлений прожилковых зон и штокверков в осадочных породах кварцево-жильных месторождений
1—3 — рудно-магматические узлы 4 (1, 2) и 5 (3)

В рудно-магматическом узле 4, включающем золоторудные проявления прожилковых зон и штокверков в осадочных породах рудоносный кварц для изучения был отобран на одном из проявлений как по простиранию рудных зон, так и по глубине в доступном для отбора образцов вертикальном интервале оруденения, составляющем около 400 м. По морфологическому облику включения в кварце этого проявления чрезвычайно разнообразны: идиоморфные гранные, овальные, полигональные, амебовидные и др. Наиболее яркой особенностью состава включений является их насыщенность углекислотой. Содержания ее непостоянны и могут колебаться от 5—10 до 80—90% объема вакуоли. Плотность углекислоты, судя по температурам частичной гомогенизации, составляет 0,5—0,65 — 0,72 г/см³. Кроме углекислотных включений, встречаются двухфазовые газовой-жидкие, как сингенетичные описанным выше, так и разновременные с ними. Величина включений колеблется в широких пределах, но основная масса их представлена образованиями, имеющими размер до 10 мкм.

В результате термометрических исследований установлено, что гомогенизация углекислотно-водных включений происходит при 340—270°С, реже 250°С. Газовой-жидкие включения гомогенизируются при 240—180°С. Довольно узкий интервал температур гомогенизации выделенных групп включений, имеющих разные фазовые соотношения, свидетельствует о гетерогенности растворов в период минералообразования. Давления

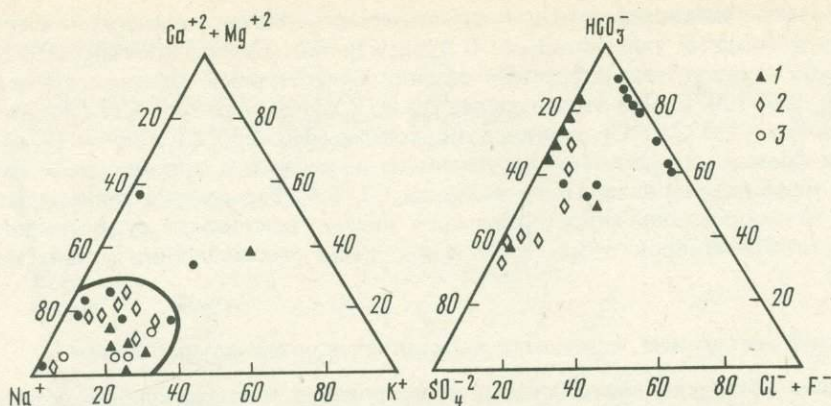


Рис. 31. Результаты анализа составов водных вытяжек из метаморфогенного кварца рудоносных структур складчатых зон
1—3 — рудно-магматические узлы 2—4

рудоносных растворов, рассчитанные по углекислотно-водным и сингенетичным им газо-жидким включениям варьируют в пределах 1,1—0,4 кбар. Изучение включений в кальците показывает их существенно водный характер и гомогенизацию в интервале 230—80°С.

На другом месторождении этого узла для кварца характерны в целом те же типы включений. Единственное отличие состоит в том, что они имеют малые размеры (первые микроны), затрудняющие установление их агрегатного состояния и соотношения фаз. В наиболее пригодных для изучения образцах выделены: а) газо-жидкие включения с соотношением фаз Г:Ж = 1:1,5 ÷ 1:2; б) газо-жидкие с соотношением Г:Ж = 1:5 ÷ 1:6; в) включения с жидкой углекислотой Г:ЖCO₂:Ж = 1:2:2 ÷ 1:1:3. Основные интервалы температур гомогенизации включений аналогичны первому месторождению. Включения типа "а" и "в" гомогенизируются при температуре 330—260°, "б" — 240—190°С. Из-за отсутствия в исследованных образцах надежно устанавливаемых сингенетичных пар углекислотно-водных и газо-жидких включений рассчитать давление минералообразующих растворов не удалось. Однако, судя по плотностям жидкой CO₂ на обоих месторождениях и идентичным температурным интервалам минералообразования, можно предположить и близкие барические условия.

На обоих месторождениях по результатам визуального изучения включений и большого количества замеров температур их гомогенизации как по простиранию, так и по падению рудных зон, было установлено отсутствие температурных градиентов и выдержанность состава включений во всех разновидностях кварца: из массивных жил и тонких прожилков, "брекчиевого" и "метасоматического" кварца и др.

В рудно-магматическом узле 5 основной материал был собран по простиранию существенно кварцевой жилы. Характерной особенностью включений в продуктивном кварце также является их углекислотно-водный состав и небольшие размеры. В целом они аналогичны описанным выше образованиям (см. табл. 48).

Для первого месторождения рудно-магматического узла 4 характерны существенно натриевые, гидрокарбонатные растворы с участием ионов K⁺, Ca⁺², Mg⁺², SO₄⁻², (Cl⁻ + F⁻). На втором месторождении этого узла гидрокарбонатный тип растворов сохраняется, но значительно большую роль начинает играть калий. В гидротермах узла 5 среди катионов преобладают (Ca⁺² + Mg⁺²), при относительно небольших содержаниях калия и значительной изменчивости содержания Na⁺; среди анионов начинает играть существенную роль ион SO₄⁻² (см. рис. 30).

Таким образом, проведенное изучение термобарогеохимических условий гидротермального минералообразования на проявлениях золото-кварцевой формации показывает, что для всех рассмотренных объектов независимо от их структурно-морфоло-

гического типа и положения в рудно-магматических узлах характерен ярко выраженный углекислотно-водный тип растворов. В продуктивном кварце отмечаются сообщества включений, имеющих значительный общий температурный интервал гомогенизации от 390 до 130–120°С. При этом выделяются по крайней мере три их генерации: существенно газовые (390–350°С), углекислотно-водные (350–250°С), водные (270–120°С). Давление флюида, определенное по углекислотно-водным и сингенетичным им газово-жидким образованиям находится в пределах 1,3–0,4 кбар. Анализ водных вытяжек из раннего метаморфогенно-гидротермального кварца показывает существенно натриевый характер растворов этого этапа проявления минералообразующих процессов (рис. 31).

Эволюция магматизма, зарождение и развитие гидротермальных систем

Проблема эволюции магматизма и формирования магматогенно-гидротермальных систем в складчатых золотоносных структурах мезозойд – это во многом проблема происхождения, природы золотого оруденения.

О природе золотого оруденения мезозойд Северо-Востока СССР у исследователей нет единого мнения, несмотря на уже более чем полувековое систематическое изучение края. Ю.А. Билибин [30], П.И. Скорняков [154], В.Т. Матвеевко, Е.Т. Шаталов [106, 107] видели парагенетическую, а в некоторых случаях даже генетическую связь золотого оруденения с комплексом добатолитовых малых интрузивов диоритового ряда. Развивая эти представления, Н.А. Шилю преобладающую часть золота Яно-Колымского пояса считал производной "ранних и, по-видимому, наиболее продуктивных формаций из комплекса малых интрузий" [204. С. 275], выделенных Ф.Р. Апельциным [12]. Л.В. Фирсов [194, 195] формирование большинства золоторудных месторождений региона рассматривал как следствие мобилизации вещества из вмещающих пород при метаморфизме терригенных толщ Верхоянского комплекса. Н.П. Аникеев и соавторы [8] золотую минерализацию Яно-Колымской складчатой области связывали с различными по возрасту интрузивами гранитоидов, образующими протяженный пояс батолитов.

В последующие годы Н.А. Шилю [203], как уже указывалось, все разнообразие золоторудных месторождений Северо-Востока СССР разделил на четыре группы: метаморфогенные (гидротермально-метаморфогенные и собственно метаморфогенные), плутоногенные (плутоногенно-магматические и плутоногенно-гидротермальные), вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные. Для центральных районов Северо-Востока СССР из этого перечня наиболее характерны гидротермально-метаморфогенные и плутоногенно-гидротермальные месторождения. Минералого-геохимическое изучение золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса, выполненное авторами в последние годы, показало, что месторождения метаморфогенных и плутоногенных групп так называемой чистой линии нет. Большинство месторождений, а тем более имеющих промышленное значение, полигенные. У одних месторождений, с проблематичной пространственной и генетической связью с интрузивными массивами, ярче проявлены признаки их метаморфогенного происхождения. У других, приуроченных к поясам развития гипабиссальных гранитоидных тел, более определена связь оруденения с процессами магматизма, которая выражается в целом ряде геологических и минералого-геохимических признаков.

В этой работе предпринята попытка проследить эту связь путем детального минералого-геохимического и термобарогеохимического изучения условий формирования гранитоидных тел и ассоциирующих с ними золоторудных месторождений. Проведенное исследование включений минералообразующих сред в продуктах магматического и постмагматического гидротермального этапов развития рудоносных структур позволяет на основе комплекса признаков, а также данных по геологии, минералогии и геохимии месторождений судить о независимости или комплементарности магматических и гидротермальных процессов.

Анализируя полученные данные по термобарогеохимии магматических и ранних

Т а б л и ц а 49. Результаты изучения первичных расплавных включений в минералах гранитоидных интрузивов

Фаза магматизма	Порода	Минерал	Агрегатное состояние	Тип гомогенизации	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	Содержание воды, мас. %
Ранняя	Диорит	Плагиоклаз	$A > \Gamma$	$A + \Gamma \rightarrow \Gamma + P \rightarrow P$	—	1170–1080	—
		Кварц	$A > \Gamma$	$A + \Gamma \rightarrow \Gamma + P \rightarrow P$	—	1040–1020	—
	Кварцевый диорит	Плагиоклаз	$A > (K + \Gamma)$	$\Gamma + P \rightarrow P$	—	1140–1100	—
		Кварц	$A > \Gamma$	$A + \Gamma \rightarrow \Gamma + P + P$	—	1080–1070	—
Главная	Гранит	Кварц	$A > (K + \Gamma)$	$A + K + \Gamma \rightarrow A + \Gamma + P$	800	1200–910	—
Заключительная	Лейкогранит-аплит	Кварц	$K > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow K + \Gamma + P$	720–700	970–910	2–3
		Кварц	$K > \Gamma$	$K + P \rightarrow P$	730–700	990–800	8
		Кварц	$K > \Gamma$	$K + \Gamma \rightarrow K + \Gamma + P$	700–640	790–720	2–3
		Кварц	$K > A > \Gamma$	$K + P \rightarrow P$	780–680	920–790	3

Примечание. Фазы: А — аморфная (стекловатая), К — кристаллическая, Г — газовая, Р — расплавная; T_1 — температура плавления твердых фаз, T_2 — температура гомогенизации включений. Данные по температурам гомогенизации приведены на основании 80–100 замеров по каждой группе пород.

постмагматических стадий (флюидоотделения и гидротермальных процессов), можно указать на несколько главных моментов в их эволюционном развитии.

Кристаллизация гранитоидных пород ранних фаз магматизма (диориты, кварцевые диориты), с которыми пространственно связаны золоторудные проявления, осуществлялась в высокотемпературных (1170–1020 $^\circ\text{C}$), относительно сухих условиях. Становление гранитов главной фазы происходило также в безводной обстановке, но при несколько меньших значениях температуры (1120–910 $^\circ\text{C}$). Формирование интрузивных тел заключительных фаз магматизма (лейкограниты, аплиты, гранит-порфиры, пегматиты) происходило в условиях заметного снижения температур (990–790 $^\circ\text{C}$) при достаточно высоком (2–8 мас.%) содержании воды в расплаве (табл. 49). Ранний постмагматический этап развития интрузивных образований, связанный с флюидоотделением, характеризуется своими особенностями для каждой фазы магматизма.

Как показали полученные данные (табл. 50), особенности агрегатного состояния флюидных включений и их термометрические характеристики в гранитоидах ранней фазы магматизма свидетельствуют о направленном развитии постмагматического флюида при снижении температуры и давления от высокотемпературной газовой субстанции через расплавы-рассолы к рассолам и водным растворам низкой концентрации.

При этом необходимо отметить, что эти растворы, вероятно, характеризуют постмагматический этап развития не ранней, а главной фазы магматизма, поскольку в кварце и плагиоклазе ранних диоритоидов включения флюидов являются вторичными.

В кварце гранитоидов главной и заключительной фаз магматизма, парагенетически связанных с золотым оруденением, включения существенно отличаются от рассмотренных. Отличия состоят прежде всего в том, что в них распространены преимущественно углекислотные образования, а не водносолевые. Включения высококонцентрированного флюида, содержащие твердые фазы хлоридов натрия и калия, редки. Поскольку в регионе интрузивных проявлений более поздних фаз магматизм не установлен, изученные углекислотно-водные растворы являются, по-видимому, продуктами дифференциации тех же магматических очагов, в породах которых они выявлены. Заключительная фаза магматизма характеризуется незначительными объемами магмопроявления, но

Т а б л и ц а 50. Результаты изучения вторичных флюидных включений в кварце гранитоидных пород

Фаза магматизма	Интрузивная порода	Растворы							Тип растворов
		Хлоридно-водные				Углекислотно-водные		Водные	
		T_1	T_2	C	P	T_3	P	T_4	
Ранняя	Диорит	550-180	750-510	75-35	2,5-1,3	-	-	520-300	Хлоридный
	Кварцевый диорит	400-230	435-280	36	-	-	-	420-150	
Главная	Гранит	580-470	470-240	36-33	1,1-0,7	350-300	1,2-0,9	290-250	Хлоридно-углекислотный
Заклю- чительная	Лейкогранит, аплит,	-	-	-	-	310-260	1,1-0,7	190-120	Углекислотный
	Пегматит, гранит-порфир	-	-	-	-	310-270	1,0-0,9	375-180	

П р и м е ч а н и е. T_1 — температура растворения газовой фазы; T_{2-4} — гомогенизация трех- и двух- фазовых включений; C — концентрация раствора (NaCl — экв.мас. %); P — давление флюида (кбар). Данные по температурным превращениям во включениях приведены на основании 150-200 замеров по каждой группе пород.

огромными масштабами отделения углекислотно-водного флюида. Этот флюид нашел свое выражение как в виде растворов во вторичных включениях в кварце гранитоидов, так и в виде первичных и вторичных включений в минералах аплитов, гранит-порфиров, пегматитов, характеризующих заключительную фазу интрузивного магматизма. Эти же флюиды принимали участие и в формировании магматогенных гидротермальных растворов, т.е. в зарождении гидротермальных систем, обусловивших образование золоторудных проявлений в регионе.

Развитие гидротермальных систем, особенности минералообразующих процессов, характер рудоотложения определяются прежде всего пространственно-временными взаимоотношениями между магматитами и гидротермалитами. Известно, что многочисленные золоторудные проявления в структурах мезозоид Северо-Востока сформированы в два этапа: метаморфогенно-гидротермальный и магматогенно-гидротермальный. Первый из них характеризует домагматический период развития мезозоид, второй — постмагматический. В пределах большинства золоторудных структур эти два генетических типа минерализации совмещены, причем ведущая роль принадлежит магматогенно-гидротермальному [62]. Генерализованная схема гидротермального процесса на изученных золоторудных месторождениях включает три стадии рудоотложения: раннюю, арсенипирит-кварцевую, иногда с эпидотом и убогими содержаниями золота в арсенипирите; продуктивную ассоциацию, представленную незначительным количеством кварца, сульфидных минералов и золотом; послепродуктивную — главным образом карбонатную. Следует заметить, что количество кварца, отложившегося с золотом и другими рудными минералами, настолько мало, что его обычно трудно выделить в качестве продукта самостоятельной стадии. Образование всех стадий минералообразования несут признаки минералого-геохимического родства с интрузивным магматизмом региона. Поэтому представляет интерес сравнительный анализ минералообразующих растворов на объектах с неодинаковыми признаками связи с магматизмом (табл. 51).

Наиболее четко пространственные связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом проявлены в рудно-магматическом узле 1, где месторождения представлены минерализованными дайками среднего состава и зонами прожилкования, вытянутыми вдоль границы крупного тела лейкократовых гранитов. Основное минералообразование в пределах этого рудного узла проходило в обстановке высокого углекислотного потенциала. Об этом свидетельствуют существенно углекислотные и углекислотно-водные включения в кварце допродуктивной и продуктивной стадий минералообразования. Встречаются газово-водные включения, сингенетичные углекислотным, с температурой гомогенизации 250–230°С. Давление в системе, вычисленное по этим парам включений, составляет 1,3–0,9 кбар. Как видно, описанные типы включений идентичны ранее охарактеризованным для этапа флюидоотделения при кристаллизации гранитоидов поздней фазы магматизма.

Сходными условиями локализации характеризуются проявления рудно-магматического узла 2, представленные минерализованными дайками среднего и кислого состава в кровле гранитоидного массива, выходящего на поверхность в виде серии малых интрузивных тел по периферии рудного узла. На связь оруденения с эволюцией магматических очагов здесь указывают близкий состав включений в минералах (флюидных в магматических и газово-жидких в гидротермальных), близкие значения температуры и давления минералообразования, а также смена с удалением от интрузивных тел золото-редкометаллических минеральных ассоциаций золото-полиметаллическими и золото-антимонитовыми, увеличение крупности самородного золота, а также повышение его пробы одновременно с уменьшением в нем содержания серебра.

К месторождениям с неявно проявленными связями золотого оруденения и магматизма отнесены месторождения рудно-магматического узла 3. Золото-кварцевая минерализация в его пределах приурочена к протяженным дайкам диоритового состава. Данные геофизического изучения территории указывают на присутствие на глубине интрузивного тела, с которым, вероятно, связан зеленокаменный метаморфизм даек.

Т а б л и ц а 51. Условия минералообразования на золоторудных месторождениях с различным характером связи с магматическими очагами

Пространственная связь с интрузивным магматизмом	Вмещающие породы	Рудно-магматический узел	Минерал	Параметры минералообразования				
				T_1	T_2	T_3	d_{CO_2}	P
Хорошо проявленная	Диориты, кварцевые диориты	1	Кварц	390–350	330–280	260–150	0,69–0,72	1,3–0,9
			Кальцит	–	–	170–130		–
Слабо проявленная	Кварцевые диориты, гранит-порфиры	2	Кварц	380–360	350–250	220–160	0,72–0,73	–
			Кварц	390–350	350–280	260–180		1,1–0,7
Непроявленная	Терригенные толщи	4 а	Кварц	–	340–270	240–80	0,5–0,7	1,1–0,4
		4 б	Кварц	–	340–260	250–150		

П р и м е ч а н и е. Температуры минералообразования по стадиям, °С: T_1 – допродуктивной; T_2 – продуктивной; T_3 – послепродуктивной; P – давление минералообразования, кбар; d_{CO_2} – плотность жидкой CO_2 в растворах продуктивной стадии, г/см³. Данные по температурам гомогенизации приведены на основании 300–700 замеров по каждому объекту.

Высказано предположение, что не вскрытый интрузив и рудоносные дайки являются продуктами развития одного магматического очага.

Минералообразование на месторождении осуществлялось так же, как и на других, в обстановке высокого углекислотного потенциала. Содержания жидкой CO_2 во включениях занимают объем 5–60%. Углекисотно-водные включения свидетельствуют о значительных давлениях в системе; многие из них вскрываются до момента гомогенизации. Расчет давлений по сингенетичным парам углекисотно-водных и газовой-водных включений дал величину 1,1–0,7 кбар. Каких-либо существенных изменений физико-химических параметров растворов как по латерали, так и по глубине распространения орудения на изученных интервалах не установлено.


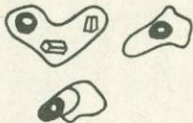




Как видно из изложенного, характер минералообразующих растворов, сформировавшихся рудные тела этого месторождения, аналогичен описанным для месторождений с внешне хорошо проявленной связью с магматизмом.

Третья группа месторождений (рудно-магматический узел 4) не имеет внешне выраженных признаков связи с интрузивным магматизмом. Это преимущественно месторождения прожилковых зон и штокверков, а также кварцево-жильные, пространственно не связанные со вскрытыми интрузивными телами. Физико-химические условия формирования этих месторождений изучены в основном по включениям в кварце рудных тел. Наиболее яркой особенностью состава включений является их насыщенность углекислотой, часто обособленной в виде самостоятельной жидкой фазы. Содержания ее колеблются в широких пределах — 5–90% объема вакуоли. Встречаются сообщества газовой-водных включений, сингенетичных углекисотно-водным. Данные по термобарометрии этих включений приведены в табл. 51 (рудный узел 4а). Нет принципиальных отличий и в условиях формирования кварцево-жильного месторождения этого же типа (см. табл. 51, рудный узел 4б). Приведенные данные показывают, что месторождения с внешне не проявленными признаками с магматическими телами характеризуются таким же типом и параметрами минералообразующих растворов, как и месторождения, приуроченные к контактовым зонам интрузивов.

Во всех изученных типах месторождений отложение золота происходило, вероятно, непосредственно после завершения кристаллизации основной массы кварца, удаления из растворов большей части CO_2 и соответственно повышения рН гидротерм. Об этом свидетельствуют наложенный характер золота по отношению к кварцу с углекисотно-водными включениями, присутствие в золоте включений с углекислотой, проявление после отложения золота карбонатной ассоциации, характеризующей совершенно иной тип минералообразующих растворов. О понижении потенциала CO_2 к моменту отложения золота косвенно свидетельствует и тот факт, что включения в золоте в отличие от вмещающего кварца, по-видимому, не содержат жидкой CO_2 , поскольку характеристические вздутия на поверхности золотин появляются лишь после их термической обработки. В противном случае бугорки избыточного давления и каверны микровзрывов включений должны были бы появляться на поверхности золотин уже при комнатных температурах, поскольку давления в подобных микросистемах превышают 200 атм.

Подводя итог анализу данных по условиям формирования золоторудных месторождений, приуроченных к зонам развития интрузивного гранитоидного магматизма в складчатых структурах, следует указать на признаки явной зависимости гидротермального минералообразования от особенностей интрузивного магматизма в регионе. Для месторождений, приуроченных к контактовым зонам гранитоидных массивов, характерна зональность в размещении минеральных ассоциаций, закономерное изменение пробыности золота, направленность в изменении содержаний серебра в нем, что будет показано ниже. Ранние минеральные ассоциации на месторождениях золота образованы из растворов с высоким потенциалом углекислоты. Агрегатное состояние растворов и соотношение фаз по включениям в жильных минералах полностью отвечают первичным и вторичным флюидным включениям в магматических минералах пород заключительных фаз гранитоидного магматизма. Температурные условия допродуктивной стадии минералообразования близки температурному режиму флюидо-

Таблица 52. Генерализованная схема эволюции содержаний компонентов, ответственных за формирование гидротермальных растворов

Этап	Фаза	Порода, минеральные ассоциации	Содержания и соотношения макрокомпонентов					
			в магматических расплавах	во флюидных погонах расплавов (по включениям)	Облик типичных включений	в гидротермальных растворах	во включениях гидротермальных минералов	Облик типичных включений
Магматический	Ранняя	Диориты, кварцевые диориты	1% H ₂ O	Солевой расплав-рассол-раствор NaCl* + KCl* + H ₂ O				
	Главная	Граниты	2% H ₂ O	Солевой рассол-углекислотноводный раствор NaCl + H ₂ O + CO ₂ **				
	Заключительная	Лейкограниты, гранит-порфиры, аплиты	2-8% H ₂ O	Углекислотно-водно-солевой раствор CO ₂ ** + H ₂ O + NaCl + KCl				
Гидротермальный	Допродуктивная	Кварц-арсениковая				$\frac{\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	0-10% NaCl* 30-90% H ₂ O 0-20% CO ₂ **	
	Продуктивная	Кварц-сульфидная с золотом				$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{CO}_2}$	10-50% H ₂ O 10-70% CO ₂ **	
	Послепродуктивная	Карбонатная				$\frac{\text{HCO}_3^-}{-}$	80-100% H ₂ O 0-20% CO ₂ **	

* В твердой фазе.

** В жидкой фазе.

Примечание. В графе 7 показаны преобладающие компоненты минералообразующих растворов по результатам анализа водных вытяжек из кварца (аналитик Д.С. Гиматдинова, СВКНИИ ДВО АН СССР): в числителе - в жидкой фазе, в знаменателе - в газовой фазе.

отделения предшествующего заключительного магматического этапа. Дальнейшая эволюция гидротермальных растворов идет по пути снижения концентраций углекислоты и легкорастворимых солей в растворах и увеличению их щелочности, что приводит к резкому изменению состава отлагающихся ассоциаций с кварцосодержащих на карбонатсодержащие. Отложение золота завершает стадию кварцеобразования (табл. 52).

Причины эволюции магматогенных флюидов от высококонцентрированных солевых через углекислотные и углекислотно-водные к малосолевым растворам преимущественно гидрокарбонатного состава во многом кроются в особенностях развития гидротермальных систем и, по-видимому, обусловлены физико-химическими свойствами главных растворообразующих компонентов: H_2O , CO_2 , $NaCl$, KCl .

Одним из важнейших свойств, определяющих поведение воды в земной коре, является ее структура. Экспериментально установлено, что в тонких капиллярах и пленках структура воды приобретает максимально плотную упаковку (становится структурированной), а сама вода характеризуется более низким химическим потенциалом, чем она имела бы его будучи в больших объемах. Низкая химическая активность структурированной воды обеспечивает высокую устойчивость растворенных в ней компонентов [74]. Объемная вода в отличие от структурированной характеризуется своей обычной тетраэдрической структурой и высокой химической активностью, что вызывает при определенных термодинамических параметрах выделение твердых фаз (например, при реакциях гидролиза).

В приложении к геологическим средам существование структурированных растворов должно иметь место в слабопроницаемых зонах с низкой пористостью, что соответствует глубинам более 5–6 км и давлениям свыше 1,2–1,5 кбар. На меньших глубинах, в зонах свободной проницаемости, по-видимому, происходит трансформация флюидов в гидротермальные растворы. Они, меняя свои физико-химические свойства, становятся химически активной средой минералообразующих процессов. Для золоторудных полей Северо-Востока СССР эти глубины определяются величинами 2,5–3 км.

Важной характеристикой воды и водных растворов является их фазовое состояние. Экспериментально установлено [148], что при давлении 478 кг/см^2 вода может существовать до температуры $463,2^\circ\text{C}$. Следовательно, имея в виду изученные золоторудные месторождения, можно сделать вывод, что флюид, отделяющийся при кристаллизации гранитоидов всех фаз магматической деятельности, находится в состоянии жидкого раствора. Это тем более очевидно, что наличие в гидротермах растворенных веществ будет сдвигать вторую критическую точку для воды в область более высоких температур. По данным А.П. Штернберга [219] и Е.У. Франка [224], двухфазовое состояние воды может простираться до $600\text{--}650^\circ\text{C}$. В области температур $400\text{--}600^\circ\text{C}$ вода по своим свойствам становится подобной неполярному газу и резко понижает свою растворяющую способность [31]. Возможно, с этим связано расслоение магматогенных флюидных растворов на несмешивающиеся фазы — воду и кристаллы соли.

Заслуживает внимания изменение такой характеристики растворов, как кислотность—щелочность. Влияние pH растворов сильно сказывается на интенсивности и масштабах отложения основного минерала рудных тел — кварца. В кислых—слабокислых растворах он образуется преимущественно в результате полимеризации и гелеобразования в кремнекислотных растворах [113]. В щелочных же растворах отложение кварца может быть связано, например, с гидролизом силикатов щелочных металлов. В изученных системах, обогащенных CO_2 , гидротермы на ранних стадиях их формирования имеют явно кислую реакцию, и следовательно, отложение какой-то части кварца рудных тел могло протекать по первой схеме. Осаждению больших масс кремнезема способствуют также понижение температуры и главным образом давления. Находящиеся в равновесии с гранитоидным расплавом водные флюиды при содержании кремнезема около 50% обладают высокой подвижностью и при проникновении растворов в область даже небольшого понижения давления способны выделять огромные количества кварца [225]. Можно предположить, что отложение преобладающей массы кварца на золоторудных месторождениях складчатых структур Северо-

Востока, связанное с допродуктивными стадиями минералообразования, обусловлено как раз тем, что поступающие в область пониженных давлений обогащенные кремнеземом магматогенные растворы сбрасывают здесь свою нагрузку, стремясь прийти в равновесие с новой геологической обстановкой.

Некоторые соображения можно высказать и о причинах фракционирования флюидного потока на постмагматическом этапе развития гидротермальных систем: на рассолы — высококонцентрированные растворы (ранняя фаза) и существенно углекислотные и углекислотно-водные растворы (конечная фаза). Подобное разделение, возможно, связано с достаточно заметным различием хлорид-иона и углеродсодержащих ионов и молекул по удельным теплоемкостям [197]. В раннюю фазу гранитоидного магматизма, когда тепловой поток максимален, в составе флюидов из интересующих нас компонентов должен преобладать хлор-ион; в поздних, при более низких температурах — CO_2 , HCO_3^- . Это подтверждают результаты изучения флюидных включений в минералах гранитоидов. Принимая во внимание, что флюидная система, определяющая состав гидротермальных растворов, представлена в основном H_2O и CO_2 , можно предположить, что они возникли за счет окисления и замещения первичных H_2 , CO , CH_4 на пути их миграции через породы с высокими окислительными возможностями. Флюид такого состава в обстановке высокого кислородного потенциала (гипабиссальные условия) обладает значительными мобилизующими свойствами в отношении золота и серебра [197], что может являться одной из основных причин формирования золото-сереброносных гидротерм.

Таким образом, результаты изучения золоторудных месторождений складчатых структур Северо-Востока СССР, выявленные минералого-геохимические и термобарогеохимические признаки их связи с интрузивным магматизмом, анализ известных экспериментальных данных по особенностям поведения главнейших флюидообразующих компонентов в условиях, приближенных к эндогенным, свидетельствуют о правомерности постановки вопроса о магматогенной природе золоторудных месторождений региона. При этом формирование золоторудных месторождений следует рассматривать не в связи с конкретными интрузивными телами, а прежде всего с особенностями эволюции в целом магматического очага и развития связанного с этим флюидного режима. Природа главных полезных компонентов месторождений (золота, серебра) и минералообразующих флюидов (H_2O , CO_2 , Cl и др.) может быть более сложной, полигенной (ювенильной и коровой), но формирование месторождений в их широком понимании (рудноносные структуры, метасоматиты, безрудные и продуктивные ассоциации) несомненно, несет явные признаки генетической связи с продуктами дифференциации силикатных расплавов, наиболее ярко проявленной на заключительных этапах развития магматических очагов.

ГЛАВА IV

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В РАЗНОРОДНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Приведенные данные об условиях формирования золотоносных магматогенно-гидротермальных систем с достаточной очевидностью свидетельствуют о том, что рудообразование, проявляясь на конечных фазах развития этих систем, представляет собой одно из звеньев в общей цепи причинно-связанных геологических событий, определяемых последовательно развивающимися процессами магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельности. Взаимосвязь этих явлений хорошо проявляется при анализе данных по зональности и дискретности гидротермальных процессов. О ней же свидетельствуют и типоморфные особенности самородного золота в изученных рудно-магматических узлах.

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ДИСКРЕТНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Закономерности пространственного размещения проявлений метаморфогенной, плутоногенной, вулканогенно-плутоногенной и вулканогенной групп рудных формаций, их возрастные и пространственные отношения свидетельствуют о региональной и локальной зональности и дискретности эндогенного минералообразования на Северо-Востоке СССР. В региональном плане они отражают основные эпохи и тектономагматические циклы развития провинции и проявлены в приуроченности метаморфогенного и плутоногенного золотого оруденения к палеозойским и мезозойским внутриконтинентальным складчатым зонам с последующей сменой их по направлению к океану вулканогенно-плутоногенной золото-сереброрудной минерализацией, характеризующей районы позднемезозойского и мезозой-кайнозойского вулканизма. В локальном плане они указывают на сложный тектономагматический режим формирования рудоносных структур, упорядоченность распределения минеральных ассоциаций и отдельных элементов, прерывисто-непрерывный характер развития магматических и гидротермальных процессов.

В связи со сказанным целесообразно рассмотреть наиболее изученные плутоногенную (золото-кварцевую), вулканогенно-плутоногенную и вулканогенную (золото-серебряные и существенно серебряную) рудные формации.

Плутоногенная золото-кварцевая формация. Материалы по особенностям золото-кварцевого оруденения со всей очевидностью свидетельствуют в целом об относительной устойчивости его структурно-морфологических и вещественных характеристик. Определенные элементы зональности размещения и дискретности формирования минерализации устанавливаются только детальными минералогическими исследованиями и наиболее отчетливо проявлены на уровне рудно-магматических узлов (рис. 32, 33).

На рис. 32 показано зональное размещение минеральных ассоциаций рудного узла относительно зон проявления гранитоидного магматизма, выражающееся в смене в направлении от интрузивных тел золото-теллуридно-висмутовых и золото-молибденитовых (золото-редкометалльных) минеральных ассоциаций ассоциациями золото-полиметаллическими и золото-сульфоантимонитовыми. В этом же направлении происходит увеличение крупности выделений самородного золота и повышение его пробы.

На другом рисунке (см. рис. 33) приведена схема сравнительно мало распространенных золоторудных узлов с концентрической локализацией магматических образований. Эндогенная зональность данного рудного узла подчеркивается закономерным размещением относительно предполагаемого гранитоидного интрузива сопутствующей редкометалльной и сурьмяной минерализации и особенностями микрорудного состава самородного золота рудных тел.

Эти примеры позволяют предполагать, что и многие другие золоторудные узлы региона, представляющиеся вначале достаточно однородными, в результате более детальных минералогическо-геохимических исследований могут обнаружить отчетливые признаки зональности, вероятно обусловленные постмагматической деятельностью очагов гранитоидного магматизма.

Как известно [195, 204], проявления золото-кварцевой формации в структурно-морфологическом отношении разделяются на: 1) месторождения прожилковых зон и штоков в осадочных толщах и в интрузивных образованиях; 2) минерализованные дайки изверженных пород, 3) кварцево-жильные месторождения. Они характеризуются значительными линейными размерами, что открывает широкие возможности для минералогического картирования и выявления в их пределах зональности и дискретности минералообразующих процессов. Однако минералогические исследования этих месторождений свидетельствуют об отсутствии в их пределах явных признаков минералогической зональности. Имеющиеся упоминания о выявленных элементах зональности, как правило, базируются на единичных наблюдениях по какой-либо одной, реже нескольким минералогическим характеристикам месторождения. Объек-

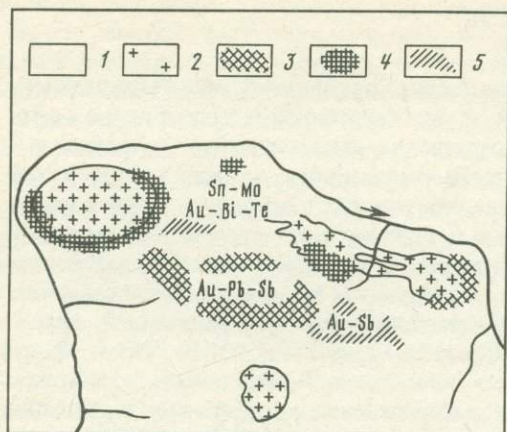


Рис. 32. Зональное размещение рудных минеральных ассоциаций в эндоконтактовом ореоле слабо вскрытого гранитоидного массива (рудно-магматический узел 2)

1 — осадочные толщи Верхоянского комплекса; 2 — гранитоиды; 3—5 — участки развития минеральных ассоциаций: 3 — золото-молибденитовых и золото-теллуридно-висмутовых, 4 — золото-полиметаллических и золото-сульфоантимонитовых, 5 — золото-антимонитовых

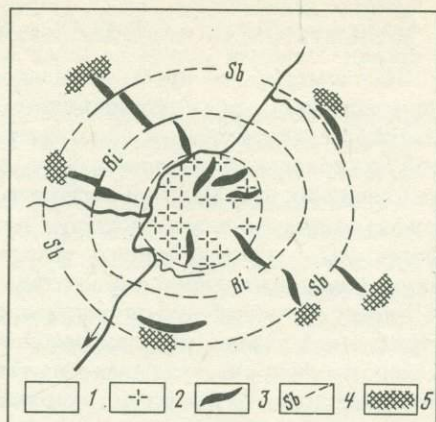


Рис. 33. Зональное размещение самородного золота с различными элементами-примесями в рудно-магматическом узле с центральным расположением нескрытого гранитоидного тела (по Н.Е. Савва, 1983 г.)

1 — осадочные толщи Верхоянского комплекса; 2 — предполагаемый нескрытый интрузив гранитоидов; 3 — золотоносные жильные тела; 4 — изолинии распространения золота с различными примесями; 5 — участки развития золото-сурьмяной минерализации

тивная оценка степени изменчивости этих признаков и, следовательно, достоверности данных о зональности, свидетельствует о том, что отмеченные вариации не выходят за рамки обычных неоднородностей рудоносных золото-кварцевых систем или точности применявшихся аналитических методов.

Исследования последних лет показывают, что объективные данные о зональности золото-кварцевых месторождений могут быть получены лишь при глубоком и всестороннем изучении минералогии месторождений, характера ведущих минеральных ассоциаций и главным образом состава и строения самородного золота. Что касается самородного золота, то следует отметить достаточно четкую зависимость его состава от химизма вмещающих пород и режимов эндогенного развития изучаемых рудных узлов.

Эта зависимость может быть проиллюстрирована на примере проявлений, соответственно характеризующихся достаточно стабильными условиями минералообразования в рудно-магматическом узле 3, содержащем магматиты исключительно в виде даек (рис. 34, А), и сложной, напряженной тектономагматической обстановкой в надинтрузивном узле 2 в поле развития гранитоидного магматизма (рис. 34, Б).

На обоих изученных проявлениях в совместно развитых минерализованных дайках основного—среднего, умеренно кислого и кислого состава золото существенно различается по пробности (соответственно 900—850; 850—800; 780—730 ед.). Сложные дайки характеризуются наличием золота двух групп пробности (820—790; 780—730 ед.). В то же время если по простиранию рудных тел месторождения рудно-магматического узла 3 пробность золота достаточно стабильна, то самородное золото месторождения узла 2 характеризуется значительным снижением его пробы, повышением содержания сурьмы и другими существенными изменениями в направлении от центра месторождения к контактовым зонам гранитоидов.

Рассмотренные примеры иллюстрируют проявление первичной неоднородности в распределении золото-кварцевой минерализации, обусловленной удаленностью от магматического очага в первом случае и связанной с изменением режима минералообразования в околomagматическом ореоле во втором. Необходимо отметить, что

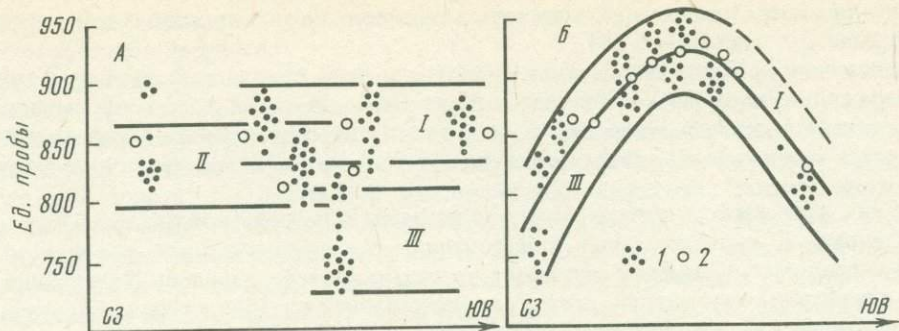


Рис. 34. Зависимость пробы золота от химического состава рудоносных даек в рудно-магматических узлах 3 (А) и 2 (Б)

Состав даек: I — основные; II — средние; III — кислые. 1, 2 — вариации пробы золота в рудопроявлениях (1) и россыпях (2)

выявление зональности в надынтрузивном рудном узле стало возможным благодаря большому "шагу" опробования. На незначительных интервалах месторождений такая зональность не устанавливается.

В пределах известных золотоносных структур региона гидротермальная деятельность протекала, как было уже показано, обычно в два этапа: метаморфогенно-гидротермальный и магматогенно-гидротермальный. С первым (метаморфогенно-гидротермальным) этапом связано формирование существенно кварцевых, хлорит- и карбонат-кварцевых жил и прожилков, зон сульфидизации в терригенно-осадочных породах, характеризующихся постоянной, но в целом слабой золотоносностью. Со вторым — образование собственно золоторудных месторождений.

Магматогенно-гидротермальное минералообразование протекало в три стадии. В допродуктивной арсенопирит-кварцевой (с пиритом и пирротинном) стадией связано образование основной массы жильного материала рудных тел. Продуктивная носит золото-гидрослюдисто-кварцевый (с полиметаллическими и сульфоантимонитовыми ассоциациями) характер; постпродуктивная имеет кварцевый или кварц-карбонатный состав. Золото является сквозным элементом, встречаясь в образованиях всех трех стадий. В ранней стадии содержания золота не высоки, но достаточно заметны. Максимум золотоотложения приходится, естественно, на продуктивную стадию. В послепродуктивных золото образует лишь геохимически значимые скопления.

Отмеченная дискретность минералообразования подтверждается, о чем уже было сказано, детальными термобарогеохимическими исследованиями, выявляющими различия его режимов от стадии к стадии, от одного минерального комплекса к другому. Это касается как температурных условий, так и физико-химической обстановки в целом. Вместе с тем анализ условий формирования продуктивных минеральных ассоциаций на месторождениях ведущих структурно-морфологических типов свидетельствует об их существенной стабильности на значительном вертикальном интервале и по простиранию.

Вулканогенно-плутогенная и вулканогенная золото-серебряная и существенно серебряная формации. Ареалы распространения проявлений данных рудных формаций охватывают соответственно зоны орогенного известково-щелочного магматизма и рифтогенные структуры краевого Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его перивулканическую зону.

В отличие от рассмотренной плутогенной золото-кварцевой формации в рудных узлах, полях и на месторождениях золото-серебрудных формаций вулканогенных зон региона элементы зональности и дискретности проявлены достаточно отчетливо и контрастно. Многолетние исследования показали, что объективной предпосылкой к этому служит существование определенной зависимости между характером ассоциирующих разнофациальных изверженных пород, гидротермальных метаморфитов

и различной минерализации, являющихся основными элементами единых магматогенно-гидротермальных систем [55, 68].

На поверхности такие системы выражаются в виде рудоносных вулканоструктур. Они характеризуются четко проявленной латеральной зональностью формирования и размещения как магматических пород, так и гидротермальных образований. Эта зональность наиболее отчетливо выражена в кольцевых вулканоструктурах Охотско-Чукотского пояса.

Для них характерно преимущественное развитие в центральной (ядерной) их части экструзивных и гипабиссальных образований, сопровождающихся высокотемпературными редкометалльными с золотом минеральными ассоциациями. По направлению к их периферии отмечается широкое проявление гипабиссальных интрузивных и субвулканических фаций пород, в ассоциации с которыми находятся олово-серебро-полиметаллические, золото-серебро-полиметаллические, золото-серебряные, сурьмяно-ртутные типы оруденения.

Одной из характернейших черт вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных гидротермальных месторождений является зональное распределение минеральных ассоциаций и отдельных минералов в вертикальном разрезе. Наиболее четко оно проявлено в закономерном размещении различных минералого-геохимических типов оруденения, развитых на фоне соответствующих фаций метасоматитов [208]. Отмеченная зональность в обобщенном виде выглядит следующим образом. Наиболее глубинные части зон благородно-металльной минерализации в магматогенно-гидротермальных системах вулканогенного пояса характеризуется развитием среднетемпературных эпидот-хлоритовых пропилитов и золото-мышьяк-сурьмяным, золото-медно-молибденовым, золото-серебро-сульфидным и существенно серебряным (аргентит) оруденением. Расположенные выше также пропилитовые, но более низкотемпературные (хлоритовые) зоны включают золото-серебряные месторождения золото-сфалерит-галенитового и золото-сульфантимонитового типов. Самые верхние приурочены к зоне развития аргиллизированных пород, содержащих лишь спорадическую вкрапленность пирита, минералов ртути и сурьмы, и представляют для большинства месторождений их надрудный горизонт.

Рассмотренные латеральная и вертикальная минералого-геохимическая зональность не на всех вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождениях представлены в полном объеме. Однако отсутствие некоторых минеральных ассоциаций, отраженных в обобщенной колонке зональности, обычно компенсируется геохимическими ореолами соответствующих рудных элементов.

Минералого-геохимическая зональность золото-сереборудных месторождений и узлов, как правило, является сложнофациальной и полистадийной. Минералогическими исследованиями также нередко выявляется достаточно четкая фациальная зональность продуктов даже отдельных стадий минералообразования. В частности, на одном из золото-сульфантимонитовых месторождений отмечено, что в вертикальной плоскости рудных жил в рамках одной стадии сверху вниз происходит исчезновение богатого серебро-сульфосольного комплекса минералов и его смена золото-сереброносной полиметаллической ассоциацией с существенной ролью серебра в форме олово-серебряной сульфосоли канфильдита [122].

Для руд рассматриваемых золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР характерны существенные различия в минеральных составах последовательно образующихся агрегатов, широкое развитие процессов брекчирования, наличие внутриминерализованных даек и многие признаки, подчеркивающие дискретность их формирования. Эти их особенности свидетельствуют о пульсационных условиях минералообразования, в том числе и в пределах отдельных стадий. При этом наблюдаются пульсации первого и второго порядка. Первые выделяются по повторяемости минеральных ассоциаций, близких по строению и составу; вторые отмечаются как более краткие периоды минералообразования, с которыми связано формирование существенно мономинеральных скоплений, образующих тонкую ритмичную полосчатость. Ритмы обычно

представлены последовательно кристаллизующимся кварцем, адуляром и комплексом рудных минералов.

Показательным является и то, что элементы зональности и дискретности устанавливаются в строении рассматриваемых вулканогенных золото-сереборудных систем не только на макроуровнях, но и при микроскопических исследованиях отдельных минералов, в частности минеральных фаз золота и серебра. В отличие от однородного зернистого золота плутоногенных месторождений выделения минералов золота и серебра на вулканогенных месторождениях характеризуются зональным строением, нередкими сростаниями индивидов и фаз не только одной, но и нескольких генераций.

Таким образом, проведенный анализ особенностей строения и формирования разномасштабных золоторудных структур Северо-Востока СССР свидетельствует о достаточно четко фиксирующейся зональности и дискретности рудообразования, выражающихся в смене метаморфогенного и плутоногенного золото-кварцевого оруденения с умеренно- и высокопробным золотом, характерным для складчатых зон внутриконтинентальных районов, близповерхностной золото-серебряной минерализацией с низкопробным золотом в вулканических структурах.

На уровне золоторудных узлов и отдельных месторождений ведущих золото-кварцевой (плутоногенной) и золото-серебряной (вулканогенной и вулканогенно-плутоногенной) формаций зональность и дискретность минералообразования проявляются по-разному.

Месторождения плутоногенной золото-кварцевой формации, характеризующиеся относительно устойчивым, стационарным режимом минералообразования, отличаются преимущественно одностадийным развитием продуктивных ассоциаций и отсутствием ярко выраженных элементов минерало-геохимической зональности на локальных участках. В прикладном аспекте эти их особенности в определенной мере служат гарантией значительного размаха оруденения по простиранию и на глубину.

Напротив, вулканогенные золото-серебряные узлы и месторождения характеризуются четко проявленными элементами зонального строения и дискретного минералообразования. Золоторудная минерализация рудоносных вулканоструктур, как и в плутоногенных структурах, обнаруживает отчетливые парагенетические, а в ряде случаев и генетические связи с магматической деятельностью и образует совместно с разнофациальными магматитами и гидротермальными метаморфитами единые магмато-гидротермальные системы со сложным зональным строением и полистадийным формированием.

Рудные месторождения золото-серебряной формации, характеризуясь резко выраженной стадийной и фациальной зональностью и телескопированностью минерализации, отличаются крайней невыдержанностью и высокой изменчивостью практически всех характеристик и параметров рудных тел, что требует специфического подхода к их изучению и оценке.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Самородное золото является чутким индикатором геологической обстановки рудоотложения. Данные о его составе, пробности, размерах и морфологии выделений, о других свойствах позволяют конкретизировать имеющиеся представления об условиях продуктивного минералообразования на месторождениях, оценить формационные связи различных проявлений, раскрыть взаимоотношения процессов гидротермального минералообразования с предшествующими процессами метаморфизма и магматизма.

Типоморфные особенности золота рассмотрены на примере проявлений золото-кварцевой формации, локализованных в дайках, а также в терригенных толщах, подверженных региональному и контактовому метаморфизму.

По геологическим и минерало-геохимическим особенностям дайковые золото-

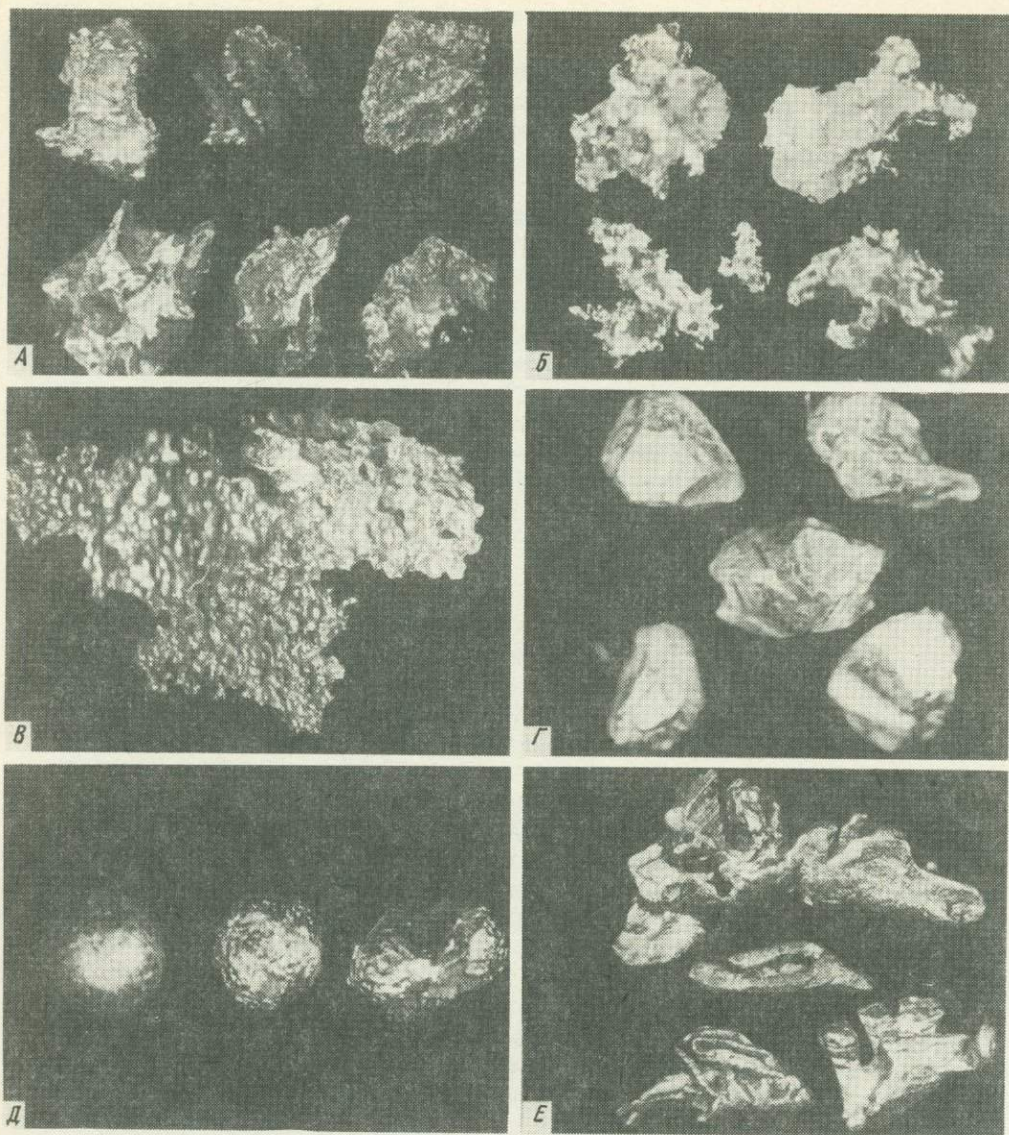
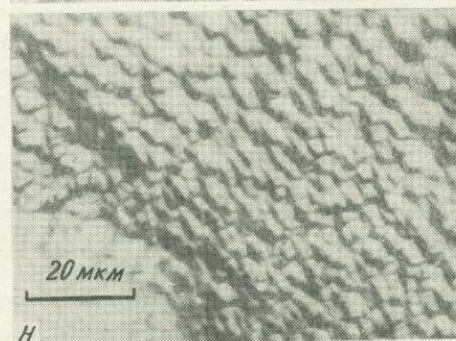
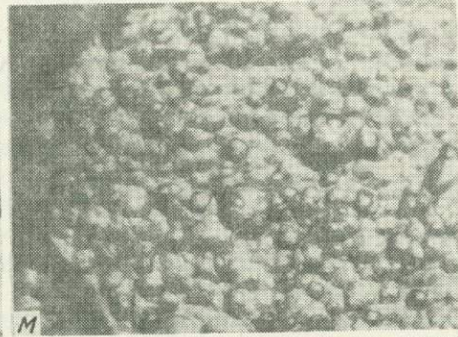
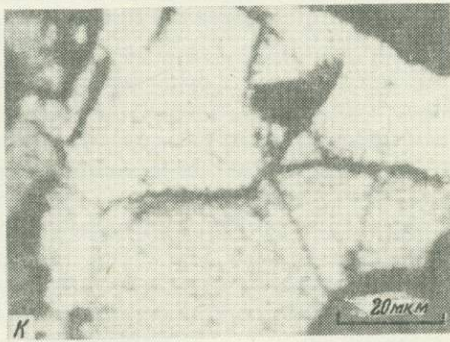
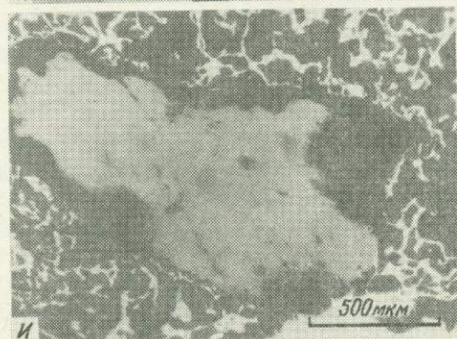
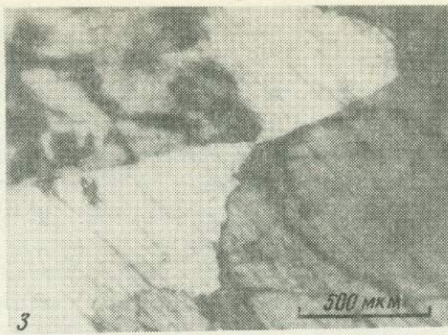
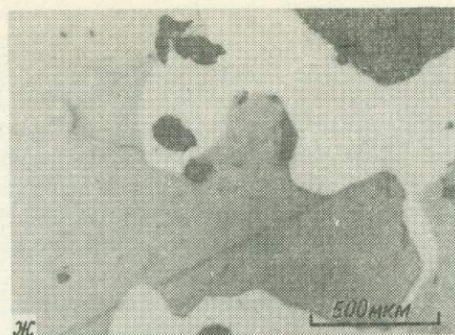


Рис. 35. Самородное золото дайковых месторождений

A-E – морфологические разновидности выделений золота: *A* – комковидные, *B* – цементационные ячеистые, *B* – трещинные прожилковидные (чешуйки), *Г* – кристаллы и гемидоморфные частицы, *Д* – сферидальные кристаллы, *Е* – дендритоиды; *Ж-И* – парагенетические ассоциации самородного золота: *Ж* – с галенитом, *З* – с буланжеритом, *И* – с антимонитом; *К-Л* – структура выделений золота: *К* – полигонально-зернистая, *Л* – двойниковая; *М-О* – элементы сложной структуры золота: *М* – бугорки травления в плоскости, близкой к слоистости (111); *Н* – ступенчатые следы выхода слоев в плоскости (100); *О* – линейная текстура в плоскости, поперечной к слоистости (111); *К-О* – травление $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{HCl}$

рудные месторождения являются типичными представителями плутогенной мало-сульфидной золото-кварцевой формации [132, 204]. Оруденение приурочено к протяженным свитам даек различного состава, главным образом основного и среднего, реже кислого. Их морфология, внешний облик пород и особенности состава свидетельствуют о широком проявлении дислокационных и метаморфических процессов – будинаже, разлинзовании и зеленокаменном изменении. Золотая минерализация в дайках



локализована в сложных сетчатых, лестничных и тому подобных системах гидротермальных жил и прожилков альбит-кварцевого, карбонат-кварцевого и гидрослюдисто-кварцевого составов.

Самородное золото в рудах ассоциирует с арсенопиритом, пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, сульфосолями свинца, меди и серебра, антимонитом, шеелитом и, вероятно, минералами висмута и теллура, в целом составляющими первые про-

центры от массы руды. Как правило, золото на месторождениях отлагалось в две стадии. Раннее золото играет подчиненную роль. Оно установлено анализами в сульфидных минералах, главным образом в арсенопирите и пирите. Поздняя генерация золота является ведущей и отличается достаточно крупными (0,1– n мм) размерами. Для позднего золота известны три парагенетические ассоциации: 1) золото-сульфидная (галенит, сфалерит); 2) золото-сульфосольная (главным образом сульфоантимониды свинца, реже меди, серебра и др.); 3) золото-антимонитовая. Две первые ассоциации являются наиболее распространенными и, как правило, присутствуют в рудах дайковых месторождений совместно. Золото-антимонитовая ассоциация обычно развита обособленно, но известна и в связи с двумя первыми.

В рудах преобладают неправильные цементационные, комковидные и ячеистые образования золота, в меньшей степени присутствуют трещинные прожилковидные выделения, чешуйки и пленки. На ряде месторождений достаточно широко представлены гемиидиоморфные частицы и их сростки и несколько реже — идиоморфные кристаллы. Наиболее редкой морфологической разновидностью золота являются дендриты, установленные исключительно в месторождениях со сравнительно низкопробным золотом, а также губчатое золото, встречающееся на дайковых золото-сурьмяных месторождениях. Внутреннее строение выделений золота типично для малосульфидных месторождений плутогенного класса [133]. Широко развиты выделения призматического и полигонального строения, реже установлено монозернистое золото. Довольно обычны двойники (рис. 35).

Проба золота изучена визуально-оптическим и микрорентгеноспектральным* методами с привлечением концентрационного профилирования и структурного травления в монтированных аншлифах, в индивидуальных образцах минерала и его сростаниях.

В дайковых месторождениях проба золота колеблется от 640 до 990 ед. Золото с пробой 850–950 ед. пользуется наибольшим распространением. На локальных участках месторождений проба золота, как правило, отличается достаточно высокой стабильностью. Стандартное отклонение ее составляет 5–10, до 15 ед. Основная примесь в золоте представлена серебром, составляющим вместе с золотом 99–100% массы минерала. Анализом золота на 15 других компонентов** — Cu, Fe, Mn, Pt, Pd, Co, Ni, Sn, Pb, Zn, Bi, Sb, As, Te, Se — установлено постоянное присутствие меди и сурьмы, эпизодическое — железа, свинца, мышьяка, висмута и др. элементов (табл. 53), в сумме не превышающих 0,1 n — 0,01 мас. % и практически не влияющих на величину пробы золота. Содержание меди достигает 0,14 мас.%, но обычно не превышает 0,01%. Сурьма содержится в количествах 0,001–0,1%, в некоторых пробах достигает 0,13%. Для этих элементов установлено устойчивое повышение содержания меди и снижение концентрации сурьмы с повышением пробы золота от 750 до 950 ед. Золото более кремнекислых даек характеризуется большими концентрациями серебра, сурьмы и меньшими — меди. Роль других выявленных элементов (см. табл. 53), хотя они и встречаются в значительном числе проб, менее выразительна.

Вместе с тем при сравнении рудных тел и тем более различных месторождений видно, что проба золота является величиной достаточно изменчивой. На дайковых месторождениях значительной протяженности (n –10 n км) установлены три генерализованных типа поведения пробы золота по простиранию рудных зон: I — стабильного с незначительной дисперсией; II — направленно изменяющегося; III — инверсионного, с инверсией в центре рудного поля (рис. 36). На общем фоне генеральной линии поведения пробы золота существуют отдельные ее отклонения, обусловленные различными причинами. Наиболее важной из них, на наш взгляд, является пересечение даек зонами автономно развивающихся металлоносных систем в терригенных толщах. В таких зо-

*Микроанализ на приборе "Самбах" выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитики В.Я. Борхоев, Г.А. Меркулов. Проведено около 1000 определений.

**Количественный спектральный анализ выполнен по методике ЦНИГРИ в ЦЛ ПГО "Севостгеология", аналитик Н.П. Степаненко; чувствительность анализа 0,001–0,0001 мас. %. Изучено около 200 проб.

Т а б л и ц а 53 Содержание элементов-примесей в самородном золоте дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР

Элемент-примесь	Пределы содержаний, мас. %	Встречаемость элемента, % от количества проб	Элемент-примесь	Пределы содержаний, мас. %	Встречаемость элемента, % от количества проб
Ag	1,0–36,2	100	As	0,0–0,0102	15
Cu	0,0012–0,1400	100	Bi	0,00–0,0060	14
Sb	0,0–0,1300	69	Mg	0,0–0,0005	2
Fe	0,0–0,0100	50	Sn	0,0–0,0020	1
Pb	0,0–0,1200	40			

П р и м е ч а н и е. Эпизодически во многих образцах микрозондовым анализом установлена примесь ртути (до 1 мас. %). Количественным спектральным анализом с пределом обнаружения $n \cdot 0,001 - n \cdot 0,0001$ мас.% не установлены платина, палладий, никель, кобальт, цинк, теллур и селен. Анализ выполнен на микрозонде "Самебах", аналитик В.Я. Борходоев.

нах появляются золотины нехарактерной для месторождения пробы, повышается дисперсия пробы. При обычных вариациях пробы золота в 40–50, до 70 ед., такие участки отличаются ее дисперсией в 200–300 ед. и более. Проба золота рудных столбов и обогащенных участков рудных тел обычно статистически на 20–30 ед. выше, чем у золота рядовых руд, но в то же время эта зависимость не является универсальной, и многие рудные столбы не выделяются по пробе золота. На большинстве месторождений крупные выделения минерала и самородки по пробе также существенно не отличаются от совместно с ними развитого золота более мелких фракций.

Особенности поведения пробы золота с глубиной изучены на двух месторождениях региона. Выявлены статистические различия пробности золота участков, вскрытых эрозией в вертикальном интервале до 300 м. На первом месторождении колебания пробы индивидуальных золотинок и средняя проба золота участков, различающихся по высоте на 250–300 м, практически однозначны; стабильностью пробы характеризуется золото и по простираанию рудоносной дайки. На втором месторождении проба золота закономерно снижается от его центра к флангам. Установлено ее снижение и с глубиной по приблизительной оценке около 10 ед. на 100 м. Эта закономерность выявлена на нескольких параллельных и кулисообразно сменяющих друг друга дайках и отражает общую тенденцию повышения концентрации серебра в золоте по мере приближения рудной зоны к гранитоидам, обнаженным или предполагаемым на глубине [65]. Вероятно, высокая проба золота на многих месторождениях (900–960 ед.) является свидетельством удаленности магматогенных рудогенерирующих источников от зон разгрузки гидротермальных растворов.

В отношении пробы золота дайковые месторождения Северо-Востока СССР обнаруживают одну исключительно важную закономерность. Она заключается в том, что самородное золото месторождений в дайках кислого состава всегда более низкопробное по сравнению с месторождениями, локализованными в дайках среднего и основного состава. В сложных по составу дайках соответственно присутствует золото различных групп пробы. Оно обуславливает высокую, во многом нехарактерную для месторождений данного структурно-морфологического типа дисперсию пробы минерала. На рис. 35, Б и В, в табл. 54 показана тенденция изменения средних значений пробы золота в зависимости от химического состава вмещающих даек (содержаний SiO_2 в них). Различаясь в деталях, поведение пробы золота в каждом из трех показанных рудных узлов однотипно и отражает отмеченную выше закономерность. Эта тенденция наиболее ярко может быть иллюстрирована на примере одного из месторождений с инверсионным типом изменения пробы золота в рудных телах (рис. 37). В этом узле в протягивающихся параллельно друг к другу на значительные расстояния дайковорудных телах среднего и кислого состава проба золота различается на 50–70 ед. и изменяется, возрастая от их флангов к центру, достаточно устойчиво в обоих телах.

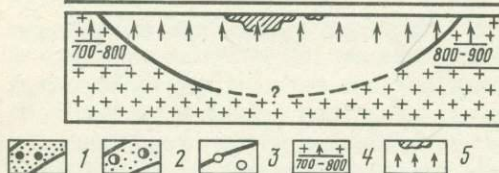
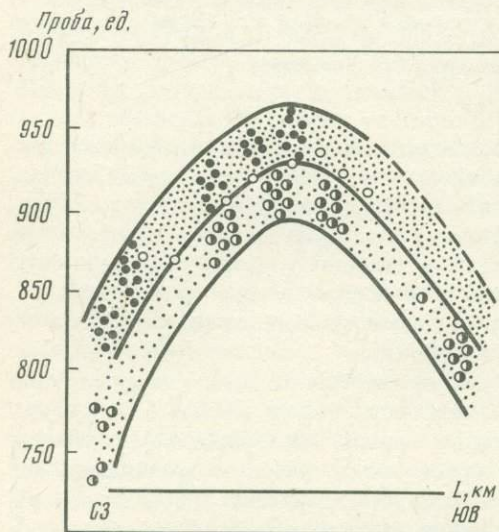
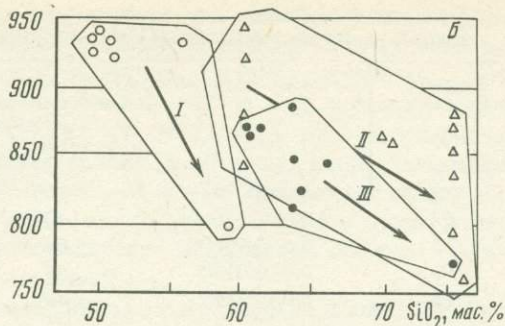
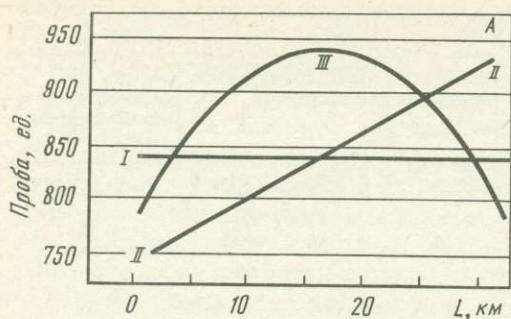


Рис. 36. Особенности поведения пробы самородного золота на дайковых месторождениях Северо-Востока СССР

А — характер изменения пробы золота по простиранию даек: I — стабильный, II — направленно изменяющийся, III — инверсионно изменяющийся; Б — зависимость средней пробы золота месторождений от кремнекислотности вмещающих пород, I — рудно-магматический узел 3, II—III — рудно-магматический узел 2

Рис. 37. Изменение пробы самородного золота в проявлениях наддынтрузивного ореола (в проекции условной плоскости рудной зоны)

1, 2 — поля пробы золота в дайках среднего (1) и кислого (2) состава; 3 — проба золота в россыпи; 4 — проба золота проявлений в гранитоидах; 5 — условная плоскость дайковорудных зон

Выявленная закономерность подтверждается на ведущих дайковых месторождениях региона и позволяет уверенно оценивать роль рудоносных даек различного состава в формировании связанных с ними россыпей и, наоборот, по составу россыпного золота дайковорудных узлов ориентировать и целенаправленно проводить поиски их коренных источников.

На первый взгляд отмеченная особенность дайковых золоторудных месторождений подтверждает представления Ф.Р. Апельцина [12], считавшего рудовмещающие дайки Яно-Колымского пояса и связанное с ним оруденение принадлежащими различным тектономагматическим циклам. Вместе с тем М.Л. Гельманом [44] было показано, что в подавляющей части рудных узлов малые интрузивы и гранитоидные тела находятся в определенной генетической соподчиненности и отражают общие особенности эволюции магматизма рудоносных структур от ранних габброидных и диоритовых фаз к поздним гранит-лейкогранитовым фазам. Золотое оруденение проявлено на заключительных этапах гранитоидного магматизма, и это позволяет говорить о его связи с общей эволюцией магматических очагов. Наиболее отчетливо это может быть показано на примере совместно развитых золотоносных даек среднего и кислого состава в пределах того же рудно-магматического узла 2. Первая из них отнесена

Т а б л и ц а 54 Зависимость пробы золота от химического состава вмещающих пород некоторых дайковых месторождений Северо-Востока СССР

Характеристика	В дайках основного состава			В дайках среднего состава				В дайках кислого состава		
	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
SiO ₂	49,03	49,96	50,10	59,35	60,35	63,52	64,04	65,98	74,40	74,96
TiO ₂	1,28	1,61	1,30	0,77	0,80	0,41	0,46	0,71	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	14,75	16,90	16,31	17,23	15,39	16,22	15,29	16,37	14,39	12,68
Fe ₂ O ₃	8,00	8,88	8,63	5,62	7,50	4,46	6,16	6,48	1,99	1,76
MnO	0,12	0,17	0,16	0,09	0,11	0,08	0,09	0,07	0,03	0,04
MgO	5,33	7,13	6,24	1,67	1,67	1,74	1,77	1,42	0,13	0,04
CaO	7,71	6,68	6,10	3,88	4,18	3,02	2,39	0,74	0,96	0,46
Na ₂ O	1,67	3,34	2,30	3,44	3,43	3,12	4,05	4,26	3,29	3,35
K ₂ O	1,63	1,73	0,86	2,41	1,99	2,80	2,77	1,77	2,64	5,18
P ₂ O ₅	0,15	0,33	0,22	0,19	0,17	0,09	0,12	0,20	0,03	0,02
ППП	10,44	3,23	7,74	5,39	4,87	4,61	3,13	2,40	2,33	1,45
Количество анализов	6	4	3	5	5	3	3	2	6	3
Пробность золота, ед.										
Средняя проба	941	938	924	882	865	814	850	849	767	773
Стандартное отклонение	7,7	9,5	5,9	9,1	14,5	29,7	6,2	24,4	10,7	40,7
Количество определений	23	42	13	30	36	4	66	14	26	38

П р и м е ч а н и е. Анализы химического состава пород выполнены в СВКНИИ ДВО АН СССР на квантометре ARL-72000; аналитики В.Я. Борхоев, В.И. Мануйлова. Проба золота рассчитана по результатам микронзондового анализа образцов минерала в монтированных аншлифах. А-К - рудопроявления золота.

Ф.Р. Апельциным [12] ко второму поколению рудоносных малых интрузий, а вторая — к третьему, и обе считаются догранитными. В то же время особенности золото-рудной минерализации обоих дайковых тел отражают общую минералого-геохимическую зональность оруденения относительно гранитоидов, не подтверждающую разнотипность оруденения. Самородное золото из даек разного состава обнаруживает однотипную тенденцию снижения пробы по мере приближения дайковорудных тел к гранитам, достигая значений, свойственных золотому оруденению, приуроченному к интрузивам (см. рис. 49). Эти данные свидетельствуют, во-первых, о влиянии химического состава вмещающих пород на пробу золота различных рудных тел, имеющих общий рудогенерирующий источник, а во-вторых, о зависимости пробы золота от положения проявления в ореоле магматического очага.

Таким образом, типоморфные особенности самородного золота определяются принадлежностью дайковых месторождений к малосульфидной золото-кварцевой формации. Золото крупное, преимущественно однородное, с локально стабильной пробой. Основной примесью является серебро. На долю остальных элементов-примесей — меди, сурьмы, свинца и др. — приходится обычно менее 1 мас.%. Содержание серебра в золоте колеблется от 1–2 до 36 мас. % (см. табл. 53). Наиболее высокие концентрации серебра установлены в дайках кремнекислого состава и окологранитных участках рудных зон. Вариации свойств самородного золота относительно гранитоидных тел рудных узлов не подтверждают широко распространенной точки зрения о его догранитном возрасте. Геохимические особенности самородного золота обнаруживают определенную зависимость от интрузий гранитоидов, выступающих ведущим регулятором эндогенной зональности рудных узлов.

Установленная устойчивая зависимость пробы рудного золота от химического состава рудовмещающих даек может быть рекомендована к использованию для целенаправленной ориентации поисков коренных месторождений в дайково-золоторудных узлах по данным о пробе золота в россыпях.

После работ Ю.А. Билибина [27], П.И. Скорнякова [156, 157], Л.В. Фирсова [190, 191, 193], а в последние годы Л.А. Николаевой и Н.Я. Болотовой [32] широкое распространение получило мнение о высокотемпературном метаморфизме руд ряда месторождений Северо-Востока СССР гранитами, повлекшем существенные преобразования самородного золота, его дезинтеграцию и перекристаллизацию, сопровождающуюся выносом серебра и повышением пробы металла. Однако ряд данных, и прежде всего некоторые особенности самородного золота, противоречат этому мнению. В этой связи типоморфные свойства самородного золота месторождений, локализованных в зонах термометаморфизма, рассмотрены с акцентом на поиски и признаки существенных гипогенных преобразований руд.

Согласно Н.В. Петровской [132] В.Г. Моисеенко [109] и др., критериями метаморфизма самородного золота являются высокая дисперсия пробы и повышение пробы золота по мере усиления термического воздействия; низкие содержания или практически полное отсутствие в нем легколетучих элементов (ртути, сурьмы, мышьяка); диспергирование первичных выделений и образование вторичных ограниченных форм мелкого золота; отсутствие в золоте и сингенетичном ему кварце газово-жидких и углекислотных включений и др.

Изученные авторами месторождения локализованы в пределах рудно-магматических узлов Яно-Колымского пояса, приуроченных к синклинорию и антиклинорию.

Месторождения первой структуры в целом характеризуются весьма высокопробным золотом (900–950 ед.); второй — золотом средней и низкой пробы (700–800 ед.) (рис. 38).

В рудно-магматическом узле 1 синклинория, отличающемся высокопробным самородным золотом, изучен характер изменения пробы в рудных телах, в различной степени удаленных от интрузивов (см. рис. 14, табл. 55). В целом оно характеризуется стабильной пробой (около 940 ед.); стандартные отклонения находятся в пределах 2,5–10,0 ед. Самую высокую пробу (961 ед.) имеют проявления, наиболее удаленные от

Рис. 38. Изменение уровня "серебристости" золота участков месторождений, удаленных и приближенных к контакту с гранитоидным телом

А — схема расположения месторождений, Б—Д — вариации пробы золота в околоинтрузивном ореоле месторождений. В числителе — проба золота на месторождении, в знаменателе — коэффициент серебристости, показывающий, во сколько раз содержание серебра в золоте окологранитных рудных тел превышает ("+") или менее ("—") обычного для месторождений

гранитоидов. Низкопробное золото установлено в составе молибденит-шеелитовых и галенит-висмутовых продуктивных ассоциаций, приуроченных к интрузиву лейкогранитов, с которым связан высокотемпературный метаморфизм вмещающих терригенных толщ. Для этого же золота характерна наиболее высокая дисперсия пробы.

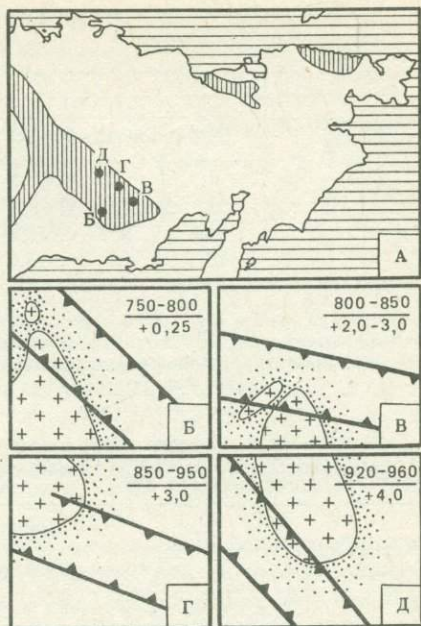
Проявление золота, находящееся на удалении 800 м от этого интрузива, рядом уже упоминавшихся исследователей считается бесспорно метаморфизованным гранитами. Между тем руды этого проявления (содержащего также высокие концентрации шеелита) не выделяются по пробе золота (см. табл. 55). Стандартное отклонение пробы золота на этом проявлении несколько повышено и составляет 9,5 ед. Но вместе с тем оно значительно ниже, чем в золоте из уже отмечавшегося проявления, приуроченного к гранитоидам, где отклонение составляет 25,1 ед. Аналогичная дисперсия пробы золота установлена в месторождении 9 (см. табл. 55), весьма удаленном от интрузивов.

Таким образом, анализ данных по изменению пробы золота в окологранитном ореоле приводит к выводу об отсутствии следов метаморфизующего воздействия гранитов на золоторудную минерализацию узла и, следовательно, о его послегранитном происхождении. Тенденция снижения пробы золота в рудопоявлениях по мере их приближения к интрузиву гранитов может рассматриваться как один из признаков связи оруденения с гранитоидным магматизмом.

Во второй структуре (антиклинории), где изучен рудно-магматический узел 6, отличающийся относительно низкопробным золотом, проба золота ведет себя так же, как и в первой структуре (табл. 56). Наиболее низкая проба (739 ед.) установлена в рудных телах, локализованных в непосредственной близости от интрузива гранитоидов. В то же время средняя проба рудных тел этого проявления, удаленных от интрузивов на расстоянии 1,5—2,0 км, достигает 790—814 ед.

С интрузивом лейкогранитов другого узла связана оловорудная минерализация грейзенного типа. В интенсивно ороговикованных терригенных толщах в северной части узла развито золото-кварцевое оруденение. Рудные тела месторождений содержат мелкое низкопробное золото. Средняя проба золота составляет 679 ед.; стандартное отклонение пробы 53,0 ед. В водотоках, дренирующих интрузив лейкогранитов, присутствует золото с пробой менее 650 ед. Ареал самородного золота низкой пробы также связан с данным интрузивом. Вместе с тем на площади узла, но на удалении от лейкогранитов, развиты коренные проявления золота с пробой 850—950 ед.

Выявлена также тенденция снижения пробы самородного золота по мере приближения к гранитоидам в рудных телах, приуроченных к терригенным толщам и находящихся в надинтрузивном положении или же вблизи выходов гранитоидов. Наиболее детально поведение пробы золота по простиранью рудных зон изучено на золото-



Т а б л и ц а 55. Средняя проба золота и ее стандартное отклонение в рудных телах узла с высокопробным золотом

Характеристика золота	Положение рудных тел относительно интрузивов									
	в околоинтрузивных зонах				на удалении от интрузивов					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
\bar{x}	859	938	941	942	943	936	941	947	961	961
σ	25,1	9,5	4,0	5,0	2,5	3,9	7,7	8,7	4,9	9,9
n	27	42	12	24	22	36	23	6	22	24

П р и м е ч а н и е. 1–10 – рудные тела и месторождения; \bar{x} – средняя проба, σ – стандартное отклонение пробы, n – количество анализов. Проба рассчитана по данным микрозондового анализа золотин в монтированных аншлифах.

Т а б л и ц а 56. Средняя проба золота и ее стандартные отклонения в рудных телах рудно-магматического узла б с низкопробным золотом

Характеристика золота	Положение рудных тел относительно интрузивов													
	в околоинтрузивных зонах							на удалении от интрузивов						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
\bar{x}	739	762	799	811	819	829	756	761	790	799	800	814	829	840
σ	21	25	53	74	48	59	24	73	23	19	20	10	78	28
n	3	42	12	23	33	68	72	87	17	18	42	27	9	15

кварцевом проявлении уже неоднократно упоминавшегося дайкового структурно-морфологического типа (см. рис. 19). Месторождение представлено двумя дайками среднего и кислого состава, протягивающимися параллельно друг другу на значительные расстояния. По мере приближения к интрузиву гранитов средняя проба самородного золота в дайках постепенно снижается: в дайке основного состава – с 960 до 840 ед., в дайке кислого состава – с 890 до 750 ед. В экзоконтактных зонах интрузива она приближается к пробе золота редкометалльных молибденитовых и теллуридно-висмутовых ассоциаций (830–700 ед.). В россыпи ручья, дренирующего гранитоиды, выявлено золото с пробой 660 ед.

Интересны данные, полученные при изучении геохимических особенностей самородного золота.

В целях выявления дополнительных критериев первичности золота описываемых проявлений экспериментально изучено поведение различных микроэлементов при термальной обработке природного золота со средней пробой 850 ед. Термообработку проводили в тиглях в муфельной печи в воздушной среде. Нагрев осуществляли до 350, 500 и 1050 °С в течение 8 ч. Из каждой серии самородное золото анализировалось на медь, железо, платину, палладий, никель, кобальт, олово, свинец, висмут, цинк, марганец, сурьму, теллур, селен и мышьяк. Определение по каждой пробе осуществлялись из двух навесок по 5 мг. Предел обнаружения микроэлементов составляет $n \cdot 10^{-3}$ – $n \cdot 10^{-4}$ мас.%. Результаты определений приведены в табл. 57.

Эксперимент показал, что изменение состава золота происходит уже при температуре 300 °С. Установлено снижение концентраций примеси серебра, сурьмы, ртути и других летучих микроэлементов. Из табл. 57 следует, что содержание примеси в термообработанном золоте определяется двумя факторами: общим уровнем встречаемости микроэлементов в пробах и степенью их летучести при нагреве. Элементы, характеризующиеся высокой встречаемостью (медь, сурьма, железо), не исчезают

Таблица 57. Влияние термообработки на микроэлементный состав самородного золота

Стадия нагревания	Cu	Sb	Fe	Pb	As
I (до 350 °С)	0,0016	0,1180	0,0080	0,0060	0,0140
	100	100	60	40	40
II (до 500 °С)	0,0021	0,0085	0,0033	0,0045	Не обн.
	90	100	40	30	
III (до 1050 °С)	0,0022	0,0065	0,0020	Не обн.	Не обн.
	100	90	40		

Примечания: 1. В числителе — максимальные концентрации (мас.%), в знаменателе — встречаемость (в % от всех проб) микроэлементов, 2. Определение элементов осуществлялось количественным спектральным методом по 10 навескам для каждого интервала нагрева.

и после высокотемпературной обработки золота. На промежуточной стадии эксперимента произошла полная потеря золотом мышьяка, а на заключительных стадиях — дополнительно свинца.

В табл. 57 отражены количественные изменения концентрации элементов-примесей золота в зависимости от степени его термообработки. Для меди статистически выявлено незначительное обогащение, вероятно за счет удаления других компонентов. Концентрации остальных изученных микроэлементов закономерно уменьшаются по мере термообработки золота. Содержание железа в золоте уменьшается в 4 раза, сурьмы — в 2 раза. Концентрация свинца при нагреве проб до 500 °С снижается в 1,5 раза, а при дальнейшем нагреве происходит снижение за пределы чувствительности анализа. Мышьяк не установлен в золоте, прогревом до 500 °С.

Материалы табл. 57 показывают, что элементы-примеси самородного золота, характеризующиеся высокой летучестью при повышенных температурах, обнаруживают существенное снижение концентраций даже при температурах, незначительно превышающих температуру минералообразования. Таким образом, проведенное экспериментальное исследование показало, что присутствие в самородном золоте месторождений региона примеси мышьяка, свинца и сурьмы служит геохимическим указанием на его неметаморфизованное состояние.

При изучении геохимических особенностей самородного золота рудных и россыпных проявлений, локализованных в зонах термометаморфизма, наряду с количественным спектральным определением 15 микроэлементов (меди, сурьмы, мышьяка и др.) использованы данные о распределении серебра и ртути, полученные микрорентгено-спектральным методом. Данные о встречаемости микропримесей в самородном золоте и их максимальные концентрации приведены в табл. 58, 59. Анализ таблиц показывает, что основной примесью в золоте является серебро. Совместно с золотом оно составляет более 99% массы минерала. Присутствие серебра определяет пробу самородного золота. Остальные из выявленных микроэлементов присутствуют в незначительных количествах: Cu, Fe, Pt, Pd, Ni, Co, Sn, Pb, Bi, Zn, Mn, Sb, Te, Se, As.

Медь и сурьма являются наиболее распространенными после серебра элементами-примесями самородного золота. Данные табл. 58, 59 свидетельствуют о зависимости концентраций этих элементов от пробы золота. При повышении пробы золота содержание меди возрастает, сурьмы — снижается. На аналогичную зависимость концентраций меди, сурьмы и, по-видимому, серебра (золота) указывали Н.В. Петровская [132], В.П. Самусиков [142], В.Г. Моисеенко [110].

Из других микроэлементов-примесей в повышенных концентрациях отмечены железо, свинец, висмут, мышьяк, олово. На многих месторождениях в золоте эпизодически присутствует ртуть.

Для рудно-магматического узла 1 с высокопробным золотом проведен сравнительный анализ концентраций микроэлементов в золоте рудных тел в зависимости от их

Т а б л и ц а 58. Геохимические особенности высокопробного самородного золота рудных тел рудно-магматического узла 1, локализованных в зонах метаморфизма

Элемент	Положение рудных тел относительно интрузивов							
	в околоинтрузивных зонах				на удалении от интрузивов			
	1	2*	3	4	5	6	7	8
Серебро	$\frac{100}{8,8}$	$\frac{100}{6,6}$	$\frac{100}{6,5}$	$\frac{100}{9,8}$	$\frac{100}{7,4}$	$\frac{100}{6,8}$	$\frac{100}{4,6}$	$\frac{100}{4,9}$
Медь	$\frac{100}{0,1400}$	$\frac{100}{0,0210}$	$\frac{100}{0,0200}$	$\frac{100}{0,0225}$	$\frac{100}{0,0170}$	$\frac{100}{0,0410}$	$\frac{100}{0,0480}$	$\frac{100}{0,0450}$
Сурьма	$\frac{100}{0,0500}$	$\frac{83}{0,0015}$	$\frac{83}{0,0050}$	$\frac{100}{0,0120}$	$\frac{90}{0,0042}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Мышьяк	$\frac{10}{0,0034}$	Не обн.	$\frac{50}{0,0020}$	Не обн.	$\frac{30}{0,0030}$	$\frac{20}{0,0012}$	$\frac{20}{0,0022}$	$\frac{20}{0,0020}$
Железо	$\frac{30}{0,0026}$	$\frac{100}{0,0110}$	$\frac{83}{0,0054}$	$\frac{10}{0,0064}$	$\frac{100}{0,0090}$	$\frac{40}{0,0012}$	$\frac{30}{0,0150}$	$\frac{60}{0,0150}$
Свинец	$\frac{50}{0,0230}$	Не обн.	$\frac{67}{0,0500}$	$\frac{10}{0,0010}$	$\frac{80}{0,1000}$	$\frac{80}{0,0120}$	$\frac{20}{0,0010}$	$\frac{60}{0,0010}$
Олово	$\frac{10}{0,0020}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Висмут	$\frac{30}{0,0050}$	"	$\frac{33}{0,0010}$	$\frac{70}{0,0015}$	$\frac{20}{0,0005}$	"	"	$\frac{40}{0,0020}$
Ртуть	$\frac{1}{0,7}$	$\frac{1}{0,5}$	$\frac{1}{0,8}$	$\frac{1}{0,4}$	Не обн.	$\frac{1,5}{1,1}$	"	Не обн.
Количество определений	10/42	6/12	6/24	10/40	10/36	5/23	10/22	5/24

*Установлено содержание палладия до 0,0004%.

П р и м е ч а н и е. В числителе — встречаемость микроэлемента в пробах, % от всех проб; в знаменателе — максимальные установленные концентрации элемента, мас.%; 1-8 — номера проявлений. Количество определений: в числителе — микрозондовых, в знаменателе — спектральных.

удаленности от интрузивов (см. табл. 58). Концентрации меди в золоте, за исключением проявления 1, для которого установлены аномально высокие концентрации этого элемента, характеризуются примерно одинаковыми уровнями и составляют первые сотые доли процента от массы минерала.

Содержание сурьмы в самородном золоте изменяется в широких пределах ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}$). На ряде месторождений, находящихся на удалении от интрузивов гранитоидов, сурьма не установлена. Обращает на себя внимание аномально высокое содержание сурьмы в золоте проявления 1. Месторождение локализовано в непосредственной близости от контакта интрузива гранитов. Руды являются обычными, мало-сульфидными, но в отличие от рядом расположенных месторождений не содержат в составе продуктивных ассоциаций сурьмосодержащих минералов. Нет таких минералов и в виде включений в золоте. Поэтому предполагается гомогенное вхождение сурьмы в золото данного месторождения по типу твердого раствора.

Проявление 1 рудно-магматического узла 1 традиционно считается контактово-метаморфизованным гранитами [192]. Между тем повышенная концентрация сурьмы,

Т а б л и ц а 59. Геохимические особенности низкопробного самородного золота рудных тел рудно-магматического узла 6, локализованных в зонах термометаморфизма

Элемент	Положение рудных тел относительно интрузивов							
	в околоинтрузивных зонах				на удалении от интрузивов			
	1	2*	3**	4	5	6	7	8
Серебро	100	100	100	100	100	100	100	100
	28,6	31,2	28,7	24,3	30,9	56,1	25,5	20,6
Медь	50	33	100	100	75	20	100	60
	0,0030	0,0010	0,0144	0,0044	0,0036	0,0012	0,0010	0,0015
Сурьма	100	100	60	100	100	100	100	100
	0,0870	0,0970	0,0760	0,0130	0,0770	0,0648	0,0340	0,0090
Мышьяк	Не обн.	—	80	100	75	90	40	40
			0,0200	0,0250	0,0220	0,0250	0,0080	0,0090
Железо	50	66	100	100	100	80	100	80
	0,0036	0,0046	0,0198	0,0170	0,0120	0,0210	0,0047	0,0069
Свинец	50	33	90	100	75	30	80	20
	0,0200	0,0070	0,0100	0,0200	0,550	0,0078	0,0056	0,0022
Олово	100	Не обн.	Не обн.	Не обн.	25	10	Не обн.	Не обн.
	0,0005				0,0005	0,0010		
Висмут	100	100	100	100	75	10	20	„
	0,0050	0,0025	0,5000	0,0077	0,0039	0,0010	0,0010	
Марганец	Не обн.	Не обн.	10	Не обн.	25	Не обн.	Не обн.	„
			0,0005		0,0005			
Количество определенных	3/2	42/3	68/10	33/1	72/4	87/10	17/5	27/5

*Установлен цинк до 0,0500%.

**Установлены кобальт и никель до 0,0010%.

П р и м е ч а н и е. См. примеч. к табл. 58.

а также мышьяка, свинца и присутствие ртути в золоте противоречат предположению о термометаморфизме руд этого месторождения. Ранее к подобному же выводу пришел Г.И. Гамянин (1981 г.).

Полученные данные по поведению пробы золота и геохимическим особенностям самородного золота позволяют считать представления о догранитном возрасте оруденения в данном узле ошибочными. В самородном золоте этого проявления в повышенных количествах присутствует висмут и установлена примесь олова. Эти элементы типоморфны для гранитоидов рудного узла. Они служат геохимическими признаками родства руд с гранитоидными магмами.

В рудном узле 6 с низкопробным золотом геохимические критерии связи золоторудных проявлений с гранитоидным магматизмом прослежены наиболее отчетливо. Установлено отсутствие признаков термообработки золота [6, 57]. Об этом свидетельствует прежде всего значительное сходство микроэлементного состава самородного золота рудных тел, находящихся на различном удалении от интрузива (см. табл. 59). Золото содержит высокие концентрации серебра (20,6–56,1 мас.%), сурьмы (до $n \cdot 10^{-1}$ мас.%) и низкие содержания меди ($n \cdot 10^{-3}$ мас.%). Рудные тела

1, 2 и 3 локализованы в интенсивно ороговикованных терригенных породах в непосредственной близости от интрузива. Наряду с необычайно высокими концентрациями сурьмы в золоте установлены повышенные концентрации свинца и мышьяка ($n \cdot 10^{-2}$ мас.%). Ранее указывалось на срезание рудного тела 3 на глубине гранитами [191]. Между тем в золоте этого проявления установлены высокие концентрации легколетучих микроэлементов: до 0,076 мас.% сурьмы, 0,020% мышьяка, 0,010% свинца. Зафиксированы аномально высокие концентрации висмута (0,5 мас.%). Как известно, висмут является типоморфным элементом золоторудной минерализации, генетически связанной с интрузивами гранитоидов.

В россыпях водотоков, дренирующих интрузив, самородное золото содержит до 0,6% сурьмы, 0,4% свинца, 0,046% мышьяка, следы теллура. В золоте рудных и россыпных проявлений широко представлена примесь олова. Вместе с тем в оловорудном узле, приуроченном к Оротуканскому массиву лейкократовых гранитов, развиты комплексные касситерит-золотые россыпные проявления, где самородное золото содержит повышенные концентрации сурьмы (до 0,105%), свинца (до 0,0167%) и следы мышьяка. Золото характеризуется присутствием висмута (до 0,039%) и олова (до 0,003%), т.е. имеет место тот же набор элементов, что и для золоторудных проявлений с предполагающейся связью с гранитоидным магматизмом.

Геохимические особенности самородного золота зон термометаморфизма на Северо-Востоке СССР подчеркивают отчетливую зональность оруденения относительно гранитоидных интрузивов. В золоторудном узле 2 дайкового типа продуктивная минерализация прослежена непрерывно по мере возрастания степени ороговикования вмещающих пород по простиранию рудных тел в направлении к гранитоидному интрузиву. Установлена закономерная смена золото-сульфоантимонитовых и антимонитовых ассоциаций золото-полиметаллическими и золото-редкометаллическими [3]. В самородном золоте происходит повышение содержания примеси серебра, отражающееся в снижении пробы. В околоинтрузивной зоне развиты рудные тела с самородным золотом, содержащим повышенные концентрации сурьмы (до 0,6%) и ртути (до 1,2%). В золоте из проявления в гранитах установлена примесь олова (до 0,0007%). Элементы геохимической зональности рудно-россыпных проявлений региона по примеси серебра (пробе золота) и сурьмы в самородном золоте отмечались А.И. Скрябиным [159] и С.В. Яблоковой [222].

Заслуживают внимания также данные изучения внутреннего строения выделений самородного золота. В монтированных аншлифах с привлечением структурного травления выявлены однородные моно- и полизернистые, двойниковые, зональные и однородные колломорфные типы структур индивидуальных золотин. Структурные особенности золота зависят от условий его кристаллизации и состава.

Для высокопробного золота рудно-магматического узла 1 наиболее характерен зернистый и двойниковый тип структур выделений. В зернистых выделениях в пространственном расположении отдельных индивидов проявлены элементы ортотропизма [132], хорошо видны грубые слоистые и мозаичные субструктуры.

В низкопробном самородном золоте рудно-магматического узла 6 наряду с зернистыми структурами установлены зональный и колломорфный типы структур минерала. Как известно, аналогичные структуры типоморфны для вулканогенных близповерхностных месторождений [132]. Для золоторудных же месторождений плутоногенной группы они нехарактерны. В рудных телах другого проявления этого же узла, приближенных к интрузиву на 200–500 м, отмечены золотины с неясной концентрической простой, состоящей из двух зон, и сложной ритмической зональностью. Здесь же встречены выделения золота с колломорфным ритмично-полосчатым внутренним строением.

Отмеченные типы зональности и неоднородность выделений самородного золота в рудных телах, находящихся в непосредственной близости от интрузива, несовместимы с представлениями о термометаморфизирующем влиянии последнего. Зональность и неоднородность золота, конечно, могут возникать при высокотемпературном тер-

мальном и гидротермальном метаморфизме. Однако в таком случае они несут регенерированный характер, что отчетливо устанавливается по наличию реликтов первичных зернистых структур золота, расширенным межзерновым границам в агрегатах зерен, неподчинению зональности общей морфологии выделений, появлению кайм вокруг зернистых агрегатов золота и прожилков в них. Следовательно, по своей природе изученные структуры золота являются первичными, эндогенными. Они обусловлены ростом минерала в направленно меняющейся физико-химической обстановке в околоинтрузивных зонах.

Таким образом, все данные по типоморфизму золота свидетельствуют о том, что золоторудная минерализация, локализованная вблизи позднемезозойских гранитоидных интрузивов, не обнаруживает признаков высокотемпературных преобразований с их стороны и, безусловно, является пострегранитной.

Исследование типоморфных свойств самородного золота выявило глубокое минералого-геохимическое родство золоторудной минерализации со становлением гранитоидных очагов. Установлена зависимость практически всех свойств золота (морфологии и размерности, химического состава, геохимических особенностей, внутреннего строения) от положения проявлений в ореоле магматического очага. Вероятно, золоторудная минерализация, локализованная в зонах термометаморфизма, представляет наиболее глубокие и наиболее приближенные к материнским очагам части золотоносных магматогенно-гидротермальных систем.

Типоморфные особенности золота рудопоявлений перивулканической зоны изучены на примере золото-серебряной минерализации описанного ранее рудно-магматического узла Верхне-Колымского мегасвода. Наиболее интересная информация получена по данным изучения золота из россыпей, сопровождающих зоны коренной золотоносности.

Самородное золото в россыпи достаточно крупное, хорошо обработанное, сильно уплощенное. Основная часть уплотненных золотин по размерам колеблется в пределах 0,5–2 мм. В россыпи также широко представлены массивные комковидные и вытянутые веретенообразные золотины. Они содержат мелкие включения жильных и редких минералов – кварца, арсенопирита, галенита (?) и др. – разной степени раздробленности.

В ряде образцов золота в виде включений обнаружены мелкие кристаллы кварца, имеющие удлиненно-призматический габитус*. Размеры кристаллов по L_3 составляют 0,2–0,3 мм. Под микроскопом в кварце отмечены мелкие двухфазовые газожидкие включения минералообразующих сред с соотношением фаз Г:Ж = 1:4. Гомогенизация включений с подобными соотношениями фаз и относительно невысокими концентрациями растворов осуществляется при 250–275 °С [77].

В россыпи самородное золото ассоциирует с пиритом, ильменитом, гранатом, гематитом, магнетитом, цирконом. В отдельных случаях отмечено присутствие сравнительно крупных (до 2 мм) выделений самородного висмута. Субизометрические сферические зерна минерала с поверхности покрыты рубашкой окислов висмута (бисмитом?). На сколе зерен по характеру спайности хорошо видно крупнозернистое до монозернистого строение зерен самородного висмута.

Изучение внутреннего строения золотин показало высокую степень деформированности образцов минерала. Для большинства из них отмечено равномерное полиэдрически-зернистое строение, типичное для интенсивно деформированных отожженных сплавов [43]. Для отдельных индивидов минерала сложной морфологии характерны многочисленные полисинтетические двойники. В центральных частях некоторых золотин устанавливаются реликтовые участки первоначальных структур эндогенного золота. Они характеризуются срастаниями немногочисленных (чаще 2–3, до 5) удлиненных зерен, окаймленных мелкозернистым рекристаллизованным зо-

*Получены Н.Е. Саввой путем растворения золота в кислотах.

Таблица 60. Химический состав самородного золота из россыпи одного из рудно-магматических узлов Верхне-Колымской мегаструктуры, мас.%

Элемент	1	2	3	4	5	6
Au	67,1	79,9	90,5	71,1	76,4	85,3
Ag	32,8	19,8	9,2	27,3	21,2	13,0
Hg	0,1	Не обн.	Не обн.	1,5	2,0	1,0
Cu	Не обн.	"	0,1	Не обн.	Не обн.	0,5
Сумма	100,0	99,7	99,8	99,9	99,6	99,8

Примечание. 1, 2, 3 — золото соответственно с минимальной, средней и наиболее высокой пробой (без учета высокопробных кайм); 4-6 — анализы ртутистого золота. Анализы выполнены на микрозонде "Camebax" СВКНИИ ДВО АН СССР; аналитик Е.М. Горячева.

лотом с отчетливыми элементами полигонизации и полисинтетического двойникования. На периферии золотин на раскристаллизованном золоте отмечено развитие обычных высокопробных кайм, характерных для россыпного золота.

Проведено микрозондовое изучение химического состава золота. Однородность состава золотин проверялась их просмотром в монтированных аншлифах под микроскопом (в отраженном свете с синим фильтром) [100] и контролировалась анализами в нескольких точках образца. Всего изучено 55 золотин. В составе минерала микрозондовым анализом, вместе с золотом и серебром, установлена только ртуть. Концентрация золота изменяется в пределах от 67,1 до 90,5 мас.%, серебра — от 33,0 до 9,3 мас.%. Примесь ртути в количествах 0,1—2,0 мас.% проявляется в золоте эпизодически. Чаще всего она встречается в сравнительно низкопробном серебристом золоте, в котором примесь серебра составляет 23—29 мас.% (табл. 60). По уровню концентрации ртути изученное самородное золото может быть отнесено к его сравнительно редкой ртутистой разновидности.

Количественным спектральным анализом по методике ЦНИГРИ самородное золото проанализировано на 15 других микроэлементах. Всего изучено десять проб. Из исследованных микроэлементов сурьма в количествах до 0,0026 и мышьяк до 0,009 мас.% установлены в двух случаях, свинец до 0,005 и железо до 0,001 мас.% — в одном случае. Другие микроэлементы — Te, Bi, Sn, Se, Mn, Zn, Ni, Co, Pt, Pd — не установлены.

В настоящее время достоверные данные по составу самородного золота в месторождениях региона приведены и имеются в ограниченном числе публикаций [5, 42, 132]. В сравнительном плане изученное золото в отличие от проявлений других типов является стерильным относительно широко распространенных элементов-примесей золота — Sb, As, Pb, Zn, Bi, Fe и др. К типоморфным особенностям минерала относятся его повышенная ртутистость и в определенной степени серебристость.

Полученные данные позволяют предположить, что коренные источники описанного золота, вероятно, локализованы в складчатых структурах фундамента Охотско-Чукотского пояса. Золоторудная минерализация, по-видимому, может быть отнесена к золото-кварцевой формации, ее золото-редкометалльному типу. Самородное золото ассоциирует с гребенчатым кварцем, галенитом, возможно минералами висмута. Оруденение сформировано в среднетемпературной обстановке. Отличительной чертой минерализации служит широкая вариация пробы золота (671 до 905 ед.), в целом пониженная средняя проба минерала (800 ед.), высокие (до 2 мас.%) концентрации примеси ртути в золоте.

Как видно из изложенного, типоморфные особенности самородного золота достаточно индивидуализированы для оруденения различных типов и структурно-формационных зон и в комплексе с другими геологическими свойствами месторождений могут быть использованы для выработки критериев при поисках и оценке руд и россыпей, на что обращалось внимание и ранее [124].

О СООТНОШЕНИИ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО И ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Вопрос о соотношениях золото-кварцевого и золото-редкометалльного оруденения является одним из наиболее сложных в металлогении золота на Северо-Востоке СССР. Тем не менее до настоящего времени он решается просто: золото-кварцевое оруденение считается более древним, догранитным, связанным с так называемыми "добатолиновыми" и малыми интрузивами диоритового состава; золото-редкометалльное — соответственно более молодым, связанным с гранитоидами. В частности, многие исследователи [155—158, 179] считали само собой разумеющимся догранитный возраст золото-кварцевой минерализации в структурах мезозойд. В качестве основного доказательства этого утверждения служил факт "ороговикования" рудовмещающей дайки рудно-магматического узла 2 вблизи массива гранитоидов. Более древний по сравнению с гранитами возраст этой, а также других даек и малых интрузивов кварцево-диоритового и диоритового составов подтверждается многочисленными наблюдениями следов их контактового метаморфизма и пересечений гранитоидами. Однако это не может служить доказательством догранитного возраста вмещающей ими золото-кварцевой минерализации. Последнее обстоятельство специально оговаривал П.И. Скорняков (1955 г.), считая необходимым для окончательного решения данного вопроса проведение тщательных минералогических исследований руд на разном удалении от гранитов и их сравнительного анализа.

В рассмотренном узле принадлежность золото-кварцевых и золото-редкометалльных проявлений к различным эпохам минерализации — более древней, "догранитной", и более молодой, "постгранитной", — не подтверждается проведенными исследованиями. Ряд особенностей золото-кварцевой минерализации со всей очевидностью свидетельствует о ее постгранитном возрасте и глубоком единстве с эволюцией гранитоидных магм. Прежде всего это относится к структурным особенностям ее локализации, термобарогеохимическим условиям минералообразования и закономерному изменению свойств самородного золота в пространстве. Как было отмечено ранее, практически все известные проявления золото-кварцевой минерализации рудного узла локализованы в дайках. Вместе с тем ряд из них локализован в зонах гранитоидного магматизма, в частности в штоках-сателлитах, сопровождающих интрузивы рудного узла. Помимо широко известного проявления в Гайском штоке гранит-порфиоров (сателлит интрузива Грозовой [164]), в последнее время установлено оруденение штока Красивый, а также золотая минерализация штоков Медвежий и Дарьяльский. Анализ особенностей минерализации этих объектов свидетельствует об их сходстве с месторождениями золото-кварцевой формации. Таким образом по крайней мере часть проявлений золото-кварцевого типа безусловно имеет постгранитный возраст. Термобарогеохимические исследования основных золото-кварцевых рудных тел по их простиранию в направлении зон контактового метаморфизма не выявляют признаков метаморфизма руд, и в частности разгерметизации первичных газово-жидких включений минералообразующих сред, обычных при высокотемпературном прогреве [78].

Детальные исследования типоморфизма самородного золота ведущих дайково-рудных тел рудно-магматического узла, а также других минерализованных даек, выполненные по их простиранию от центра узла к его флангам, в зоны контактового метаморфизма, также не подтверждают представлений о метаморфизме оруденения гранитами и, следовательно, указывают на ее послегранитный возраст. Как известно [110, 111], в соответствии с экспериментальными данными и наблюдениями на ряде природных объектов термальным метаморфизм самородного золота сопровождается его структурными преобразованиями, существенными химическими изменениями и прежде всего повышением пробы золота и очищением его от элементов-примесей. В то же время на рассматриваемых проявлениях самородное золото участков, находящихся на различном расстоянии от гранитов, в целом не обнаруживает существенных колебаний содержания выявленных микроэлементов (железо, свинец, висмут,

мышьяк и др.), а концентрация сурьмы даже значительно увеличивается по мере приближения к гранитоидам.

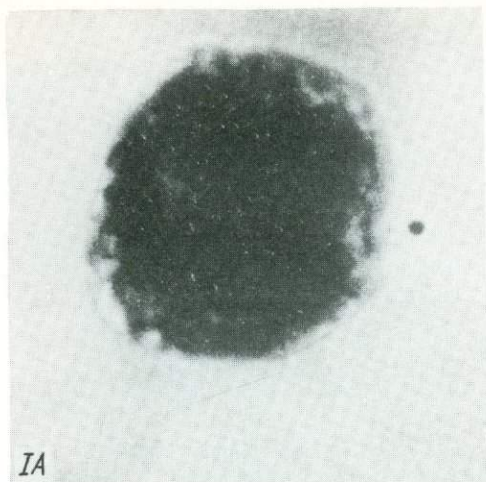
Выявление явных признаков постраничного возраста золото-кварцевого оруденения, по крайней мере для некоторых проявлений, позволяет рассматривать различные, но пространственно совмещенные минеральные типы золотого оруденения в рамках единых эволюционирующих магматогенно-гидротермальных рудоносных систем.

Этот вывод относится прежде всего к золото-редкометалльной и золото-кварцевой минерализации, которые, несмотря на свою разобщенность, как правило, характеризуют одни и те же рудно-магматические узлы и обладают рядом общих свойств. Это достаточно хорошо видно на примере золото-редкометалльных и золото-кварцевых проявлений рудно-магматического узла 2. Золото-кварцевое оруденение здесь локализовано в дайках, а золото-редкометалльное приурочено к эндо- и экзоконтакту Басугуньинского массива, находящегося на северо-западном фланге рудного узла. Связь этого проявления с гранитоидным магматизмом наиболее ярко проявлена в тесных структурных и возрастных взаимоотношениях золотого оруденения и заключительного комплекса жил аплитов и пегматитов, в сходных термобарогеохимических условиях поздне- и постмагматического развития этих тел и оруденения [59, 62, 65]. Минералогическим изучением установлены тесные взаимоотношения самородного золота и минералов висмута и теллура.

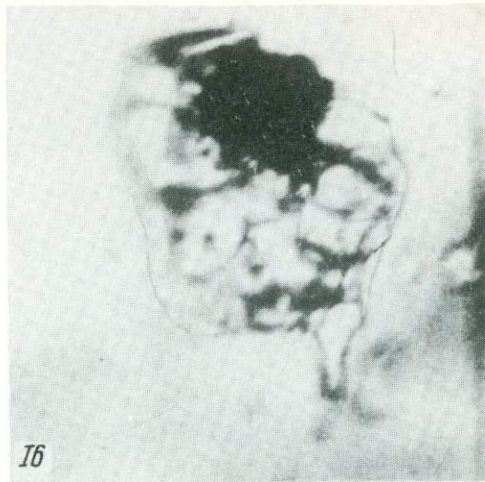
Исследование типоморфных свойств самородного золота золото-редкометалльной минерализации иллюстрирует ее специфику и вместе с тем сходство с золотом золото-кварцевых месторождений. Самородное золото развито по трещинам катаклаза в сульфидных кварцах, в интерстициальных полостях и отдельных друзовых пустотах. Оно образует цементационные и прожилковые выделения, в меньшей степени комковидные частицы и кристаллы. По размерам выделений изученное золото в достаточной мере крупное (0,1–1,0 мм, реже крупнее). Химический состав золота обычен для месторождений региона. Содержание серебра в минерале колеблется от 17,2 до 29,1 мас.%. По 50 образцам золота средняя проба составляет 810 ед. Резко преобладает золото с пробностью 820–790 ед. и в меньшей степени – 790–760 ед.

Приведенные данные свидетельствуют об определенных чертах сходства золото-редкометалльной минерализации и оруденения золото-кварцевого типа. Это относится к составу жильного и рудного выполнения, особенностям локализации золота в жильных агрегатах, его внешнему виду, внутреннему строению и составу. В частности, полученные данные по вариациям пробности самородного золота рассматриваемого типа минерализации (750–820 ед.) хорошо коррелируют с установленной закономерностью изменения пробы золота в дайках с золото-кварцевой минерализацией этого же рудно-магматического узла 2, снижением ее в минерализованных дайках среднего и кислого состава от 900 до 750 ед. по мере приближения к Басугуньинскому массиву. Все отмеченное, по мнению авторов, подчеркивает единую линию поведения самородного золота в ряду золото-редкометалльная–золото-кварцевая минерализация относительно очагов гранитоидного магматизма.

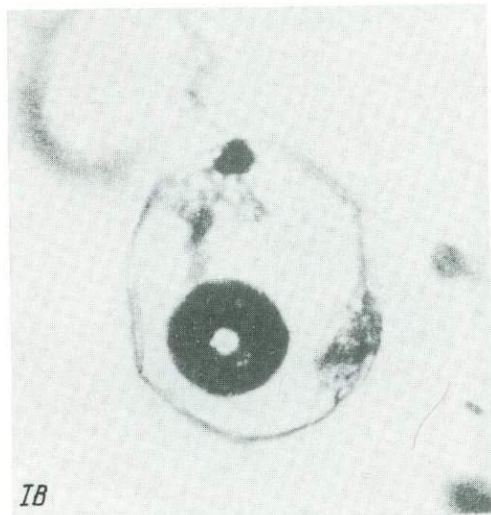
Рассматривая общие особенности поведения самородного золота в рудно-магматическом узле (золото-редкометалльное оруденение в окологранитоидном ореоле, золото-кварцевое в дайках), можно предположить, что золото-редкометалльная минерализация, обнаруживающая наиболее тесные генетические связи с гранитоидным магматизмом, представляет собой еще одну продуктивную минеральную ассоциацию того же золото-кварцевого оруденения, но образованную в приконтактовой зоне в условиях повышенных температур и давлений из растворов, содержащих золото в форме различных комплексных соединений. Разрушение одних комплексов ведет к отложению золота вместе с редкометалльной ассоциацией, других – к образованию золото-кварцевого парагенезиса. Для этого рудного узла вряд ли целесообразно выделять золото-редкометалльную минерализацию в ранг самостоятельной рудной формации. Имеющиеся факты свидетельствуют, что в размещении золото-редкометалльного и золото-кварцевого типа минерализации рудного узла существуют элемен-



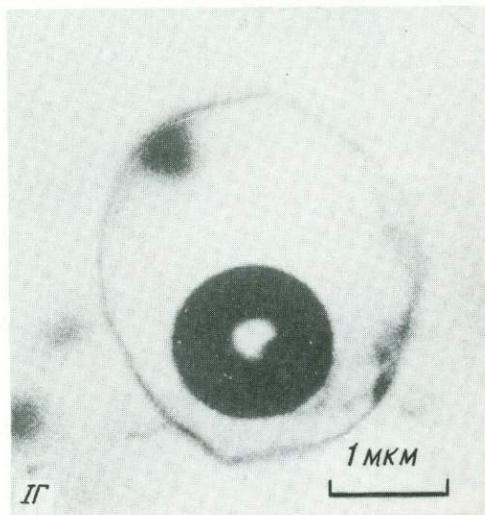
IA



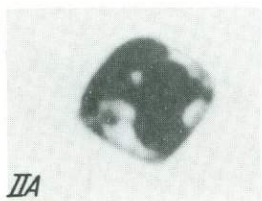
IB



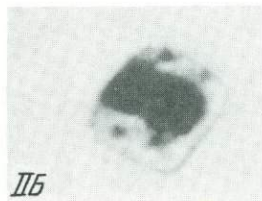
IC



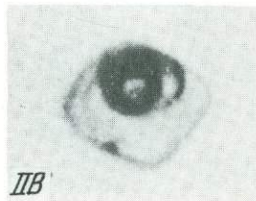
ID



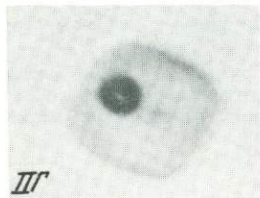
IIA



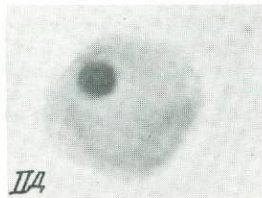
IIB



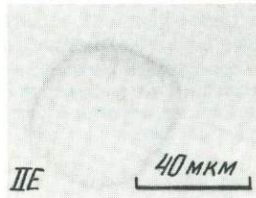
IIC



IID



IIE



IIF

Рис. I. Типы первичных магматогенных включений в кварцевых диоритах: А — раскристаллизованное с обособленной газовой фазой; Б — частично раскристаллизованное (газ + стекло + мелкокристаллический силикатный агрегат); В, Г — нераскристаллизованное стекло с газовой фазой
Рис. II. Кинетика нагрева одного из водосодержащих магматогенных включений в кварцевом вкрапленнике гранит-порфиров Угрюминской вулканоструктуры: А — до нагрева ($T = 20^{\circ}\text{C}$); Б — начальное плавление силикатной части ($T = 530^{\circ}\text{C}$); В — полное плавление силикатной части ($T = 660^{\circ}\text{C}$) и обособление флюида, который при закалке разделится на газ и воду; Г, Д — различные этапы нагрева ($\Gamma - T = 760$ и $Д - T = 800^{\circ}\text{C}$); Е — включение гомогенизировано ($T_{\text{ГОМ}} - 810 - 820^{\circ}\text{C}$)

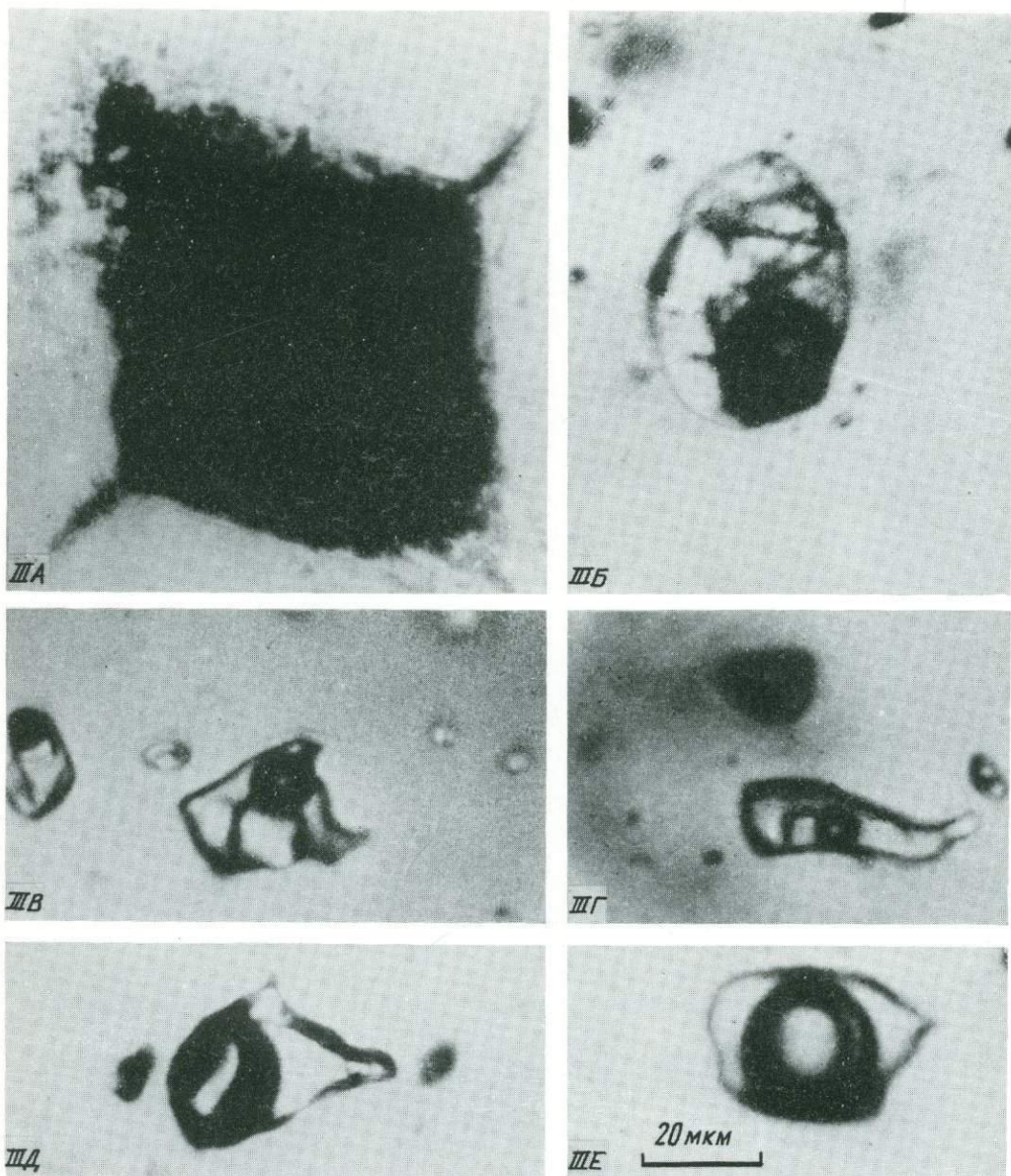


Рис. III. Разновидности включений в минералах гранитоидов интрузивно-купольной структуры, отражающих магматический (А, Б) и постмагматический (В-Е) этапы их становления

А - взорванное расплавленное включение интрателлурического этапа; Б - раскристаллизованное расплавленное включение (газ + стекло); В - включения солевых расплавов-растворов; Г - газово-жидкие включения с хлоридами; Д - газово-жидкие включения; Е - то же, с жидкой углекислотой в III фазе

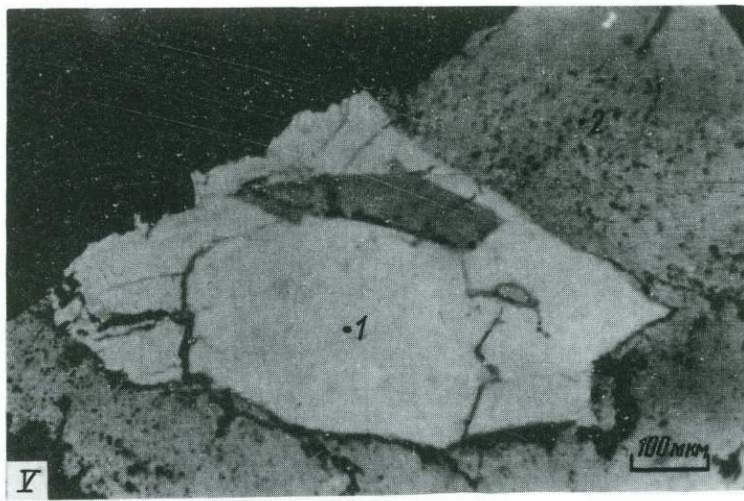
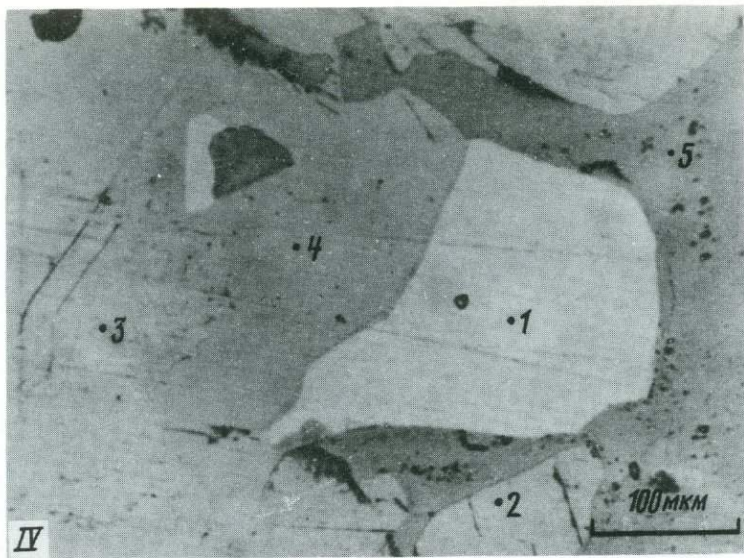


Рис. IV. Золото-теллуридно-висмутовая продуктивная ассоциация (полированный шлиф)
 Срастание самородного золота (1), теллурида висмута Bi_2Te_3 (2), самородного висмута (3), жозеита В (4) и висмутина (5)

Рис. V. Крупное выделение теллурида висмута Bi_2Te_3 (1) в висмутине (2) (полированный шлиф)

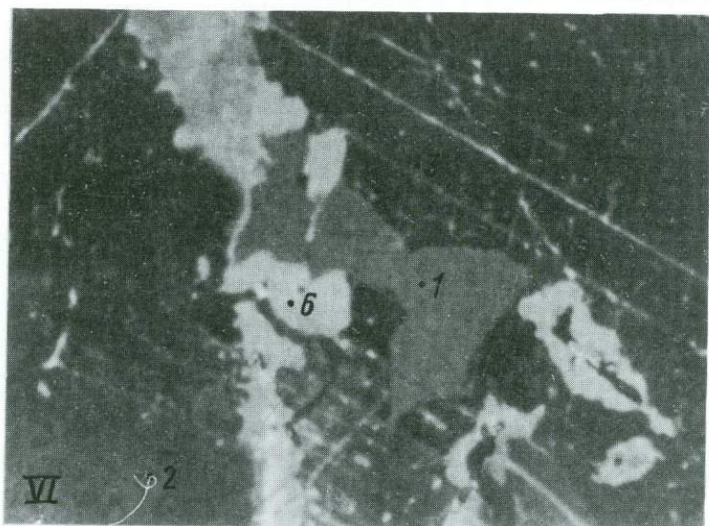
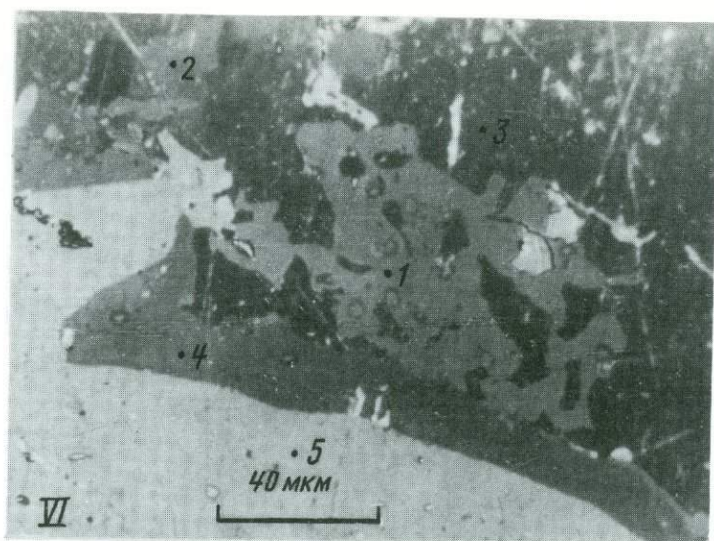


Рис. VI. Новый халькогенид золота – золото-висмутовый сульфид AuBi_2S_4 в сростании висмутовых минералов (полированные шлифы)

1 – AuBi_2S_4 ; 2 – теллурид висмута Bi_2Te_4 ; 3 – самородный висмут; 4 – сульфотеллурид-1 Онтоева; 5 – висмутин; 6 – вторичные минералы висмута. Снимки выполнены на образцах, находящихся под токопроводящим углеродным покрытием

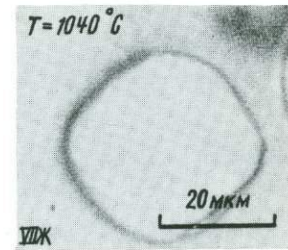
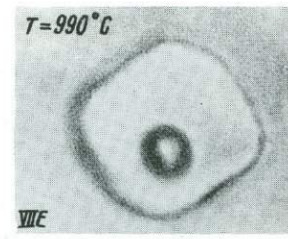
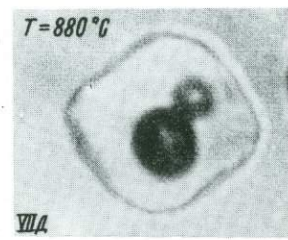
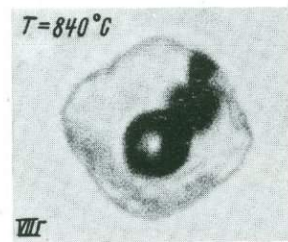
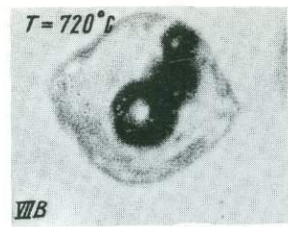
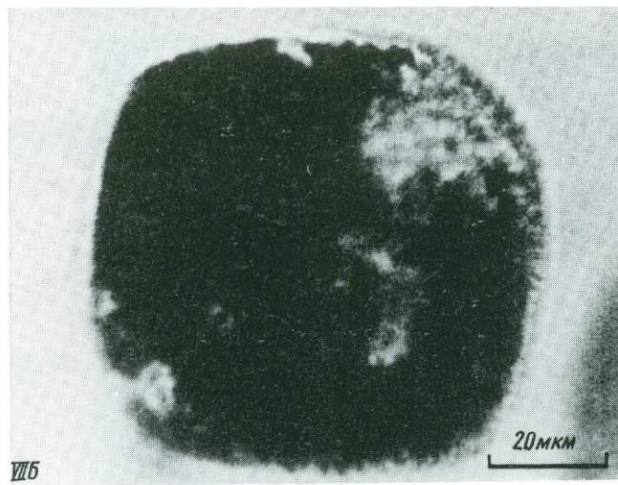
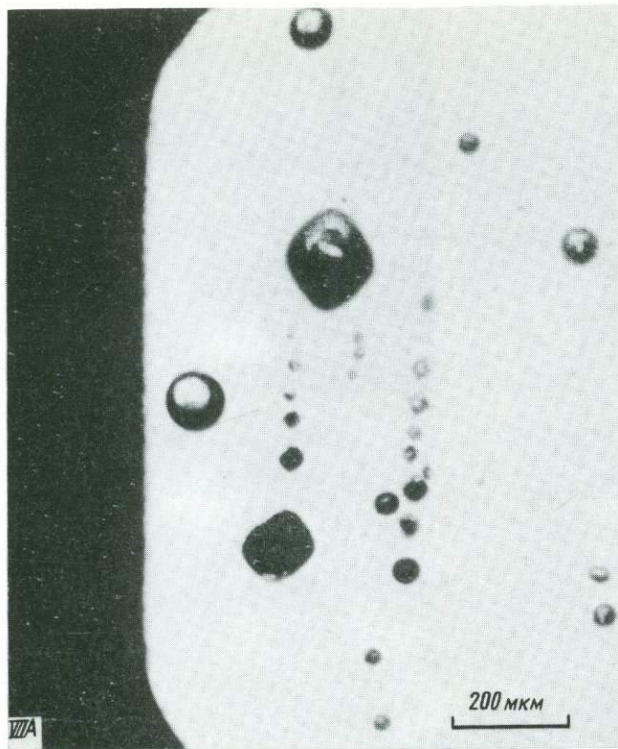


Рис. VII. Типы первичных нераскристаллизованных расплавных включений в кварцевых вкраплениях дайки кварцевых порфиров (рудно-магматический узел 5)

А — цепочечное расположение включений параллельно грани вкрапленника; Б — внешний вид стекловатого включения с мелкорассеянной газовой фазой; В-Ж — ход гомогенизации включения (по первой схеме)

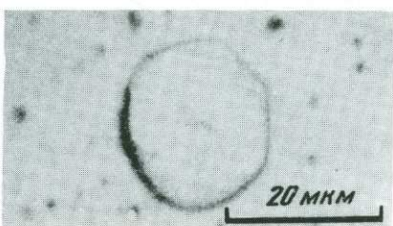
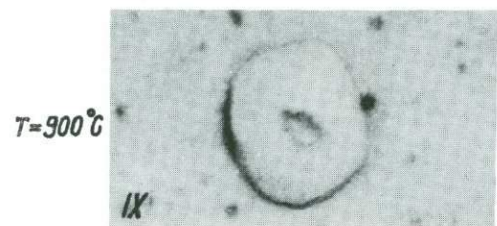
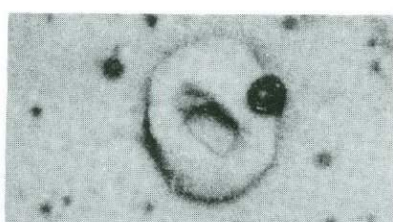
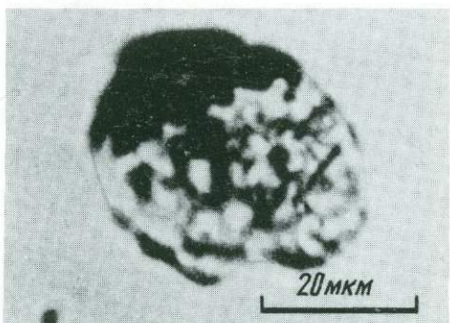
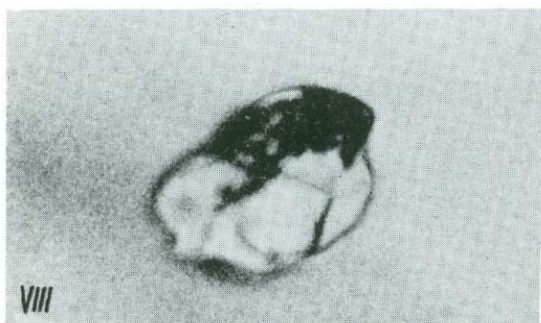
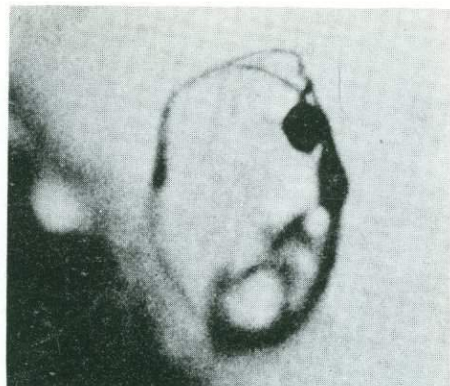
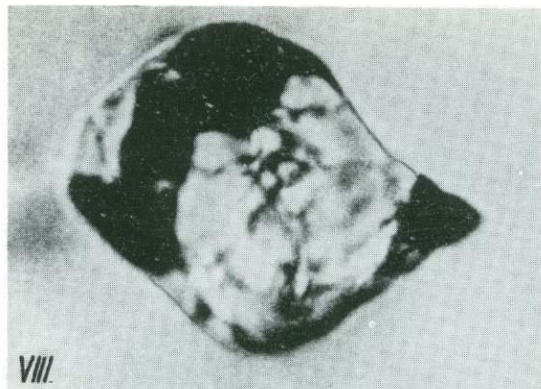


Рис. VIII. Разновидности первичных расплавных включений с мусковитом (?) в гранитах, аплитах и пегматитах

Рис. IX. Ход гомогенизации по второй схеме расплавного включения из дайки Мощной, содержащего слюдястый минерал

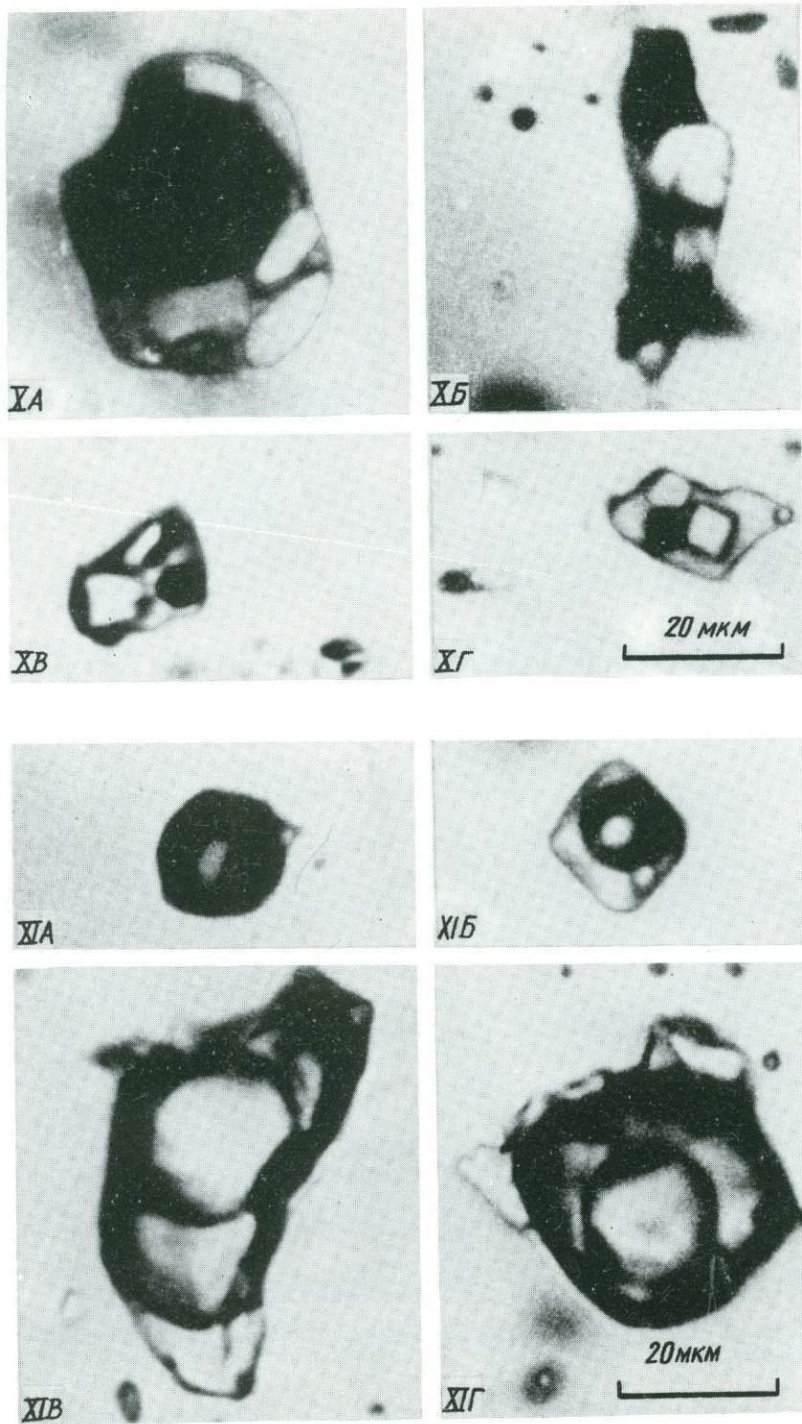


Рис. X. Типы флюидных включений в кварце диоритов, кварцевых диоритов с различными соотношениями твердой, газовой и жидкой фаз

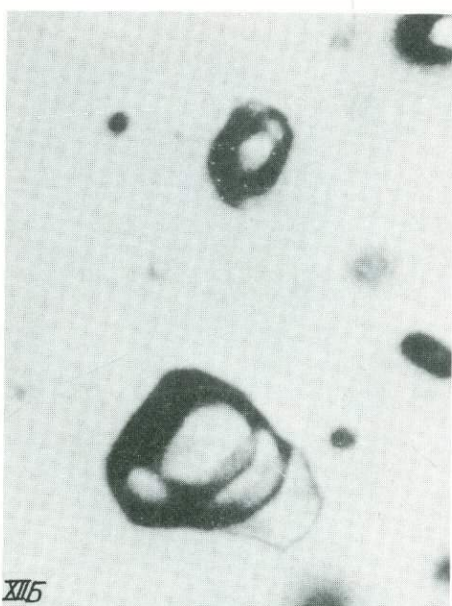
А — существенно газовые включения с несколькими кристаллами солей (шток Ванин); Б — включение солевого расплава (интрузив Интриганский); В, Г — включения солевых расплавов из кварц-полевошпатовых жил

Рис. XI. Типы флюидных включений в гранитоидах Хатыннахского интрузива

А — существенно газовые, Б — с кристалликом соли (первые проценты объема вакуоли), В, Г — углекислотно-водные



XIIA



XIIБ



XIIВ



XIIГ

20 мкм

Рис. XII. Типы первичных включений в золотоносном кварце проявления рудно-магматического узла 1

А — существенно газовые; Б, В — углекислотно-водные; Г — существенно водное, сингенетичное включением с углекислотой

ты отчетливой латеральной (и, вероятно, вертикальной) зональности оруденения относительно зон гранитоидного магматизма. Что касается вертикальной зональности, то еще почти четверть века назад, в 1953 г., геологи П.А. Суханов и А.А. Козырев отмечали, что золото нижних горизонтов дайковых проявлений этого рудного узла отличается несколько более низкой пробой, чем верхних.

Все изложенное позволяет высказать мнение, что появление на глубоких горизонтах изученного золоторудного проявления в дайках золото-редкометалльной минерализации будет свидетельствовать о затухании золото-кварцевого оруденения и, по видимому, оруденения вообще.

ГЛАВА V

О СООТНОШЕНИИ МЕТАМОРФОГЕННОГО И МАГМАТОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Метаморфизм и магматическая деятельность являются ведущими и наиболее значительными процессами преобразования минерального вещества земной коры и верхней мантии. Наряду с тектоническими деформациями геосинклинальных толщ, эти процессы служат основными факторами эндогенного развития орогенных зон. Между тем оценка рудогенерирующей роли их неоднозначна и имеет длительную историю [7, 160, 213]. В этой связи сформулированы две основные концепции гидротермального минералообразования: метаморфогенно-гидротермальная и магматогенно-гидротермальная, на основе которых развились и нашли всеобщее признание представления о ювенильном, коровом и смешанном типе источников эндогенных руд.

Специфические черты различных золоторудных месторождений (положение в региональных структурах, связь с магматическими и метаморфическими комплексами) хорошо коррелируются с особенностями геологического строения соответствующих тектономагматических зон. Это обстоятельство, как уже указывалось, позволило Н.А. Шило [203] все разнообразие золоторудных месторождений разделить на четыре основные группы: метаморфогенную, плутоногенную, вулканогенно-плутоногенную и вулканогенную.

В группе метаморфогенно-гидротермальных обычно рассматривается ряд месторождений, возникших в условиях регионального зонального метаморфизма геосинклинальных складчатых толщ в зонах глубинных разломов по окраинам древних платформ. Формирование подобных месторождений связывается с мобилизацией золота из гранитизированного глубинного субстрата и его перетолжением на верхних горизонтах в менее метаморфизованных толщах. В этом смысле метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота являются аллохтонными образованиями [22].

Подавляющая часть золоторудных месторождений мира, за исключением, пожалуй, месторождений вулканических провинций, при таком взгляде на их генезис может быть отнесена к группе метаморфогенно-гидротермальных образований. Вместе с тем, признавая важное значение внутрикорового перераспределения золота, несомненно происходящего при метаморфических преобразованиях осадочных пород и устанавливаемого специальными геохимическими [36] и экспериментальными [21, 125] исследованиями, следует учитывать также возможность первичной специализации на благородные металлы самих глубинных флюидов.

Магматогенно-гидротермальная концепция, которая связывает рудогенез с дистилляцией эволюционирующих расплавов орогенных магматических комплексов, является традиционной и, как это ни странно, наименее разработанной применительно к месторождениям благородных металлов.

Анализ материалов по золоторудной минерализации Северо-Востока СССР и других

металлогенических провинций позволяет высказать некоторые соображения о соотношении метаморфических и магматических процессов при формировании месторождений золота [55, 207].

На Северо-Востоке СССР по геологическим и петрографическим особенностям различают относительно однородные метаморфические комплексы дорифейского фундамента срединных массивов мезозонд и зональные комплексы в фанерозойских складчатых системах [45—47]. Подавляющая часть золоторудных месторождений локализована в зональных метаморфических комплексах амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитых по палеозойским и мезозойским толщам Яно-Колымских и Чукотских мезозонд. Метаморфические комплексы пород образуют значительные по размерам стурктуры типа валов и "термоантиклиналей", положение которых не зависит от стратиграфических границ, но в целом согласуется с региональной структурой складчатых зон [47]. Метаморфизованные толщи золотоносных районов Северо-Востока СССР практически повсеместно несут повышенные концентрации углеродистого вещества и по своим литолого-петрографическим признакам близки к формации, получившей название черносланцевой. Метаморфические зоны пересекаются дайковыми породами, преобразованными в регрессивную стадию метаморфизма, и характеризуются развитием березитизации по породам кислого и пропилитизации по породам основного и среднего составов, что в целом отвечает характеру изменений вмещающих пород. Сопоставление местных кларков элементов-примесей в геосинклинальных толщах, а также в прорывающих их различных интрузивных породах (см. табл. 30) выявило более высокие содержания в метаморфизованных осадочных породах по сравнению с изверженными таких рудогенных элементов, как олово, молибден, свинец и серебро. Кларки золота в различных породах примерно одинаковы и низки. Несомненно повышенное содержание этого элемента в диоритоидях комплекса малых интрузий по сравнению с метаосадочными породами и гранитами обусловлено, как это было показано, последующим гидротермальным обогащением пород и не свидетельствует об исходной специализации диоритов на золото, что с геохимической точки зрения не позволяет считать их безусловно потенциально рудоносными, как считал Ю.А. Билибин [30].

Повышенные концентрации ряда микроэлементов в метаосадочных породах, преобразованных в условиях зеленосланцевой фации, возможно, обусловлено тем обстоятельством, что, как показано многочисленными исследованиями [21, 32], эта зона является областью активной разгрузки метаморфогенных палеогидротерм, в ряде случаев определяющих формирование повышенных концентраций различных металлов. В то же время низкие содержания золота в образованиях зеленосланцевой фации золотоносных районов Северо-Востока СССР, очевидно, свидетельствуют о сравнительно слабой мобилизующей роли позднемезозойского регионального метаморфизма в отношении этого элемента.

Среди заслуживающих внимания рудоносных образований в метаморфизованных толщах в пределах изученных рудно-магматических узлов следует отметить зоны метаморфогенной сульфидно-вкрапленной и кварцево-жильной минерализации, на фоне которой на заключительных этапах тектономагматического развития региона были сформированы магматогенно-гидротермальные золоторудные месторождения.

Площади развития сульфидно-вкрапленного оруденения представляют собой зоны метаморфизованных пород с пиритовой, пирротин-пиритовой и полисульфидной минерализацией в целом с невысоким содержанием золота [46]. Сами по себе сульфидизированные метаморфиты этих зон при современных требованиях к золоторудному сырью не представляют промышленного интереса. Однако значительные масштабы минерализации (хотя и бедной) могут существенно повысить перспективы нередко встречающихся в этих зонах магматогенных золотоносных кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных проявлений. На широкое развитие метаморфогенных зон сульфидизации указывают и данные геофизических исследований [86], свидетельствующие о наличии крупных магнитных аномалий в ряде золотоносных районов Яно-Колымских мезозонд.

Таблица 61. Среднее содержание элементов-примесей в метаморфогенном кварце золоторудных узлов, г/т

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
Cr	52,3	33,2	44,8	Bi	7,5	8,2	7,8
Ni	146,3	130,6	140,2	Cu	44,1	46,0	44,8
Co	122,4	119,5	121,3	Ag	0,287	0,584	0,403
Sn	7,4	7,3	7,4	Au	До 1,0	До 1,0	До 1,0
W	1,4	1,4	1,4	Sb	3,5	2,4	3,1
Mo	2,3	2,7	2,5	As	53,1	66,1	58,2
Pb	34,8	58,6	44,1	Количество анализов	25	15	40
Zn	152,2	299,1	209,5				

Примечания: 1. Содержание золота иногда превышает 1 г/т. 2. 1 – рудно-магматический узел 1; 2 – рудно-магматический узел 2; 3 – средневзвешенное по обоим узлам. Количественный спектральный анализ выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитик Л.А. Попова.

Метаморфогенная кварцево-жильная минерализация, так же как и сульфидно-вкрапленная, является характерным и широко распространенным элементом метаморфических зон. Кварцевые жилы связаны с участками наиболее значительных дислокационных преобразований вмещающих пород и характеризуются весьма прихотливой морфологией (линзы, птигматитовые прожилки, желваки и т.п.). Помимо кварца, в жилах присутствуют альбит, хлорит и серицит. Рудные минералы представлены чаще всего пиритом, пирротинном и арсенопиритом, реже галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Анализами в жилах постоянно устанавливаются переменные количества золота (табл. 61). Важным представляется то обстоятельство, что рассматриваемые жильные образования были сформированы в широком возрастном диапазоне, устанавливаемом по находкам их ксенолитов в интрузивных породах разновозрастных магматических комплексов (рис. 39) [207].

Метаморфогенные кварцевые жилы пересекаются добабитовыми дайками, иногда сами могут располагаться в дайках, нередко сопровождают дислоцированные экзоконтактные зоны завальцованных тел гранитоидов, а метаморфогенный кварц во многих случаях слагает основной объем допродуктивных ассоциаций проявлений золото-кварцевой формации. Следовательно, метаморфогенное минералообразование в фанерозойских складчатых областях представляет собой явление несомненно более длительное, чем складчатость, формирование отдельных магматических комплексов и магматогенной гидротермальной минерализации.

Во всех рудно-магматических узлах формирование магматогенно-гидротермального золотого оруденения на площадях развития метаморфических комплексов, содержащих продукты метаморфогенного минералообразования, как уже отмечалось, связано с заключительным этапом орогенного развития региона. По-видимому, большинство золоторудных проявлений, локализованных в терригенных метаморфизованных толщах, по своей природе полигенны. На ранних этапах мобилизация золота происходит в ходе регионального метаморфизма вмещающих пород и образования слабозолотоносной сульфидно-вкрапленной минерализации. На поздних – в результате тектономагматических процессов и развития известково-щелочного магматизма, эволюционирующего с отщеплением золотоносных флюидов, трансформирующихся затем в гидротермы.

По характеру жильной и рудной минерализации первичных и вторичных ореолов рассеяния элементов наиболее значительные золоторудные проявления региона обнаруживают большое сходство с рассмотренными проявлениями метаморфогенного генезиса. В геохимических полях метаосадочных терригенных и вулканогенно-терригенных толщ они нередко выделяются лишь как существенно золото-серебро-мышьяковые аномалии при сравнительно незначительных колебаниях других микроэлементов (никель, кобальт, олово, молибден, цинк, медь) (табл. 62). Некоторое исключение составляют вольфрам,

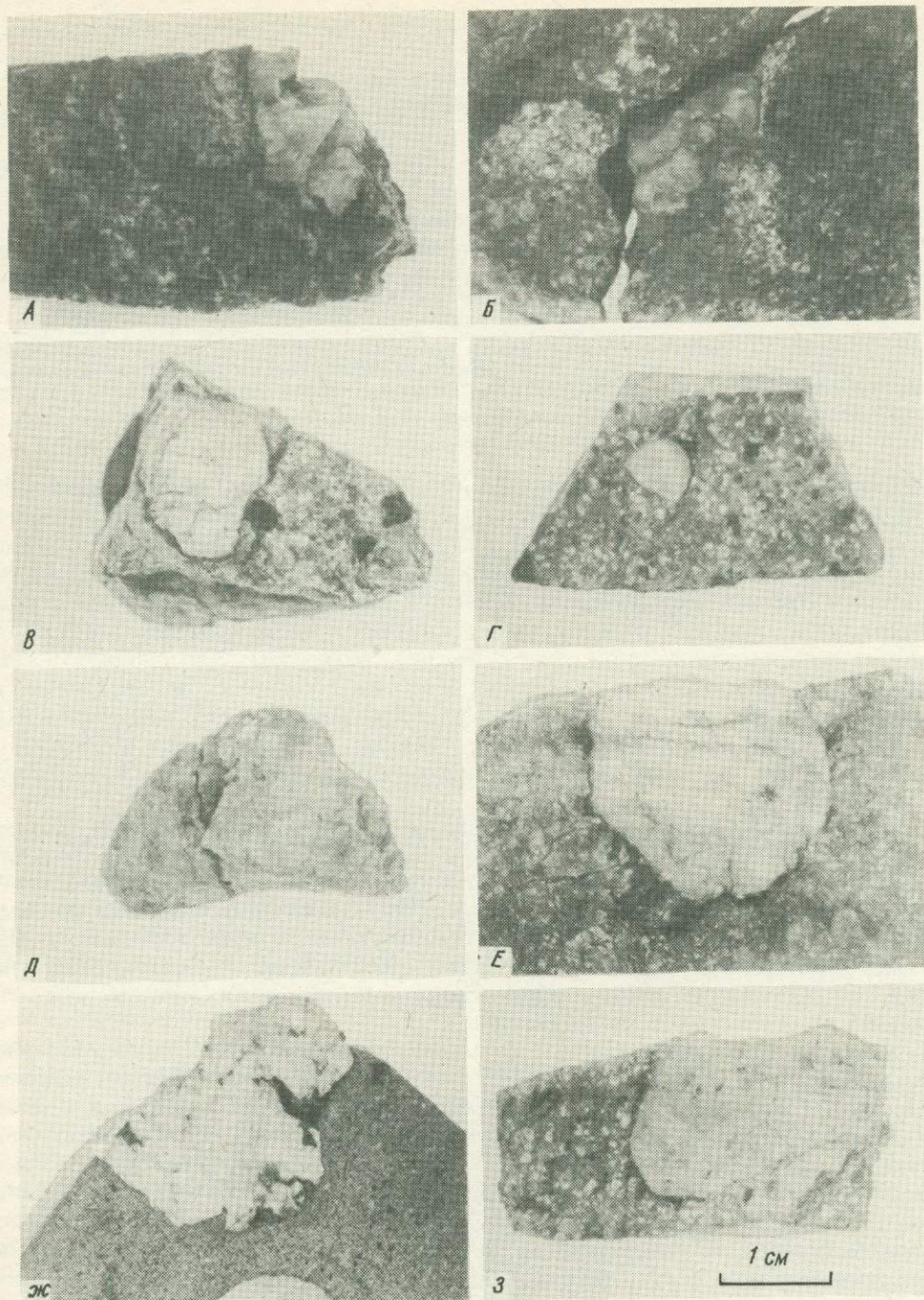


Рис. 39. Ксенолиты жильного метаморфогенного кварца в магматических породах складчатых структур мезозойд

А, В, Д, Ж — в малых интрузиях основного—среднего состава; Б, Г, Е, З — кислого состава

Т а б л и ц а 62 . Содержание элементов-примесей во вмещающих породах и кварце рудных тел на одном из золото-кварцевых месторождений Северо-Востока СССР, г/т

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
Ni	17,0	16,4	18,3	Zn	62,2	59,1	49,2
Co	13,3	13,5	11,3	Bi	0,2	0,3	0,8
Sn	16,3	15,0	12,4	Cu	47,4	54,0	50,9
W	30,9	85,1	103,9	Ag	0,441	0,871	He обн.
Mo	5,2	4,5	4,1	As	381,5	3670,8	4351,1
Pb	49,3	47,2	320,4	Количество проб	145	191	89

Примечание. 1 — неизменные вмещающие породы (метаморфизованные туфогенные и песчано-глинистые сланцы); 2 — гидротермально измененные того же состава породы в рудных зонах; 3 — кварц рудных тел. Полуколичественный спектральный анализ выполнен в СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитик Л.А. Попова.

свинец, висмут, сурьма, содержание которых в золотых рудах в 2–3 раза превышает их уровень во вмещающих породах.

Простой минеральный состав, термостатированность системы при образовании минеральных парагенезисов, отсутствие или слабое проявление зональности, приуроченность оруденения к зонам зеленосланцевого метаморфизма черносланцевых терригенных пород, формирование золотого оруденения в ходе складкообразования и регионального метаморфизма стратифицированных толщ — все это сближает магматогенные золото-кварцевые месторождения с метаморфогенными. Имеющиеся материалы по температурам и давлениям минералообразования и их анализ также свидетельствуют о формировании золотого оруденения в условиях, отвечающих метаморфизму терригенных толщ (рис. 40).

Обращает на себя внимание двухвершинный облик графиков среднестатистической декрептоактивности кварца метаморфогенного генезиса и близкие температурные отметки максимумов декрептоактивности рудоносного и метаморфогенного кварца в изученных зонах. Левая вершина на рисунке отвечает метаморфогенному кварцеобразованию. На приведенных графиках отчетливо виден наложенный характер постагматического рудообразования на продукты этапа метаморфогенного минералообразования (см. рис. 53).

Вместе с тем этих данных недостаточно, чтобы связать продуктивную золотую минерализацию исключительно с метаморфическими преобразованиями терригенных толщ, как это делают Л.В. Фирсов [194, 195] и другие исследователи. Тем более, что разновозрастные стратифицированные толщ Северо-Востока СССР содержат обогащенные золотом горизонты, положение которых далеко не всегда коррелируют с размещением золоторудных месторождений.

Важным признаком отнесения золоторудной минерализации к магматогенному типу является ее отношение к орогенному известково-щелочному магматизму.

Следует отметить, что, несмотря на широкое проявление орогенного магматизма в структурах Северо-Востока СССР и пространственную совмещенность с ним россыпей и коренной золотоносности, вопросы взаимоотношения золотых руд и гранитов могут быть объективно рассмотрены лишь в пределах отдельных рудных узлов.

Ю.А. Билибиным [27], П.И. Скорняковым [157] и Л.В. Фирсовым [194] была сделана попытка выяснить положение золотого оруденения в истории орогенного развития региона на основе данных изучения группы реперных проявлений, локализованных в контактовых ореолах гранитоидных интрузивов на расстоянии до 800–1500 м от гранитов, и особенно того из них (табл. 63, проявление 1), где было выявлено пересечение (?) рудоносных кварцевых жил наиболее поздними фазами гранитоидов. Образование в жильных телах скарноидных ассоциаций, развитие псевдоморфоз пирротина по арсенопириту, кристалломорфологические и структурные преобразования золота и жильного

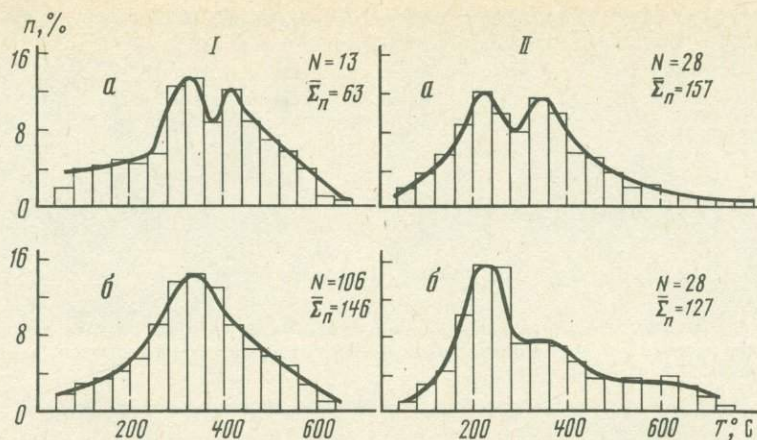


Рис. 40. Соотношение температурных условий метаморфогенно-гидротермального и постмагматического гидротермального минералообразования (по данным изучения декрептоактивности жильного кварца)

а, б — графики декрептоактивности кварца метаморфогенно-гидротермальных слабозолотоносных (а) и золотоносных (б) жил, развитых в зонах высоко- (I) и низкотемпературного (II) зеленосланцевого метаморфизма. N — количество проб, Σn — среднее количество импульсов на весь интервал нагрева

кварца позволили этим исследователям прийти к выводу о догранитном возрасте золото-кварцевых месторождений Северо-Востока СССР. Но при этом если Ю.А. Билибин и П.И. Скорняков считали эти месторождения производными глубинных очагов, сформировавших добатолитовые малые интрузивы, то Л.В. Фирсов связывал их с мобилизацией вещества в процессе метаморфизма терригенных пород Верхоянского комплекса.

Догранитный возраст золотого оруденения вроде бы подтверждается и исследованиями последних лет [32], которыми на одном из опорных месторождений установлено изменение пробности золота и содержаний воды и углекислоты в кварце под влиянием интрузивного тела.

Вместе с тем детальные минералогические исследования, выполненные в СВКНИИ ДВО АН СССР Б.С. Андреевым и др. [6], показали, что свойства ассоциирующих золота, кварца, арсенопирита и галенита на проявлении рудно-магматического узла б (см. табл. 59) не несут признаков высокотемпературных эпигенетических преобразований. Данные по микроэлементному составу самородного золота на различных месторождениях, в том числе и локализованных в непосредственной близости от контактов гранитоидных интрузивов (см. табл. 63), также свидетельствуют об отсутствии потерь золота ряда подвижных микроэлементов. Следует отметить и тот факт, что рудоносный кварц этих месторождений, содержащий уксуснокислотные первичные включения минералообразующих растворов, не обнаруживает признаков термического воздействия интрузива (нет следов разгерметизации включений).

Таким образом, представления Ю.А. Билибина, П.И. Скорнякова, Л.В. Фирсова о догранитном возрасте рассмотренных золоторудных месторождений новыми данными не подтверждаются.

С этим выводом согласуются результаты исследований М.Л. Гельмана и М.П. Крутоус [49], изучавших соотношения контактово-преобразованных терригенных пород и золоторудной минерализации на некоторых месторождениях и показавших дорудный возраст контактового метаморфизма.

Оценивая природу наиболее значительных золоторудных проявлений, авторы приходят к выводу о том, что в изученных золотоносных структурах изверженные породы, сопровождающие их метаморфиты и руды являются звеньями единого ряда

Таблица 63. Содержание элементов-примесей в самородном золоте золото-кварцевых проявлений Северо-Востока СССР, локализованных в зонах термального воздействия гранитоидов, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Сурьма	0,0105	0,0100	0,0023	0,0280	0,0012	0,0035	0,0017	0,0074
	100	100	83	100	83	100	90	72
Мышьяк	0,1374	0,0020	0,0017	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0030	0,0038
	100	10	50	Не обн.	Не обн.	Не обн.	10	13
Висмут	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	„	0,0011	0,0010	0,0019
	75	30	33	10	„	70	20	13
Свинец	0,0100	0,0072	0,0220	0,0010	„	0,0010	0,0333	0,0176
	25	60	67	10	„	10	80	28
Медь	0,0093	0,0360	0,0150	Не обн.	0,0110	0,0160	0,0090	0,0160
	100	100	100	Не обн.	100	100	100	100
Никель	0,005	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0005
	25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,4
Кобальт	0,0010	„	„	„	„	„	„	0,0010
	25	„	„	„	„	„	„	0,4
Железо	0,0629	0,0042	0,0031	„	0,0045	0,0064	0,0040	0,0070
	100	10	83	„	100	10	100	29
Марганец	0,0005	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0005	0,0005
	50	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	10	1,6
Палладий	Не обн.	„	„	„	0,0004	„	Не обн.	0,0004
	„	„	„	„	17	„	Не обн.	0,4
Количество анализов	4	10	6	10	6	10	10	250

Примечание. 1–7 — отдельные проявления по мере удаления от гранитов; 8 — средние значения для этих же элементов по всем проявлениям региона. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — встречаемость микроэлемента в самородном золоте. Количественный спектральный анализ выполнен по методике ЦНИГРИ ЦЛ ПГО "Севостгеология" аналитик Н.П. Степаненко. Образец 1 — из коллекции Н.Е. Саввы.

направленно развивающихся магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в пределах конкретных тектономагматических зон.

Накопленная к настоящему времени информация по общей и изотопной геохимии разнофациальных пород, и в частности гранитоидов рудных районов Северо-Востока СССР, данные по физико-химическим условиям их формирования, как уже отмечалось, свидетельствуют о глубинной природе магматических расплавов и общности флюидного режима формирования изверженных пород и золоторудных месторождений (см. табл. 52, см. рис. 7).

Эволюция физико-химических параметров становления известково-щелочных пород, флюидоотделения и гидротермального минералообразования в изученных рудно-магматических узлах свидетельствует о направленном прерывисто-непрерывном изменении процессов по схеме магматизм—метаморфизм—оруденение. Полученные данные позволяют говорить о едином и непрерывном фильтрующемся потоке флюидов, возникшем в ходе эволюции магматических расплавов и обусловившем формирование всего многообразия метаморфических и рудных минералов.

Таблица 64. Характеристика минералообразующих сред заключительных фаз кристаллизации гранитоидов одного из золоторудных узлов Центральной Чукотки

Типы включений				
Агрегатное состояние	Трехфазовые, с $\text{NaCl}_{\text{ТВ}}$			Трехфазовые
	$T_{\text{Г}}$	$T_{\text{ТВ}}$	P	
$\text{К} > \text{Ж} > \text{Г}$	450–270	610–410		
$\text{Ж} \geq \text{К} \geq \text{Г}$	295–200	540–350	2200–1600	
$\text{Ж} > \text{К} \geq \text{Г}$	390–150	440–300	1600–1400	$\text{Г} \geq \text{Ж}_{\text{у}} \geq \text{Ж}$
				$\text{Г} \geq \text{Ж}_{\text{у}} \geq \text{Ж}$

* Газово-жидкие включения, сингенетичные углекислотно-водным;

Примечание. $T_{\text{Г}}$, $T_{\text{ТВ}}$ – температуры растворения газовой и твердой фаз, °С; $T_{\text{П}}$ – температуры полной гомогенизации углекислотно-водных включений, °С; $T_{\text{ГОМ}}$ – температуры гомогенизации газово-жидких включений, °С; P – давление, атм. Фазы включений: К – кристаллическая, Ж – жидкая водная, $\text{Ж}_{\text{у}}$ – жидкая углекислотная, Г – газовая; г/ж – газво-жидкие.

Это хорошо видно на примере динамики развития магматогенно-гидротермальной системы одного из ранее уже описанных в главе III золотоносных проявлений перивулканической зоны. Здесь четко прослеживается тенденция в развитии флюидов от высокотемпературных, концентрированных и существенно хлоридных на дорудных стадиях ($T = 610\text{--}350$ °С, $P = 2200\text{--}1600$ атм) к хлоридно-углекислотным и углекислотным растворам рудных стадий ($T = 400\text{--}150$ °С, $P = 1800\text{--}870$ атм) (табл. 64, см. рис. 12).

Аналогичные данные были получены также для золото-кварцевых проявлений Яно-Кольмской складчатой системы. В качестве специфической черты флюидного режима гранитоидов, с которыми связаны золоторудные месторождения на раннем постмагма-

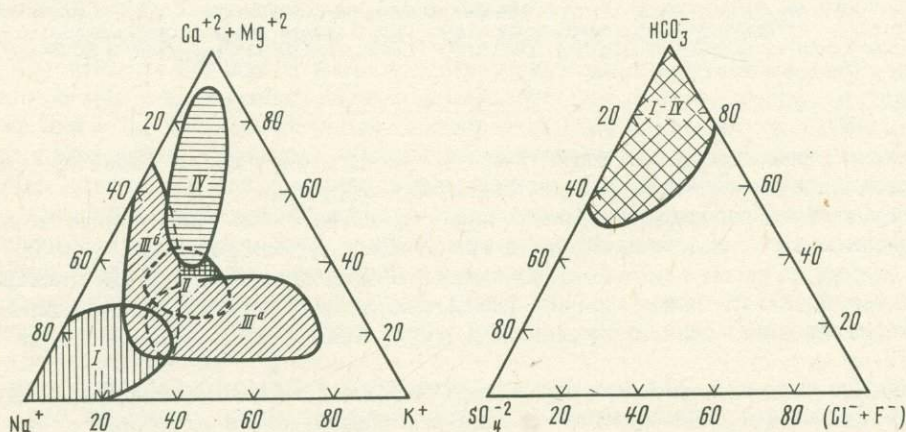


Рис. 41. Диаграммы анионного и катионного составов водных вытяжек из кварца золоторудных проявлений Северо-Востока СССР

I – метаморфогенный кварц; II – рудоносный кварц золото-редкометалльных проявлений; III – рудоносный кварц плутогенных золото-кварцевых проявлений (а – прожилково-вкрапленный тип, б – дайковый тип); IV – рудоносный кварц вулканогенных золото-серебряных проявлений

Типы включений				Тип растворов
с углекислотой		Двухфазовые, г/ж		
T_{II}	P	Агрегатное состояние	$T_{Гом}$	
340–280	1150–980	$\Gamma > Ж$	530–510	Хлоридный
		$\Gamma < Ж$	390–340	„
		$\Gamma < Ж$	320–280	Хлоридно-углекислотный
		$\Gamma < Ж$	230–170*	Углекислотный
320–290	900–720	$\Gamma < Ж$	340–300	Углекислотный
		$\Gamma < Ж$	180–150*	

тическом этапе этой структуры, служит редуцированность линии хлоридного развития начальных стадий гидротермального процесса при широкой проявленности существенно углекислотной.

Обобщение данных по составам палеогидротерм в пределах некоторых тектономагматических зон позволяет наметить ряд индивидуальных признаков и тенденции в развитии гидротермального минералообразования на месторождениях метаморфогенного, полигенного и магматогенного типов.

Метаморфогенно-гидротермальное минералообразование орогенного этапа осуществлялось из слабоминерализованных, гидрокарбонатных калинатровых растворов, вызвавших значительную мобилизацию и перераспределение вещества пород, но не сформировавших существенных концентраций благородных металлов. Анализ катионного состава водных вытяжек свидетельствует о существенно натриевой специализации этих растворов (рис. 41).

Магматогенно-гидротермальное минералообразование характеризуется иным типом растворов. Состав флюидов позднего этапа становления рудносных интрузивов, как известно [62], характеризуется значительной обогащенностью различными кислотными компонентами и их солями, главным образом хлоридами натрия и калия. При формировании же гидротерм начинается повышаться роль углекислоты, положение максимума содержания которой приходится на стадию, непосредственно предшествующую рудоотложению. На всем этапе гидротермальные растворы изученных месторождений в структурах мезозойд имели HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} , Na^+ -состав с присутствием заметных количеств SO_4^{2-} , Mg^{+2} и K^+ .

Таким образом, на Северо-Востоке СССР широко развиты гидротермальные образования как метаморфогенного, так и магматогенного происхождения.

С метаморфизмом в золоторудных районах Северо-Востока связаны региональные метаморфические преобразования вмещающих пород, метаморфогенные проявления золото-сульфидно-вкрапленного и кварцево-жильного типов.

Магматогенно-гидротермальное минералообразование представлено широким спектром плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных рудных формаций и играет решающую роль в формировании промышленных концентраций благородных металлов. Вместе с тем минералого-геохимические особенности ведущих рудонос-

ных структур региона свидетельствуют о полигенности гидротермального рудообразования, выражающейся в частой совмещенности золотой минерализации метаморфогенного и магматогенного (постмагматического) генезиса и обусловленной сложными взаимоотношениями процессов регионального метаморфизма и магматизма.

Основными признаками магматогенно-гидротермального минералообразования служат: послескладчатый, послегранитоидный возраст оруденения; распространенность несогласующегося со складчатостью оруденения как в зонах регионального зеленосланцевого, так и контактового метаморфизма; нередкое секущее положение золоторудных зон относительно изоград метаморфизма; приуроченность оруденения к глубинным трещинным системам (зонам глубинных разломов) и свитам даек; геохимическая соподчиненность продуктов гранитоидного магматизма и постмагматического гидротермального золото-редкометалльного и золото-кварцевого оруденения (эволюция состава гидротермальных растворов, наличие висмута и вольфрама в золотых рудах и золота в редкометалльных кобальтовых, оловянных и молибденовых месторождениях); синхронная проявленность в золоторудных структурах минерализации глубинной магматогенной природы (платиноидной, сурьмяной, ртутной), постоянная примесь в самородном золоте ртути, свинца, сурьмы, висмута; общность флюидного режима становления пород орогенных комплексов и золоторудной минерализации.

Метаморфогенно-гидротермальное минералообразование характеризуется: приуроченность к площадям с зональным региональным метаморфизмом; связью с процессами дислокационного метаморфизма структур золоторудных месторождений; развитием в золоторудных узлах с промышленным оруденением метаморфогенных проявлений рассеянной минерализации сульфидно-вкрапленного типа, а также безрудных кварцевых жил различной мощности и протяженности; значительными масштабами минералообразования при невысоких концентрациях полезных компонентов на массу; простым минеральным составом; термостатированностью рудоотложения; отсутствием или слабым проявлением зональности в размещении полезных компонентов; общностью физико-химической обстановки продуктивного минералообразования и метаморфизма; однотипностью преобразований регрессивной стадии регионального метаморфизма и околорудного метасоматоза.

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что и в сравнительно молодых складчатых областях Тихоокеанских окраин выделение самостоятельного метаморфогенно-гидротермального этапа существенно развивает представления о металлогении золота и позволяет с новых позиций оценить перспективы районов с полигенным характером золотого оруденения.

ГЛАВА VI

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МАГМАТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

На Северо-Востоке СССР в металлогении золота главная роль принадлежит рудоносным структурам позднемезозойского возраста. При этом складчатые зоны мезозоид вмещают плутоногенные месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) характеризуется развитием месторождений золото-серебряной формации; структуры основания ОЧВП и перивулканические зоны вмещают месторождения золота и серебра, характеризующиеся как вулканогенными, так и плутоногенными чертами [151, 213].

Во всех изученных структурах региона золоторудные месторождения, по крайней мере парагенетически, а для ОЧВП и генетически, связаны с развитием магматогенных структур.

Результаты исследования расплавных включений в породообразующих минералах магматических пород свидетельствуют, что в развитии магматизма в пределах рудоносных структур неизменно повторяется смена ранних этапов основания высокотемпературных относительно сухих расплавов поздними этапами внедрения водонасыщенных низкотемпературных магм, отражающими эволюцию исходно единого магматического очага. Гидротермальная деятельность и оруденение проявлены на заключительных стадиях развития магматизма и, по-видимому, обусловлены отделением растворов и металлов от водонасыщенных гипабиссальных фаций этих магм. Однако несомненно, что в формировании гидротерм, и тем более в близповерхностных условиях, существенна роль и нисходящих экзогенных вод.

Детальное изучение месторождений в пределах различных структур позволило выявить характернейшие особенности золотого оруденения и сформулировать минералогическо-геохимические критерии его прогноза. При этом оруденение различных структурно-формационных зон характеризуется своим набором критериев.

ОРУДЕНЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

Известно, что большинство месторождений и рудопроявлений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса связано с отрицательными вулканоструктурами, положение которых обычно наследует направление глубинных разломов фундамента [23, 182].

И.Н. Котляр [98] предполагает, что в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса золото-серебряные месторождения с повышенными содержаниями золота ассоциируют с магматическими формациями пояса, месторождения же с повышенными содержаниями серебра и существенно серебряные находятся в парагенетической ассоциации с эпигеосинклинальными магматитами Яно-Колымских мезозойд*. Каждый из выделенных геохимических типов оруденения коррелирует с определенным комплексом магматических пород.

Оруденение чаще всего находится в связи с субвулканическими интрузивными комплексами зон обрамления структур или же в телах автомагматических брекчий, фиксирующих вулканические жерла внутри структур. Для вулканокупольных структур, связанных с гипабиссальными и субвулканическими интрузивами, рудоносными, помимо магмоподводящих каналов, являются радиальные и кольцевые разломы, сочетающиеся с линейными зонами разрывов [182].

Важнейшей особенностью региона, во многом определяющей облик месторождений пояса, является не только пространственная совмещенность, но и временная сопряженность вулканических и гидротермальных процессов. Это свидетельствует по крайней мере о парагенетической общности очагов вулканизма и рудоносности.

Анализ геологического строения рудных полей ряда месторождений показывает принципиальную возможность выделения двух типов рудовмещающих структур: приповерхностных (до глубины 700–800 м) и относительно глубинных (на глубине свыше 800 м). Для близповерхностных месторождений рудовмещающей является система пологонаклонных трещин, сходящаяся на глубине в единый стволый канал. С подобными структурами связаны жильные и прожилково-штокверковые рудные тела, а также оруденелые метасоматические залежи. В целом рудоносная зона в вертикальном разрезе имеет форму опрокинутого конуса.

Для относительно глубинных месторождений рудовмещающие структуры носят иной характер — это вертикальные жерловидные полости и (или) крутопадающие разрывные нарушения. Рудные тела представлены жилами, жильными зонами или же изометричными, отчетливо эксплозивными штокверками.

Для обоих типов структур оруденение носит крайне неравномерный очаговый характер, образуя рудные столбы бананцевого типа. Однако для относительно глубинных

*Этот вывод И.Н. Котляра представляется преждевременным. В [182] обосновывается связь месторождений с повышенными содержаниями серебра с эпохой активизации, — *Примеч. ред.*

месторождений положение рудных столбов имеет вертикальную ориентировку, для близповерхностных — субгоризонтальную.

В близповерхностных условиях формирование рудных тел может протекать как на участках экранирования, так и без него. Экран представляет собой толщу надрудных вулканогенных пород, которые в результате интенсивного кислотного выщелачивания превращены в агрегат гидрослюды и глинистых минералов, слагающих так называемую аргиллитовую "шляпу". Важной особенностью малоглубинных месторождений является преимущественное развитие жильных тел с ярко выраженными чертами метакolloидности и колломорфизма, а также образование ритмично-полосчатых и каркасно-пластинчатых кварц-адуляровых и кварц-адуляр-кальцитовых агрегатов. Интервал развития оруденения на месторождениях подобного типа невелик, однако он может вмещать исключительно богатые рудные столбы.

Для месторождений относительно глубинных зон важным является их пространственная совмещенность с уровнем становления гипабиссальных гранитоидных интрузивов, внедрение которых завершает формирование практически всех вулканоструктур. Это обеспечивает двухэтапность формирования месторождений, их полиформационный характер, аномальный режим развития, интенсивное образование гидротермально-эксплозивных продуктов, проявление контактово-метаморфических фаций измененных пород, формирование высокотемпературных скарноподобных минеральных сообществ рудных тел. Месторождения этого типа отличаются многометалльным характером и большой объемностью руд. Последняя особенность проявляется в случае, если интрузии формируются на значительном удалении от рудоносных тел.

По данным Д.Н. Сафронова [73], как приповерхностные, так и относительно глубинные месторождения характеризуются достаточно четко выраженным вертикальным рядом геохимической зональности. В этом ряду олово, молибден, свинец представляют собой нижнерудные, а мышьяк, связанный с сульфосолями, серебро, сурьма и ртуть — верхне- и надрудные элементы-индикаторы. При наличии экрана часто наблюдается телекопирование верхней зональной колонны элементов.

Рассмотренные особенности месторождений вулканогенного пояса могут быть использованы как основа для разработки поисковых и оценочных критериев рудоносности вулканоструктур.

Касаясь возможности оценки рудоносности отдельных месторождений, следует иметь в виду, что на близповерхностных месторождениях с веерообразным распределением жильных тел даже незначительный эрозионный срез существенно снижает его перспективы, поскольку оказывается уничтоженным интервал наиболее интенсивного рудообразования. Перспективность подобных месторождений существенно повышается при выявлении рудных тел эксплозивного характера, свойственных стволковым частям рудоносной системы. Однако поиски подобных рудных тел затруднены из-за незначительности их размеров в плане и невыразительности их внешних признаков.

Для относительно глубинных месторождений признаком, повышающим их перспективы, является удаленность от места формирования гипабиссальных гранитоидных тел. В противном случае внедрившийся интрузив не только усложняет формационный облик месторождений, приводит к разубоживанию руд непродуктивным материалом, но и вызывает интенсивное переотложение и даже полное рассеивание полезных компонентов.

Отличительной особенностью некоторых месторождений ОЧВП является их развитие в прогрессирующем режиме — от ранних стадий к поздним. Это связано с сопряженностью магматических и гидротермальных процессов и выражается в устойчивости или даже повышении температур минералообразования к заключительным стадиям гидротермального процесса [68].

Вместе с тем следует заметить, что степень влияния интрузивного магматизма на гидротермальное оруденение весьма различна и нередко трудноопределяема. Так, на месторождениях золото-сульфоантимонитового и золото-аргентитового типов вулканогенного пояса поздние фазы магматической деятельности выразились лишь во внедрениях послерудных даек базальтов и андезитов-базальтов. Для них повышение температур гид-

ротерм в заключительные стадии формирования рудных тел выявляются в основном только по включениям в минералах поздних ассоциаций, завершающих минералообразование на месторождениях. На серебро-аргентитовом месторождении внедрение гипабиссальной интрузии произошло уже в пределах рудного поля и зафиксировано скважинами на самых нижних горизонтах месторождения. Влияние интрузивного тела в этих условиях на ранее сформированные метасоматиты и рудные тела уже более определено. Усиливающаяся гидротермальная активность для этого месторождения устанавливается не только по повышению температур гомогенизации включений в минералах поздних ассоциаций, но и по появлению в составе руд специфического скарноподобного минерального парагенезиса, а также переотложенного самородного серебра. И, наконец, для месторождений, где развитие основных рудных тел (золото-пиритовый тип золото-серебряной формации) осуществляется на уровне становления интрузива, проявляется максимальный набор признаков прогрессирующего режима развития: высокотемпературные включения в минералах поздних ассоциаций; своеобразные минеральные ассоциации, отличающиеся составом и строением (различные силикаты), высокотемпературные гидротермальные и контактово-метаморфические фации метасоматитов.

Разогрев гидротермальных растворов в каждую из последующих стадий минералообразования сопровождается явлением переотложения ранее образовавшихся минеральных ассоциаций. Так, на золото-сульфоантимонитовых месторождениях отчетливые следы переотложения несет поздняя кальцит-адуляровая ассоциация. На золото-аргентитовых месторождениях переотложению подвергались кварц, а также марганецсодержащая родонит-родохрозитовая ассоциация. Рудные тела месторождений серебро-аргентитового типа в большинстве содержат переотложенное самородное серебро, для золото-пиритовых месторождений типичной параассоциацией является крупнокристаллическая кварц-адуляровая.

Необходимо также отметить, что в ряде случаев переотложение минерального вещества привело к существенному разубоживанию руд продуктами гидротерм, не содержащими полезного компонента (кварцем — на золото-аргентитовых, кальцитом — на золото-сульфоантимонитовых месторождениях).

ОРУДЕНЕНИЕ ПЕРИВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В пределах структур основания вулканогенного пояса и перивулканических зон золотое оруденение распространено совместно с серебряным и образует полиметалльные вулканогенно-плутоногенные месторождения, во многом подобные месторождениям внутрипоясных зон пояса. Для вулканогенно-плутоногенного оруденения характерна парагенетическая связь не только с эффузивным и субвулканическим комплексом, но и с гипабиссальным интрузивным (гранитоидным) [68]. Этим обусловлен исключительно широкий температурный диапазон формирования месторождений (410–50°С), развитие наряду с гидротермальным контактово-метаморфизма пород, проявление несвойственной близповерхностным месторождениям высокотемпературной и силикатной минерализации. Главнейшей особенностью месторождений этого типа является совмещенность неоднородных минеральных ассоциаций в жильных телах. По набору минеральных ассоциаций вулканогенно-плутоногенные месторождения обладают признаками нескольких рудных формаций, но с преобладанием какого-либо одного типа минерализации.

Основные отличия месторождений этой группы от вулканогенных выражены в проявлении наложенного высокотемпературного гидротермального метаморфизма вмещающих пород, образовании скарноподобных минеральных ассоциаций, развитии молибденовой, вольфрамовой и оловянной минерализации, проявлении гидротермально-эксплозивного брекчирования, сочетании метаколлоидных, ритмично-полосчатых, концентрически зональных и других текстур руд, свойственных вулканогенным месторождениям, с полнокристаллическими поясовыми и симметрично-полосчатыми текстурами, характерными для плутоногенных месторождений. Черты плутоногенности определены возникновением на поздних этапах орогенного развития региона перифери-

ческих очагов гранитоидного магматизма и становлением интрузивов на глубинах, сопоставимых с глубинами формирования месторождений (1–2,5 км). К группе вулканогенно-плутоногенных могут быть отнесены некоторые типы месторождений золото-серебряной (золото-аргентитовой, серебро-аргентитовой, золото-пиритовой), золото-медно-молибденовой и золото-мышьяк-сурьмяной рудных формаций, приуроченные к внешнему краю ОЧВП и перивулканической зоне.

Рудные тела месторождений этой группы сформированы в крайне непостоянном физико-химическом режиме. Температуры минералообразования отличаются сильной изменчивостью и по кварцу одной ассоциации значения их могут различаться на 100–150° даже для одного и того же горизонта. При этом температурные интервалы образования одних и тех же минеральных ассоциаций часто несопоставимы для различных участков рудного тела, хотя характеризуют условия минералообразования одного уровня по глубине. Тем не менее отложение рудных ассоциаций, и прежде всего продуктивных, независимо от общего температурного состояния системы характеризуется узким (20–40°) температурным интервалом. Широкое и неоднократное проявление гидротермально-эксплозивного брекчирования, вызванное периодической закупоркой рудопроводящих каналов, вызывает телескопированность оруденения и еще больше усложняет температурную картину формирования рудных тел.

ОРУДЕНЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН СТРУКТУР СОЧЛЕНЕНИЯ С ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ОБЛАСТЬЮ

Для плутоногенного оруденения критерии прогнозирования целесообразно рассмотреть на примере рудоносных структур, где гранитоидный магматизм проявлен в первом случае интрузивными массивами, во втором – различными по составу дайками. Общей чертой золотоносных структур складчатых областей Северо-Востока является закономерное изменение минералого-геохимических свойств оруденения относительно очагов гранитоидного магматизма.

Для рудных полей, вмещающих гранитоидные массивы, зональность оруденения выражена в закономерной смене в направлении от гранитов золото-молибденовых, золото-теллуридно-висмутовых и других редкометалльных ассоциаций золото-полиметаллическими, золото-сурьмяными со свинцом и медью и сурьмяными. Каждая из этих ассоциаций характеризуется специфическим набором типоморфных свойств самородного золота и других рудообразующих минералов.

Наиболее существенные различия установлены в особенностях золота (в размерах зерен, их составе) окологранитной золото-редкометалльной и развитой на удалении от них золото-кварцевой (золото-сульфидно-сульфосольной) групп ассоциаций. В первой из них преобладающим развитием пользуются достаточно мелкие (<1 мм) выделения металла, находящегося в тесных сростаниях с различными рудными минералами, главным образом висмута и теллура. Во второй – самородное золото отличается высокой крупностью (преобладающая фракция больше 1 мм), и его основная масса образует агрегаты трещинного и цементационного типа в жильных и рудных минералах.

Выявленная зональность подчеркивается направленными изменениями состава самородного золота. В окологранитных зонах преобладает высокосеребристое относительно низкопробное золото (700–800 ед.). На удалении от них проба золота повышается до 960 ед.

В прогнозных целях могут быть использованы данные о составе сульфосолей в рудных телах, например буланжерита. Замечено, что появление в нем висмута может рассматриваться как прямое указание, во-первых, на близость питающих магматических очагов, во-вторых, на значительный эрозийный срез рудных тел, поскольку этот элемент и содержащие его минералы тяготеют к окологранитным ореолам.

Для структур с гранитоидным магматизмом дайкового типа наиболее удобным прогностическим критерием является изменение пробы золота в зависимости от положения магматического очага и состава вмещающих пород. Для этого типа месторожде-

ний, как было показано в разделе "Типоморфные особенности самородного золота...", проба золота является величиной достаточно характеристической.

Общим свойством месторождений с золото-редкометалльной и золото-сульфидно-сульфосольной (золото-кварцевой) минерализацией является закономерное изменение состава золота по мере удаления от интрузивных тел: золото окологранитовых зон характеризуется наиболее высокими концентрациями элементов-примесей, в частности серебра и сурьмы, с удалением же от интрузивов пробность его постоянно повышается. Характер элементов-примесей в золоте как для околоинтрузивных зон с золото-редкометалльной минерализацией, так и для удаленных зон с типичным золото-кварцевым оруденением один и тот же, меняются лишь их количества. Тенденции в изменении состава золота и по вертикали, и по горизонтали примерно однотипные и свидетельствуют о повышении пробности золота с удалением от интрузива. Все сказанное не дает основания говорить о больших перспективах золото-редкометалльных проявлений, но они заслуживают серьезного внимания и в научном, и прикладном аспектах, прежде всего как индикаторы распространенности золотого оруденения в геологических структурах.

Проведенные исследования свидетельствуют не только о возможности использования полученных данных для целей прогнозирования оруденения, но и о единстве золото-кварцевой и золото-редкометалльной минерализации. При этом последняя характеризует, по-видимому, корни гидротермальной системы, приуроченные к околоинтрузивным эндо- и экзоконтактным зонам, а золото-кварцевая обрамляет зону влияния интрузивного массива, нередко располагаясь от него на значительном удалении.

Выявленные особенности поведения пробы золота в пространстве, а также установленные признаки генетического родства золото-кварцевого и золото-редкометалльного оруденения могут быть использованы с целью промышленной оценки золоторудных месторождений и проявлений. В частности, для рассматриваемого рудного узла можно ожидать распространение промышленного оруденения на глубины, значительно большие разведанных, поскольку корневые зоны рудных тел должны фиксироваться по выявлению золото-редкометалльной минерализации, пока что еще не вскрытой. При изучении золото-редкометалльных проявлений и их оценке особое внимание должно быть обращено на арсенопирит-кварцевые образования, нередко вмещающие продуктивную минерализацию.

Таким образом, выполненные исследования показывают, что золоторудные месторождения Северо-Востока СССР характеризуются хорошо выраженным набором минералого-геохимических признаков, которые могут быть использованы при их прогнозной оценке. Этот набор признаков определяется типом региональных и локальных структур, с которыми связаны месторождения, характером магматизма и пространственными взаимоотношениями его с оруденением, условиями развития магматических очагов и постмагматической гидротермальной деятельности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Северо-Восток СССР представляет собой крупнейшую геологическую провинцию со сложной историей тектономагматического развития. В металлогеническом отношении ведущее положение здесь принадлежит Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и его перивулканическому обрамлению, включающему примыкающие структуры мезозойд.

Эта провинция характеризуется сложной и разнородной металлогенией, обусловленной широким развитием типично вулканогенного серебряного и золото-серебряного оруденения в пределах Охотско-Чукотского пояса, вулканогенно-плутоногенного золото-редкометалльного, золото-мышьяк-сурьмяного, золото-серебряного и серебро-полиметаллического с золотом в структурах перивулканической зоны и плутоногенного золото-редкометалльного и золото-кварцевого в складчатых структурах мезозойд.

Золотая и серебряная минерализация вулканической зоны, как показали данные комплексных петрологических, петрохимических, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований, характеризуются устойчивыми связями с последовательно и сопряженно развивающимися вулканоплутоническими и гидротермальными процессами в ходе развития магматогенно-гидротермальных систем. При этом выявляется зависимость оруденения от особенностей эволюции периферических магматических очагов в целом, условий дифференциации расплавов, режима флюидоотделения и фракционирования флюидов в соответствии с химическими свойствами его компонентов.

Для вулканической зоны, несущей золотое и серебряное оруденение, установлены соответствие характера магматических образований характеру сопутствующей рудной минерализации; обогащенность расплавов флюидной составляющей и, следовательно, повышение степени водонасыщенности их поздних продуктов; типичная для близповерхностных условий и регулярно проявляющаяся декомпрессия системы, обеспечивающая формирование гидротерм; положительная корреляция ряда рудных элементов магматогенных пород с летучими компонентами, которая может выступать в качестве признака определенной генетической связи магматизма и оруденения. Установленные закономерности позволяют рассматривать эти явления, протекающие в границах конкретных вулканоструктур, как присущие единым магматогенно-гидротермальным системам.

Для интрузивно-купольных структур перивулканической зоны со сложным золото-редкометалльным, золото-мышьяк-сурьмяным и золото-серебряным оруденением показано, что изменения состава и *PT*-условий гидротермальных растворов, запечатленные во вторичных включениях кварца гранитоидов и во включениях в минералах рудных ассоциаций, являются однонаправленными. Это, на наш взгляд, позволяет говорить о едином и непрерывно фильтрующемся потоке флюидных, а затем гидротермальных растворов, с проявлением которых связаны значительные метасоматические преобразования и последующее формирование всего многообразия рудных минеральных ассоциаций. Особенности минералообразования здесь обусловлены глубинным уровнем генерации силикатных расплавов и гидротермальных растворов. По одним признакам (мелкозернистость руд, проявление ритмической зональности, развитие электрума в ассоциации с галенитом и сфалеритом, широкое распространение брекчий взрывного характера) они отвечают вулканогенному типу магматогенно-гидротермальных систем, по другим (приуроченность к терригенным образованиям и пространственная

связь с гранитоидами, проявление редкометалльной минерализации, существенно золотой характер руд) — плутоногенному. Эти признаки могут быть использованы при оценке перспектив складчатых зон обрамления вулканогенного пояса на различное оруденение.

Данные по условиям формирования золото-кварцевой и золото-редкометалльной минерализации складчатых структур мезозоид свидетельствуют о зависимости гидротермального минералообразования от особенностей интрузивного магматизма в регионе. Для месторождений, приуроченных к контактовым зонам гранитоидных массивов, характерна зональность в размещении минеральных ассоциаций, закономерное изменение пробности золота, направленность в изменении содержаний серебра в них. Ранние минеральные ассоциации на месторождениях образованы из растворов с высоким потенциалом углекислоты. Агрегатное состояние растворов и соотношение фаз во включениях в жильных минералах полностью отвечают флюидным включениям в магматических минералах пород заключительных фаз гранитоидного магматизма. Термобарические условия допродуктивной стадии минералообразования близки режиму флюидообразования предшествующего заключительного магматического этапа. Дальнейшая эволюция гидротермальных растворов идет по пути снижения концентрации углекислоты в растворах и увеличению их щелочности, что приводит к резкому изменению состава отлагающихся ассоциаций с кварцосодержащих на карбонатсодержащие. Отложение золота завершает стадию кварцеобразования.

Таким образом, приведенный материал, по мнению авторов, свидетельствует о правомерности постановки вопроса о магматогенной пр роде золото-кварцевых проявлений региона. При этом формирование месторождений следует рассматривать не в связи с конкретными интрузивными телами, а прежде всего с особенностями эволюции в целом магматического очага и развития связанного с этим флюидного режима. Природа главных полезных компонентов месторождений (золота, серебра) и минералообразующих флюидов (H_2O , CO_2 , Cl и др.) может быть сложной, полигенной (ювенильной и коровой), но формирование месторождений в их широком понимании (рудоносные структуры, метасоматиты, безрудные и продуктивные ассоциации) несомненно несет явные признаки связи с продуктами дифференциации силикатных расплавов, прежде всего с заключительными стадиями развития магматических очагов.

Общими свойствами всех магматогенно-гидротермальных систем являются следующие.

Независимо от регионального положения рудоносных структур ранние фазы магматизма в них представлены наиболее основными разновидностями пород, имеющими глубинную природу и формирующимися в обстановке высоких температур и относительно малого количества воды. Заключительные фазы магматитов развивались в условиях периферических очагов при заметно более низких температурах и значительных количествах воды. Изученные этапы развития интрузивных образований свидетельствуют об эволюции флюидоотделения от ранних (хлоридные, высокотемпературные и высокобарические) к поздним (углекислотно-водные, среднетемпературные и среднебарические) фазам магматизма. Анализ РТХ-условий формирования золоторудных месторождений указывает на унаследованность основных характеристик ранних стадий процесса гидротермального минералообразования от режима развития заключительных фаз магматизма.

В пределах изученной части Охотско-Чаунской тектономагматической области отчетливо проявлена региональная и локальная зональность размещения и дискретность формирования золото- и сереборудных проявлений.

В региональном плане зональность размещения выражена в приуроченности метаморфогенно-гидротермального и плутоногенно-гидротермального золотого оруденения к палеозойским и мезозойским складчатым структурам Верхояно-Чукотской складчатой области, плутоногенно-термального и вулканогенно-плутоногенного — к структурам перивулканической зоны, вулканогенно-плутоногенного и вулканогенного — к вулканоструктурам Охотско-Чукотского пояса. Региональную дискретность

можно определить как перерывы между проявлениями различных тектономагматических циклов со свойственными им металлогеническими особенностями. Раннему верхнеюрско-нижнемеловому циклу отвечает метаморфогенно-гидротермальное и плутоногенно-гидротермальное золотое и золото-редкометалльное оруденение; позднему верхнемеловому—палеогеновому циклу — золото-редкометалльное, золото-мышьяк-сурьмяное, золото-серебряное и существенно серебряное оруденение.

Локальная зональность размещения связана с закономерным распределением золото-серебряных проявлений, рудных тел, слагающих их минеральных ассоциаций и ведущих рудных элементов относительно интрузивных центров очаговых структур как в вулканической и перивулканической зонах, так и в пределах складчатых структур обрамления. Локальная дискретность минералообразования на примере изученных структур прослежена на самых различных иерархических уровнях. О дискретности гидротермальных процессов свидетельствуют этапность формирования месторождений (метаморфогенный и плутоногенный этапы для оруденения в складчатых структурах; вулканогенно-плутоногенный и вулканогенный — для оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и перивулканической зоны), стадийность формирования рудных тел, ритмичность отложения минеральных ассоциаций, микроритмичность кристаллизации отдельных минералов, наконец, пульсационность проявления и вместе с тем эволюционная направленность изменения основных физико-химических параметров минералообразования от позднемагматического (раннего постмагматического) этапа до заключительных стадий гидротермального процесса.

Для решения вопроса о природе золотого (и серебряного) оруденения весьма информативны данные по типоморфным особенностям золота. Эти особенности определяются типом тектономагматических зон, в которых локализованы рудоносные структуры (вулканическая, перивулканическая или складчатые структуры мезозойд); характером структур (интрузивно-купольные с хорошо и слабо проявленным на поверхности магматизмом в терригенных толщах или вулканоплутонические в пределах вулканической и перивулканической зон Охотско-Чаунской области); формационной принадлежностью месторождений; их размещением относительно плутонического или вулканоплутонического ядра структур; составом парагенетических минеральных ассоциаций и их положением в ореоле магматического очага; физико-химическими условиями рудоотложения.

Типоморфные особенности золота месторождений вулканических зон подробно описаны работах А.А. Сидорова, В.И. Найбородина, Н.Е. Саввы, Ю.С. Бермана, Л.Н. Пляшкевич и др. Главные из них: малые размеры выделений; низкая проба (примерно 600 ед.); ассоциация в основном с кварцем, адуляром, минералами серебра, свинца и цинка; неправильные, нередко дендритовидные формы выделений; преимущественно одностадийный характер отложения, низкотемпературные изотермические условия кристаллизации в приповерхностных и градиентные на относительно глубоких горизонтах.

Для месторождений перивулканической зоны, согласно данным А.А. Сидорова, Ю.И. Новожилова, Н.Е. Саввы, В.С. Андреева, В.А. Пахомова и авторов, характерно золото с несколько иным набором типоморфных признаков. На месторождениях, локализованных вдоль края вулканического пояса и располагающихся в терригенных толщах, золото характеризуется тонкозернистыми выделениями, встречающимися как в свободном состоянии, так и в виде тонких механических примесей в сульфидах. Оно образует несколько генераций и встречается в редкометалльных и в полиметаллических сульфидно-сульфосольных ассоциациях. Ранние генерации золота более высокопробны (923—886 ед.), поздние представлены электрумом с пробностью 620—590 ед. Кристаллизация всех генераций золота происходила в сложно меняющемся физико-химическом режиме, но в целом с постепенным снижением температур, давлений и других параметров к заключительным стадиям гидротермального процесса.

Характеристика золота рудно-магматических узлов складчатых структур мезозойд приведена в работах П.И. Скорнякова, Л.В. Фирсова, Н.А. Шило. С учетом новых данных

типоморфные особенности золота плутоногенных месторождений представляются в следующем виде. По морфологическим признакам золото характеризуется комковидными, ячеистыми, чешуйчатыми, пленочными, реже идиоморфными кристаллическими формами. Иногда встречающееся относительно низкопробное золото образует дендриды. По внутреннему строению различается золото призматически-зернистое и полигонально-зернистое. Структура золота обычно двойниковая. Пробность от 990 до 640, чаще 950—850 ед. Основная примесь в золоте — серебро. Постоянно присутствуют медь, сурьма, реже железо, свинец, мышьяк, висмут. В рудно-магматических узлах в зависимости от положения их в ореоле магматического очага установлено различное поведение пробы золота по простиранию: стабильное, направленно- и инверсионно изменяющееся. В надынгузивных узлах выявлено снижение пробности золота с глубиной. На удалении от магматического очага пробность золота повышается; она становится устойчивой, с невысокой дисперсией.

Для дайковых месторождений установлена четкая зависимость пробы золота от литологических особенностей пород: в кислых породах проба золота на 50—70 ед. ниже, чем в средних.

Особенности внутренней структуры, характер элементов-примесей, их содержание, термобарогеохимические свойства вмещающих минералов свидетельствуют о постраничном происхождении золота.

Помимо магматогенно-гидротермального (плутоногенного, вулканогенно-плутоногенного и вулканогенного) оруденения, в структурах Охотско-Чаунской области, и прежде всего в зоне ее наложения на структуры Верхояно-Чукотской складчатой системы, пользуется развитием метаморфогенно-гидротермальная золотая минерализация. Эти два типа минерализации характеризуются своим набором признаков, указывающих на специфичность условий их развития. Метаморфогенно-гидротермальная минерализация в рудно-магматических узлах обычно совмещена с плутоногенно-гидротермальной, что позволяет рассматривать природу золота в подобных структурах как полигенную.

Проведенное исследование генетически разнотипных золото- и сереброрудных месторождений Охотско-Чаунской области и сопредельных складчатых структур мезозойского периода свидетельствует о своеобразии структурно-геологических обстановок, истории развития магматизма и проявления гидротермальной деятельности в изученных региональных структурах. Ряд признаков, являющихся типоморфными для месторождений различных структурно-формационных зон, позволяют использовать их как в прогнозно-металлогенических целях в регионе в целом, так и при разработке поисково-оценочных критериев в локальных структурах (рудно-магматических узлах).

Для оруденения вулканического пояса такими признаками могут выступать связь с субвулканическими интрузивными комплексами и автомагматическими брекчиями; временная сопряженность вулканических и гидротермальных процессов; приуроченность к пологонаклонным системам трещин, образующих прожилково-штокверковые зоны на приповерхностных уровнях, и к субвертикальным, стволным каналам на глубине; приуроченность ритмично-полосчатых золото-серебряных кварц-адуляровых минеральных ассоциаций к приповерхностным зонам изотермического минералообразования; совмещенность интервалов эксплозивного брекчирования руд и телескопированность оруденения на относительно глубоких уровнях близповерхностных месторождений, обогащенность корневых частей рудных тел сульфидно-вкрапленной минерализацией.

Для золотой и серебряной минерализации первивулканической зоны прикладное значение могут иметь такие особенности, как приуроченность золото-редкометалльной и золото-мышьяк-сурьмяной минерализации к интрузивно-купольным поднятиям в терригенных толщах и сложной золото-серебро-редкометалльной — к вулканоплутоническим структурам краевой части пояса; совмещенность разнородных золотоносных минеральных ассоциаций как признак больших объемов руд месторождений; золотоносность сульфидов ранних ассоциаций; крайне непостоянный физико-химический

режим рудоотложения в высоко-среднетемпературном интервале; повышение углекислотного потенциала растворов в стадию рудоотложения.

Для плутоногенного оруденения складчатых структур характерным свойством является зональность размещения, выражающаяся в смене в направлении от гранитов золото-молибденовых, золото-теллуридно-висмутовых и других редкометалльных ассоциаций золото-полиметаллическими, золото-сурьмяными и сурьмяными. Окологранитные золото-редкометалльные проявления отличаются высокосеребристым золотом. По мере удаления от интрузивного ядра проба золота повышается, исчезают редкометалльные ассоциации и оруденение приобретает облик, типичный для малосульфидных золото-кварцевых проявлений. Появление висмутсодержащих сульфосолей (например, буланжерита) может указывать, во-первых, на близость питающих магматических очагов, во-вторых, на значительный эрозионный срез проявлений в окологранитном ореоле. На золото-кварцевых проявлениях дайкового типа, локализованных в надьинтрузивных частях структур, установлено понижение пробы золота, отвечающее выявленному по латерали в ряду золото-редкометалльное—золото-кварцевое оруденение. Поэтому по появлению на глубоких горизонтах золото-кварцевых проявлений золото-редкометалльной минерализации можно судить об интервале распространения золотого оруденения вообще. Следовательно, есть основание рассматривать появление редкометалльных ассоциаций в качестве признака прикорневых частей гидротермальных систем, а это, в свою очередь, может быть использовано для оценки глубины распространению золото-кварцевого оруденения, по крайней мере для очаговых структур с интрузивным ядром. Прикладное значение также имеет выявленная для дайковых месторождений зависимость пробы золота от литологических особенностей пород. Она позволяет по составу золота россыпей дайково-рудных узлов целенаправленно проводить поиски их коренных источников.

Таким образом, выполненное исследование условий формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР позволяет говорить о том, что единая линия последовательного развития магматических, метаморфических и гидротермальных процессов свойственна не только структурам вулканических поясов, но и в целом структурам Охотско-Чаунской области и примыкающих мезозоид. Полученные данные позволяют пересмотреть традиционные представления о природе золотого оруденения в складчатых структурах мезозоид, по крайней мере в зоне влияния Охотско-Чукотского вулканоногенного пояса, и с иных позиций подойти к оценке масштабов его развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрикосов Н.Н., Банкина В.Ф. Исследования диаграммы Bi-Te // ЖНХ. 1958. Т. 3, вып. 3. С. 46-51.
2. Альшевский А.В., Ворцелнев В.В. К особенностям кремнекислых изверженных пород золото-серебряных узлов вулканических и складчатых зон Северо-Востока СССР // Геология и рудные формации Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 23-25.
3. Альшевский А.В., Ворцелнев В.В., Гончаров В.И. и др. Новые данные по минералогии и условиям формирования золото-редкометалльного оруденения на Северо-Востоке СССР // Минералы и минеральные парагенезисы горных пород и руд Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 16-36.
4. Амузинский В.А. Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1976. С. 121-153.
5. Амузинский В.А., Анисимова Г.С. Геохимические особенности самородного золота Верхне-Индибирского района Якутии // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 3-10.
6. Андреев Б.С., Махоркина Т.И., Портнягин С.И., Тюкова Е.О. О термометаморфизме золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 164-174.
7. Андреев Б.С. Минералого-геохимические особенности и условия формирования редкометалльно-сурьмяного проявления: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ленинград, ЛГУ, 1984. 15 с.
8. Аникеев Н.П., Гамянин Г.Н., Гельман М.Л., Гринберг Г.А. О связи золотого оруденения и магматизма на Северо-Востоке СССР // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976. Т. 3. С. 168-176.
9. Антипин В.С., Коваленко В.И., Петров Л.Л. Распределение бора между вкрапленниками и основной массой эффузивных и субвулканических пород // Геохимия. 1982. № 1. С. 1639-1657.
10. Апелъцин Ф.Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ-1. Геология. 1957. Т. 8, вып. 32. С. 75-190.
11. Апелъцин Ф.Р. Малые интрузии золоторудных полей Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Там же. 1958. Т. 14, вып. 39. С. 44.
12. Апелъцин Ф.Р. Формации малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 715-718.
13. Апелъцин Ф.Р., Савельев А.К. Особенности геологического строения Эргеляхского редкометалльного золоторудного месторождения // Сов. геология. 1960. № 9. С. 57-77.
14. Бабайцев О.В., Еремин Р.А., Ворцелнев В.В. Петрологические критерии рудоносности дайковых комплексов Центральной Чукотки // Проблемы металлогении на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 37-43.
15. Базаров Л.Ш. Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах // Геология и геофизика. 1968. № 8. С. 140-142.
16. Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. и др. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. С. 232.
17. Бакуменко И.Т. О первичных включениях в магматогенных минералах и начальных экспериментах с ними // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 100-104.
18. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава // Докл. АН СССР, 1977. Т. 234, № 1. С. 164-167.
19. Баранов С.А., Кошкароев В.Л., Палымская З.А., Палымский Б.Ф. О магматическом контроле оруденения золото-кварцевой формации дайкового типа // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке, Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 5-6.
20. Башарина Л.А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов // Тр. лаб. вулканологии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 69-80.
21. Белевцев Я.Н. Современное состояние теории метаморфогенного рудообразования и ее проблемы // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981. С. 5-19.
22. Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Горошников Б.И., Домарев В.С. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений // Геология руд. месторождений. 1966. № 2. С. 76-88.
23. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры

Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

24. *Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.

25. *Беммелен Р.В. Ван.* Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 411 с.

26. *Бессмертная М.С., Логинова Л.А., Соболева Л.Н.* Определение теллуридов под микроскопом. М.: Наука, 1969. 175 с.

27. *Билибин Ю.А.* О возрасте некоторых месторождений Колымского района // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2. С. 233–236.

28. *Билибин Ю.А.* О некоторых чертах металлогении золота // Там же. С. 348–362.

29. *Билибин Ю.А.* К вопросу о локализации месторождений золота // Там же. Т. 3. С. 135.

30. *Билибин Ю.А.* Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения // Там же. С. 149–165.

31. *Блох А.М.* Структура воды и геологические процессы // М.: Недра. 1961. 216 с.

32. *Болотова Н.Я., Николаева Л.А., Филиппов В.П.* Контактный метаморфизм золото-кварцевых жил // Сов. геология. 1982. № 9. С. 70–74.

33. *Боришанская С.С.* Теллуриды в золоторудных месторождениях СССР и их диагностика: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1946. 20 с.

34. *Бородаевская М.Б., Рожков И.С.* Близкоповерхностные месторождения золота // Рудные месторождения СССР / Под ред. В.И. Смирнова. М., 1974. Т. 3. С. 11–28.

35. *Буряк В.А., Эйриш Л.В.* О времени образования эндогенного оруденения в процессе формирования магматических комплексов // Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979. С. 123–130.

36. *Буряк В.А.* Химизм и рудообразующая роль различных типов регионального метаморфизма // Геология рудоносных метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 3–11.

37. *Вельдяков Ф.Ф., Умитбаев Р.Б.* Основные черты тектоники и металлогении Охотского среднего массива и его обрамления // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 93–117.

38. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

39. *Ворцепнев В.В., Гончаров В.И., Еремин Р.А., Бабайцев О.В.* К термобарогеохимии золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленного типа // Геология руд, месторождений. 1983. Т. 25, № 4. С. 64–69.

40. *Гавриков С.И.* О золотоносности осадочных пород, несущих вкрапленность сульфидов в бассейне р. Эльги // Там же. 1962. Т. 4, № 2. С. 114–115.

41. *Гамянин Г.Н., Лескова Н.В.* Состав ранних сульфидов золоторудных проявлений (Верхояно-Колымская складчатая система) // Минералогические особенности эндогенных образова-

ний Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1979. С. 70–86.

42. *Гамянин Г.Н., Лескова Н.В., Вьяльцев Л.Н., Лапутина И.П.* Теллуриды висмута Bi_2Te и $BiTe$ в месторождениях Северо-Востока СССР // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109, вып. 2. С. 230–235.

43. *Геллер Ю.А., Рахштадт А.Г.* Металловедение. М.: Металлургия. 1984. 384 с.

44. *Гельман М.Л.* Малые интрузии // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30: Северо-Восток СССР, кн. 2. С. 74–90.

45. *Гельман М.Л.* Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973. С. 161–180.

46. *Гельман М.Л.* Роль метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 6. С. 1406–1409.

47. *Гельман М.Л.* Верхояно-Чукотская складчатая область // Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 246–253.

48. *Гельман М.Л.* Гранат в изверженных породах: (На примере Северо-Востока СССР). Гранатовая, гиперстеновая и оливин-авгитовая серия изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 35–49.

49. *Гельман М.Л., Крутоус М.П.* О метаморфизме Верхоянского комплекса в верховьях реки Колымы // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 56–66.

50. Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30: Северо-Восток СССР, кн. 2. 536 с.

51. Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском поясе: Тез. докл. Владивосток, 1971. 60 с.

52. *Годовиков А.А., Колонин Г.Р.* О самородном висмуте как геологическом термометре. II Морфологические и микроскопические особенности искусственного висмута // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1964. Т. 2. С. 15–20.

53. *Годовиков А.А., Колонин Г.Р.* Экспериментальные исследования особенностей выделения висмута и возможности его использования как геологического термометра // Геология. руд. месторождений. 1965. № 2. С. 97–101.

54. *Годовиков А.А., Федорова К.Н., Богданова В.И.* Искусственный субтеллурид висмута, близкий к хедлейиту // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169, № 4. С. 925–928.

55. *Годовиков А.А., Кочеткова К.В., Лаврентьев Ю.Г.* О систематике сульфотеллуридов и теллуридов висмута // Зап. ВМО. 1971. Ч. 100, вып. 4. С. 417–429.

56. *Гончаров В.И.* Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 215 с.

57. *Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцепнев В.В.* О термометаморфизме некоторых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Благовещенск, 1984. С. 43–45.

58. Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцenneв В.В. Магматогенно-гидротермальная система купольно-кольцевой структуры в Северном Приохотье // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток, 1984. С. 128–139.
59. Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцenneв В.В., Нехорошков Ю.Ф. Латеральная эндогенная зональность типоморфных свойств самородного золота и ее отражение в россыпях // Концентрация и рассеяние полезных компонентов в аллювиальных россыпях. Якутск, 1985. С. 41–42.
60. Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцenneв В.В. и др. Новая находка теллурида висмута на Северо-Востоке СССР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 717–720.
61. Гончаров В.И., Ворцenneв В.В., Альшевский А.В. Вода во включениях расплавов в кварце магматических горных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геохимия. 1983. № 8. С. 1208–1211.
62. Гончаров В.И., Ворцenneв В.В., Альшевский А.В. Магматогенно-гидротермальные процессы в золоторудных полях Северо-Востока СССР (по данным термобарогеохимии) // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток, 1984. С. 43–45.
63. Гончаров В.И., Ворцenneв В.В., Альшевский А.В. Условия формирования кремнекислых изверженных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Проблемы металлогении на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 87–96.
64. Гончаров В.И., Еремин Р.А., Котляр И.И. и др. Геолого-генетические модели золото- и сереброрудных формаций Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 109–126.
65. Гончаров В.И., Савва Н.Е., Альшевский А.В., Ворцenneв В.В. Опыт минералогического картирования золоторудного узла на Северо-Востоке СССР // Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий. Свердловск, 1983. С. 83–84.
66. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенно-плутогенного оруденения Северо-Востока СССР // Материалы VI совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1973. С. 177–178.
67. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимические критерии плутогенного и вулканогенного оруденения Северо-Востока СССР // Материалы VI совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. С. 11–12.
68. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.
69. Гончаров В.И., Сидоров А.А., Литвин О.Н. Особенности газового состава гидротерм вулканогенных месторождений Северо-Востока СССР // Термобарогеохимия земной коры и рудообразования. М.: Наука, 1978. С. 167.
70. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 113–131.
71. Грин Д.Х., Ламберт И.Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Наука, 1970. С. 92–105.
72. Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Ануйского района Западной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1985. 125 с.
73. Демин Г.П., Найбородин В.И., Сафронов Д.Н. К вопросу о составе и геохимической зональности эндогенных ореолов золоторудных месторождений // Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 124–129.
74. Дерягин Б.В., Ершова И.Г., Железный Б.А., Чураев Н.В. Исследование теплового расширения структурной воды в кварцевых капиллярах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 4. С. 876.
75. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука. 1965. С. 118–122.
76. Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950. 450 с.
77. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1970. 272 с.
78. Ермаков Н.П., Холмский Р.В. Газово-жидкие включения как индикаторы возрастных взаимоотношений между рудой и дайками // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 286–288.
79. Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 8–18.
80. Завьялов Е.Н. Конституция и систематика халькогенидов висмута: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 17 с.
82. Завьялов Е.Н., Бегизов В.Д., Степанов В.И. Переопределение верлита, первая находка цумоита в СССР // Зап. ВМО. 1978. Вып. 5. С. 544–553.
83. Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 278 с.
84. Загрузина И.А., Голубчина М.Н. Изотопный состав серы золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. по стабильным изотопам. М., 1981. С. 76–77.
85. Загрузина И.А., Мурина Г.А., Шергина Ю.П. Первичный изотопный состав стронция в некоторых магматических породах СССР // Геохимия. 1979. № 2. С. 198–203.
86. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р. Кольмы. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.

87. *Ичетовкин Н.В., Фадеев А.П.* Геологическое строение, развитие и рудоносность вулкано-купольных поднятий Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: (На примере Неорчанской купольно-кольцевой структуры) // Вулканизм и вулканоструктуры: Тез. докл. V Всесоюз. совещ. Тбилиси, 1980. С. 79–80.
88. *Калинин А.И.* О содержании золота в осадочных породах Ветренского золоторудного поля // Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973. С. 76–77. (Зап. Забайкал. фил. геогр. о-ва СССР).
89. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами: Северо-Восток СССР / Составители: И.А. Загзурина, А.И. Зайцев, В.М. Комаров и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 547 с.
90. *Кларк Л.А.* Фазовые отношения в системе Fe–As–S // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир. 1966. С. 160–250.
91. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справ. пособие / М.: Недра, 1981. 160 с.
92. *Колонин Г.Р.* О самородном висмуте как геологическом термометре. III. Природа двойникования висмута // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Изд-во АН СССР. 1966. Т. 4. С. 5–11.
93. *Коржинский Д.С.* Метасоматические процессы // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1973. № 12. С. 3–6.
94. *Коробицин А.В.* Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхнепалеозойских отложениях верхоянского терригенного комплекса // Золоторудные формации и геохимия Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1977. С. 260–293.
95. *Косухин О.Н.* Включения низкотемпературных расплавов в кварце камерных пегматитов // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 66.
96. *Костов И., Минчева-Стефанова Й.* Сульфидные минералы: Кристаллохимия, парагенезис, систематика. М.: Мир, 1984. 280 с.
97. *Котляр И.Н.* Петрологические критерии выявления магматогенно-рудных систем вулканогенных поясов // Петрология литосферы и рудоносность. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. С. 300–301.
98. *Котляр И.Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 264 с.
99. *Котляр И.Н., Колесниченко П.П., Найбородин В.И., Павлов П.П.* Основные закономерности распределения серебра в породах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану: Материалы XIV Тихоокеан. науч. конгр. М.: Наука, 1979. С. 24–26.
100. *Крейтер В.М., Аристов В.В., Волынский И.С.* и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 270 с.
101. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
102. *Ланцев И.П., Николаева Л.А., Бадалова Р.П., Денисова Л.Н.* К вопросу о распределении элементов-примесей в самородном золоте из различных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96, ч. 1. С. 130–137.
103. *Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В.* Соотношения основных термодинамических параметров водных растворов хлористого натрия // Геохимия. 1961, № 2. С. 133–142.
104. Магматогенная кристаллизация по данным изучения расплавов / Под ред. В.С. Соболева. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1975, вып. 264. 232 с.
105. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 262 с.
106. *Матвеев В.Т.* Основные черты эндогенной металлогении Магаданской области // Тр. ВНИИ-1. Геология. 1960. Т. 17, вып. 61. С. 185–197.
107. *Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 169–240.
108. *Михайлов Ю.М., Шацкий В.С.* Силитовый нагреватель для высокотемпературной микроанализы // Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, 1974. С. 109–110.
109. *Моисеенко В.Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965. 125 с.
110. *Моисеенко В.Г.* Геохимия и минералогия золоторудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
111. *Моисеенко В.Г., Щека С.А., Фатьянов Н.Н., Иванов В.О.* Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. С. 207.
112. *Москалюк А.А.* Определение состава минералообразующих растворов методом водных вытяжек из включений. Методические указания. Л. 1973. 70 с.
113. *Мышляева Л.В., Краснощечкова В.В.* Аналитическая химия кремния. М.: Наука, 1972. 210 с.
114. *Набоко С.И.* Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород // Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 12.
115. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активизации. М.: Наука, 1980. 199 с.
116. *Найбородин В.И., Колесниченко П.П., Кулешова В.И.* Закономерности распределения серебра в породах Магаданского батолита // Геохимия. 1981. № 1. С. 142–147.
117. *Наумов В.Б.* Методика определения концентрации летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М., 1980. С. 60–69.
118. *Наумов В.Б., Малинин С.Д.* Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям // Геохимия. 1968. № 4. С. 432–441.

119. *Наумов В.Б., Руб М.Г., Роднов Ю.Н.* Об условиях формирования рудосносных (Sn, Ag) вулканоплутонических образований (по данным изучения расплавных включений) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 2. С. 406–409.
120. *Наумов В.Б., Соколов А.Л.* Генетические соотношения гранитов и оловярудных жил месторождения Индустриального по данным изучения включений в минералах // Геология руд. месторождений. 1981. Т. 23, № 4. С. 74–80.
121. *Некрасов И.Я.* Экспериментальное изучение условий образований интерметаллидов серебра и золота // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 2. С. 61–72.
122. *Некрасова А.Н., Красильников А.А., Демин Г.П.* Эндогенная рудная зональность на вулканогенном золото-серебряном месторождении // Сов. геология. 1970. № 1. С. 105–110.
123. *Нечелостов Г.Н., Авдонин А.С., Халезова Е.Б.* О первой находке хедлейита в СССР // Докл. АН СССР, 1973. Т. 210, № 6. С. 1015–1018.
124. *Николаева Л.А.* Генетические особенности самородного золота как критерий при поиске и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.
125. *Овчинников Л.Н.* Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования // Проблемы кристаллизации, минерогенеза и эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1967. С. 153–162.
126. *Осипов А.П., Сидоров А.А.* Особенности и перспективы золото-редкометалльной формации // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 163–173.
127. *Островский Э.Я.* Антагонизм радиоактивных элементов в полях околорудных изменений и его использование в поисковой аэрогамме спектроскопии // Сов. геология. 1973. № 10. С. 18–21.
128. *Панычев И.А.* Структурная позиция золоторудного оруденения, пространственно связанного с интрузивными образованиями // Колыма. 1975. № 3. С. 38–40.
129. *Панычев И.А.* Басугунинский интрузивный комплекс и связанные с ним жильные образования // Колыма, 1975. № 7. С. 38–40.
130. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 190 с.
131. *Пейве А.В., Яншин А.А., Зонешайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической картины) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
132. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
133. *Петровская Н.В.* Современные исследования типоморфизма самородного золота // Новые данные о типоморфизме минералов. М., 1980. С. 25–43.
134. *Приставко В.А., Устюжин П.В., Сафронов Д.Н., Попова Л.А.* Экспрессный количественный анализ геохимических проб на широкий круг элементов // Методы прикладной геохи-
- мии. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР. 1981. Ч. 2. С. 281–282.
135. *Рейф Ф.Г.* Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
136. *Рейф Ф.Г.* Жидкая фаза в раскристаллизованных включениях маловодных гранитных расплавов // Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. Т. 1. С. 73–75.
137. *Рейф Ф.Г.* Условия и механизм зарождения рудосносных растворов на вольфрамовых месторождениях Забайкалья // Геохимия. 1980. № 11. С. 1675–1683.
138. *Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н.* Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М.: Наука, 1971. 231 с.
139. *Розинов М.И., Колесников Д.И.* Вопросы рудосносности главных типов изверженных пород ОЧВП // Тез. докл. II Сев.-Вост. петрогр. совещ. Магадан, 1980. С. 14–15.
140. *Русakov И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклиальная и миогеосинклиальная области Северо-Востока СССР // Учен. зап. НИИГА. Л., 1969, вып. 15. С. 5–27.
141. *Самойлович А.А.* Зависимости между давлением, температурой и плотностью водно-солевых растворов. М.: Наука, 1969. 70 с.
142. *Самусиков В.П.* Минералогические особенности самородного золота как критерий физико-химических условий рудоотложения // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука. 1975. С. 309–328.
143. *Сахарова М.С.* О химическом составе минералов висмута из Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 80–91.
144. *Сахарова М.С.* Типоморфизм ассоциаций минералов висмута и теллура в золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1977. С. 233–240.
145. *Сахарова М.С., Брызгалов И.А.* Редкие минералы серебра гидротермальных месторождений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, вып. 3. С. 702–704.
146. *Сахарова М.С., Брызгалов И.А.* Минералогия серебра кварц-адуляр-родонитовых вулканогенных гидротермальных жил // Геология руд. месторождений. 1981. Т. 23, № 6. С. 36–48.
147. *Сахарова М.С., Батракова Ю.А., Ряховская С.К.* Зависимость химического состава минералов ряда золото-серебро от физико-химических условий их образования // Научное и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука. 1980. С. 147–150.
148. *Семенченко В.К., Баскакова Л.Б.* О критической области воды // ЖФХ. 1965. Т. 39, № 12. С. 3105–3107.
149. *Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П.* и др. Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-

- Востока СССР. Магадан, 1978. Вып. 24. С. 98–111.
150. *Сидоров А.А.* Золото-серебряное оруденение центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 145 с.
151. *Сидоров А.А., Умитбаев Р.Б.* Перивулканические зоны вулканических поясов в северо-западном обрамлении Тихого океана и их металлогения // Твердая оболочка Земли. М.: Наука, 1979. С. 36–37.
152. *Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П.* и др. Геологоструктурные и минералогические особенности проявлений золотомышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып. 24. С. 98–111.
153. *Синдеева Н.Д.* Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 257 с.
154. *Скорняков П.И.* Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949. Вып. 4. С. 52–62.
155. *Скорняков П.И.* Возраст золотого оруденения на Северо-Востоке СССР // Там же. Вып. 5. С. 13–21.
156. *Скорняков П.И.* Следы контактового метаморфизма в золотоносной жиле № 1 из района ручья Штурмового на Колыме // Там же. С. 22–27.
157. *Скорняков П.И.* Контактные минералы в кварцево-золоторудных жилах из бассейна ручья Игуменовского на Колыме // Там же. Вып. 7. С. 53–58.
158. *Скорняков П.И.* Возраст оруденения в золоторудном месторождении Восточном из бассейна реки Хатыннах на Колыме // Там же. С. 86–93.
159. *Скрябин А.И.* Особенности горизонтальной зональности золоторудных узлов. Якутск, 1978. 81 с.
160. *Смирнов В.И.* Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1975. № 4. С. 10–16.
161. *Смирнов В.И.* На Пятом симпозиуме Международной ассоциации по генезису рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1979. № 2. С. 3–18.
162. *Смирнов С.С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях // Академик С.С. Смирнов: Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 176–186.
163. *Соболев А.П.* Мезозойские габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1984. Ч. 1. 57 с.
164. *Соболев А.П., Колесниченко П.П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Кольмской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 179 с.
165. *Спиридонов Э.М.* О связи химического состава и некоторых рентгеновских характеристик теллуридов висмута // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 4. С. 76–80.
166. *Ставров О.Д.* К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рудидия // Геохимия. 1971. № 10. С. 1192–1208.
167. *Стасова М.И., Карпинский О.Г.* О слоистости в структурах селенидов и теллуридов висмута и теллуридов сурьмы // ЖСХ. 1967. № 1. С. 85–88.
168. *Стасова М.И.* О кристаллической структуре селенидов и теллуридов сурьмы и висмута // ЖСХ. 1967. Т. 8, № 4. С. 665–661.
169. *Степанова В.А., Берзон Р.О.* О связи золота и ртути в рудообразующих процессах // Сов. геология. 1983. № 1. С. 54–56.
170. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
171. *Таусон Л.В.* Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.
172. *Таусон Л.В., Антипин В.С., Зубков В.С.* Геохимическое значение коэффициентов распределения редких элементов в горных эффузивных и субвулканических породах Забайкалья // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 20–32.
173. *Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зубков В.С.* О новом источнике оловянного оруденения в Восточном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 3. С. 704–707.
174. *Таусон Л.В., Плюснин Г.С., Захаров Г.П., Сандимирова Г.П.* О генезисе магматических формаций Гижигинского прогиба по изотопным данным (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Геохимия. 1978. № 2. С. 199–205.
175. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана / Под ред. М.С. Маркова, Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана, В.С. Федоровского, Н.А. Шило. М.: Наука, 1980. 284 с.
176. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. М.: Мин-во геологии СССР, 1979.
177. *Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Кольмского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 6–17.
178. *Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15–29.
179. *Трухин Б.А., Животнев А.Я.* О температуре образования золота и глубине формирования рудных тел на Утинском месторождении // Колыма. 1974. № 10. С. 39–40.
180. *Тугаринов А.И.* Изотопы и источник рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 121–144.
181. *Умитбаев Р.Б.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Учен. зап. НИИГА. 1963. Вып. 2. С. 5–15.
182. *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
183. *Умитбаев Р.Б., Садовский А.И., Сидоров А.А., Смирнов В.И.* Охотско-Омолончукотская тектоно-магматическая система и

- главные черты ее металлогении // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 1. С. 185–189.
184. Умитбаев Р.Б., Садовский А.И., Сидоров А.А., Смирнов В.Н. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области // Сов. геология. 1981. № 9. С. 77–88.
185. Умитбаев Р.Б., Сидоров А.А. Перивулканические зоны в северо-западном обрамлении Тихого океана и проблемы их металлогении // Металлогения Тихоокеанского подвижного пояса: Тр. XIV Тихоокеан. науч. конгр. Владивосток, 1982. С. 68–76.
186. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959. № 3. С. 3–26.
187. Фадеев А.П., Ичетовкин Н.В. Роль гранитоидов в формировании золото-серебряного оруденения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. Вып. 25. С. 92–98.
188. Фадеев А.П., Сосунов Г.М. Ксенолиты как критерии глубинности магматических очагов // Там же. 1982. Вып. 26. С. 245–247.
189. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 25–38.
190. Фирсов Л.В. Перекристаллизация кварца и золота в жилах Родионовского месторождения // Тр. ВНИИ-1. Геология. 1956. Вып. 2. С. 1–28.
191. Фирсов Л.В. Структура, морфология, минералогия и оруденение Игуменовского золоторудного месторождения // Там же. 1958. Разд. 2, вып. 33. С. 191–262.
192. Фирсов Л.В. О возрасте месторождения Восточного // Там же. 1959. Вып. 54. С. 28–36.
193. Фирсов Л.В. Пентагон-дodeкаэдрические монокристаллы золота в контактово-метаморфизованных перекристаллизованных жилах Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148, № 3. С. 681–683.
194. Фирсов Л.В. Содержание химических элементов в жилах золоторудных месторождений Яно-Колымской складчатой зоны и некоторые вопросы генезиса рудоносных растворов // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., 1966. С. 110–132.
195. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 48 с.
196. Фишер Р. Несместимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несместимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит. 1954. С. 134–151.
197. Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев, Б.О. Шкандрий. М.: Наука, 1977. 216 с.
198. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.
199. Шаповалов В.С. Состав и температурные условия формирования золотоносных минеральных ассоциаций субвулканических рудопоявлений (Западная Чукотка) // Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1976, вып. 69. С. 67–73.
200. Шаранов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магм с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
201. Шаталов Е.Т. Интрузивные породы Охотско-Колымского края // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. 1937. Вып. 8. 126 с.
202. Шило Н.А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности // Тр. ВНИИ-1. Геология. 1960. Вып. 63. С. 211–316.
203. Шило Н.А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутогенной и вулканогенной формации // Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976. С. 3–41 (Тр. СВКНИИ; Вып. 69).
204. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 381 с.
205. Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 4. С. 934–938.
206. Шило Н.А., Гончаров В.И., Ворцелнев В.А., Альшевский А.В. О глубинной природе кремнекислых горных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Там же. 1984. Т. 278, № 3. С. 714–718.
207. Шило Н.А., Гончаров В.И., Ворцелнев В.В., Альшевский А.В. К соотношению метаморфогенного и магматогенного минералообразования в золоторудных полях Северо-Востока СССР // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 30–42.
208. Шило Н.А., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Генетические типы и зональность размещения золотого и серебряного оруденения в пределах краевых вулканогенных поясов и сопряженных с ними структур // Вулканизм и вулканоструктуры. Тбилиси, 1980. С. 21–23.
209. Шило Н.А., Городинский М.Е., Гулевич В.В. и др. Золоторудные формации Олойской зоны // Геол. и геофиз. 1975. № 10. С. 3–10.
210. Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система – новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 5. С. 1174–1176.
211. Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе // Там же. Т. 213, № 6. С. 1385–1388.
212. Шило Н.А., Сидоров А.А. Минералогические и генетические особенности золоторудных месторождений // Минералогия и геохимия

рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. С. 3-14.

213. Шило Н.А., Сидоров А.А., Найбордин В.И., Гончаров В.И. Золоторудные формации Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 4. С. 901-904.

214. Шило Н.А., Сидоров А.А., Найбордин В.И. и др. Геологическая позиция различных типов золоторудных месторождений и их роль в создании минерально-сырьевой базы Северо-Востока // Проблемы развития производительных сил Магаданской области. Магадан, 1969. Т. 1. С. 90-101.

215. Шило Н.А., Тильман С.М., Бялобжевский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника Северо-Востока СССР // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 184-196.

216. Шило Н.А., Умитбаев Р.Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов - древняя сейсмофокальная зона // Геол. и геофиз. 1977. № 1. С. 158-165.

217. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.

218. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С. 3-33.

219. Штернберг А.А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования // Геология руд. месторождений. 1962. № 5. С. 13-19.

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

221. Эшимов Т.Э., Хамрабаева З.И. О хедлейите Чармитана (Западный Узбекистан) // Узб. геол. журн. 1974, № 4. С. 74-76.

222. Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 104 с.

223. Cabri L.J., Laflamme J.H. The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 7. P. 1159-1195.

224. Franck E.U. Water and aqueous solutions at high pressures and temperatures // Pure and Appl. Chem. 1970. Vol. 24, N 1. P. 13-20.

225. Kennedy G.C., Wasserburg G.Y., Heard U.C., Newton R.C. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // Amer. J. Sci. 1962. Vol. 260, N 7. P. 501-521.

226. Strokay K. Uber den Wehrlite (Pilsenit) // Ann. Hilt. Nat. Mus. Hung. 1946. Vol. 39.

227. Strunz H. Mineralogische Tabellen // 5 Aufl. Leipzig: Akad. Verlagsges. Geest und Porting K.-G. 1970. 621 p.

228. Thompson R.M. The telluride minerals and their occurrence in Canada // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 5/6. P. 1080-1099.

229. Warren H.Y., Peacock M.A. Hedleyite, a new bismuth telluride from British Columbia // Univ. Toronto Stud. Geol. Ser. 1945. Vol. 49. P. 55-69.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава I.</i>	
О природе золотого и серебряного оруденения в золотоносных структурах Северо-Востока и методах ее изучения	5
<i>Глава II.</i>	
Современные представления о строении региона и металлогении золота и серебра на Северо-Востоке СССР	9
Многоэпиклиналильные системы	9
Геосинклиналильные зоны на утоненной дорифейской коре	12
Эпгеосинклиналильная система	12
Охотско-Чаунская тектономагматическая система	13
<i>Глава III.</i>	
Золотоносные магматогебно-гидротермальные системы Охотско-Чаунской области тектономагматической активизации и прилегающих складчатых структур мезозойд	16
Вулканическая зона Охотско-Чаунской области	16
Перивулканическая зона Охотско-Чаунской области	44
Складчатые структуры мезозойд, прилегающие к Охотско-Чаунской области	64
<i>Глава IV.</i>	
Особенности минералообразования в разнородных рудоносных структурах Северо-Востока СССР	130
Минералого-геохимическая зональность и дискретность минералообразования	131
Типоморфные особенности самородного золота как индикаторы условий рудообразования ..	135
О соотношении золото-кварцевого и золото-редкометалльного оруденения	151
<i>Глава V.</i>	
О соотношения метаморфогенного и магматогебно минералообразования	153
<i>Глава VI.</i>	
Минералого-геохимические критерии прогноза золотого оруденения в магматогебных структурах Северо-Востока СССР	162
Оруденение вулканических зон	163
Оруденение перивулканической зоны	165
Оруденение складчатых зон структур сочленения с Охотско-Чаунской областью	166
Заклучение	168
Литература	173

Научное издание

ШИЛО Николай Алексеевич,
ГОНЧАРОВ Владислав Иванович,
АЛЬШЕВСКИЙ Александр Васильевич,
ВОРЦЕПНЕВ Владимир Васильевич,

**УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В СТРУКТУРАХ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
СССР**

*Утверждено к печати
Северо-Восточным комплексным
научно-исследовательским институтом
ДВО АН СССР*

Редактор *Н.Л. Казюкова*
Художник *Д.А. Шпаков*
Художественный редактор *Н.Н. Власик*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37067

Подписано к печати 27.05.88. Т — 01896
Формат 70X100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,0+0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 16,2. Уч.-изд. л. 18,4
Тираж 750 экз. Тип. зак. 327. Цена 3р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к изданию следующие книги:

Александров И.В. Геохимические факторы и парагенезисы элементов в гранитоидах. — 15 л. — 3 р.

С помощью корреляционных методов рассмотрены геохимические факторы, влияющие на распределение редких и рудных элементов в гранитоидах, и характеризующие эти факторы парагенезисы элементов. Данные приводятся для гранитоидов в целом, их петрографических и формационных типов, отдельных тектоно-магматических циклов и их стадий, некоторых регионов и находящихся в них отдельных массивов, а также для метасоматических и автосоматических образований в гранитах.

Для геологов и геохимиков.

Буренков Э.К., Кравченко Э.С. Геохимическая зональность апатит-магнетит-редкометалльных месторождений. — 10 л. — 2 р.

Работа посвящена новому подходу в прогнозе на глубину апатит-магнетит-редкометалльных оруденений на базе массовой геохимической информации. Рассматриваются неизвестные ранее особенности геохимической зональности месторождений Ковдор и Себвльяр, что позволило построить схему вертикального разреза с распределением основных элементов — индикаторов апатит-магнетит-редкометалльных руд в интервале 5 км.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. — 10 л. — 2 р.

Монография содержит большой экспериментальный материал автора по растворимости серы, хлора, фосфора в магмах, влиянию летучих на состав первичных жидкостей при частичном плавлении перидотитов мантии, дифференциации расплавов при растворении летучих, распределению компонентов между минералами, силикатными и солевыми расплавами и флюидом. С позиций теории флюидно-магматического взаимодействия рассмотрены генетические модели формирования рудоносных дифференцированных базитовых серий.

Для геологов, петрографов, геохимиков.

Д е р г у н о в А.Б. **Каледониты Центральной Азии.** — 20 л. — 4 р.

Монография является первым обобщенным описанием стратиграфии, магматизма и тектоники каледонид Алтае-Саянской области и Западной Монголии на основе современных представлений об океанической природе офиолитов и признания большой роли горизонтальных движений. В ней описано строение древне-го докаледонского обрамления, меланократового основания и самих каледонских покрово-складчатых сооружений, дана история формирования и сравнительная характеристика каледонид Казахстана и Северной Атлантики.

Для геологов, интересующихся региональной геологией и тектоникой.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга—почтой:"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

3 р. 90 к.

5038

