

**Б. Н. ЛАПИН
И. Н. ШИРОКИХ**

**ГЕОЛОГИЯ,
МЕТАСОМАТИЗМ
И ЗОЛОТОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ
ВОСТОЧНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 461

Б. Н. ЛАПИН, И. Н. ШИРОКИХ

ГЕОЛОГИЯ,
МЕТАСОМАТИЗМ
И ЗОЛОТОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ
ВОСТОЧНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ
(Алханайский район)

Ответственный редактор акад. В. А. Кузнецов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1981

Лапин Б. Н., Широких И. Н. Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья (Алханайский район).— Новосибирск: Наука, 1981.

В монографии приводятся результаты комплексного изучения одного из наиболее интересных золотоносных районов Забайкалья, включающего уникальные по природе и типу оруденения месторождения — Илинское и Дыбкисинское. Рассмотрены геолого-структурные особенности района, петрохимическая и геохимическая характеристики интрузивных и вулканогенных пород, показаны их пространственно-временные и генетические соотношения между собой, с постмагматической деятельностью и оруденением. Детально изучены минеральная и вещественная зональность, физико-химические и геохимические условия образования метасоматитов и рудной минерализации.

На этих данных обосновываются новые представления о структуре и генезисе месторождений и рудопроявлений золота, которые подразделяются на две самостоятельные формации, разорванные во времени юрским вулканизмом. Для каждой из формаций рассмотрены механизмы образования эндогенных ореолов Au и месторождений и разработаны поисковые критерии.

Книга представляет интерес для геологов широкого профиля — петрографов, вулканологов, рудников — и студентов.

Ил. 81. Табл. 26. Библиогр. 130.

Промышленное освоение недр Забайкалья, в том числе и попутная добыча золота, начинается с первой половины XVIII в. Так, в 1704 г. был пущен в эксплуатацию первый в Сибири Нерчинский сереброплавильный завод, затем построены Кутомарский (1764 г.), Шилкинский (1769 г.), Газимурский, Александровский и другие горнообогатительные предприятия.

Геологическое изучение этого края начали проводить спустя более чем столетие, оно было связано с именами таких исследователей, как Д. И. Лебедев, И. Г. Гмелин, С. И. Крашенинников, И. П. Фальк, Г. Ф. Мюллер, П. С. Паллас, Б. Б. Герман, Г. В. Рихман, И. А. Шлаттер, И. Д. Черский и др., составивших геологические карты отдельных рудных районов и заложивших основы учения о рудных месторождениях и основы горного дела [Шинкарев Л. И., 1974; Левченко С. В., Мозесон Д. Л., 1978].

Научные основы выявления региональных закономерностей размещения эндогенных месторождений, в том числе и золотых, их генезиса и перспектив освоения были заложены только в первой половине нашего столетия В. А. Обручевым, С. В. Обручевым, К. А. Салищевым, Ю. А. Библиным, С. С. Смирновым, В. С. Кормилицыным, А. Д. Щегловым и др. Все они подчеркивали ведущую роль глубинных разломов, определявших формирование отдельных структурно-формационных зон и их металло-генетическую специализацию.

Одна из таких зон в Восточном Забайкалье — Онон-Туринская. Она располагается западнее Агинского палеозойского массива и является крупным фрагментом сложного, кулисно построенного глубинного разлома, представляющего юго-западную ветвь Монголо-Охотского тектонического пояса.

В пределах Онон-Туринской зоны известен ряд проявлений и месторождений эндогенного золота, на формирование которых было высказано несколько точек зрения. Наиболее остро обсуждались рудопоявления и месторождения Алханайского района — Илинское и Дыбыксинское. Они изучались многими исследователями [Макаров Я. А., 1889; Герасимов А. П., 1899; Обручев В. А., 1963; Фогельман Н. А., 1964, 1965; Кузьмин А. М., Шубин Г. В., 1963; Шубин Г. В., 1961—1963; Шубин Г. В., Шевцов А. И., 1962; Горжевский Д. И., и др., 1970а; и др.], которые давали им различные оценки, причем на оценку перспектив золотооруденения в районе влияли представления о генезисе и формационном типе оруденения.

Одними геологами оно связывалось с процессами вулканизма, с образованием вторичных кварцитов и пропилитов и взрывным брекчированием вмещающих пород с последующим их гидротермальным изменением, другими — с явлениями постмагматической деятельности в зонах тектонических нарушений, выразившихся в формировании жильно-штокверкового оруденения в березитах.

При этом многие вопросы геологии золоторудных месторождений района оставались слабоизученными. Неясны были связь и соотношение в гидротермальном процессе продуктивной стадии минерализации, оставались противоречивыми роль, форма и место магматической деятельности, природа рудоносных брекчий, общие вопросы тектоники. Недостаточно были освещены особенности минерального состава, зональности и золотоносности метасоматически измененных пород и брекчий и практически не исследованы геохимические и физико-химические условия образования месторождений. Именно эти вопросы, с различной степенью детальности, рассматриваются в настоящей монографии.

В основу предлагаемой работы положен материал, полученный сотрудниками рудного отдела Института геологии и геофизики СО АН СССР. В полевых и камеральных работах кроме авторов принимали участие И. П. Щербань, А. С. Борисенко, Г. А. Боровикова, В. Н. Скороходов и В. С. Зубков. Оформлением текста и графики занимались С. С. Велинская, С. Г. Моторин, Ф. Ф. Плечков и В. В. Скорицкая.

Основной труд по составлению текста и графических приложений для I части книги выполнен Б. Н. Лапиным, II — И. Н. Широких. Кроме того, в составлении главы 2 (часть II) участвовала Г. А. Боровикова, производившая определение рудных минералов; главы 3 (часть II) — А. С. Борисенко и В. Н. Скороходов, которые изучали физико-химические условия постмагматического минерало- и рудообразования. Общее руководство работами осуществлял академик В. А. Кузнецов.

Авторы пользуются случаем принести своим коллегам искреннюю признательность. Особую благодарность они выражают Э. Г. Дистанову и Ю. Г. Щербакову за критические замечания, обсуждение и советы, направленные на улучшение работы в целом.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

В геологическом строении Алханайского района принимают участие осадочные и метаморфические комплексы протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста, расположенные главным образом в восточной его части. Значительную территорию занимают интрузивные и эффузивные породы, которые распространены в центре и на западе района. Детальность изучения геологических комплексов была различной, и потому для некоторых толщ приводится только краткая характеристика, а для других образований, явившихся основным объектом наших исследований, дается более детальное и развернутое описание. Это относится к верхнеюрским вулканогенным образованиям, в составе которых, кроме лавовых потоков, известны обломочные образования — вулканические брекчии (туфобрекчии и лавобрекчии), магматические тела и тектонические брекчии, выраженные в районе линейными зонами разрывных дислокаций.

Ниже приводится краткая характеристика стратиграфических осадочных комплексов района, установленных в результате ранее проведенных геологосъемочных и тематических работ.

Протерозойские образования, обнаруженные на севере района, слагают небольшой клин кристаллических пород, объединенных в Малханскую серию. В состав этой серии входят гнейсы, хлорит-серицитовые, кварц-эпидот-серицитовые сланцы с прослоями кристаллических известняков. По данным В. В. Старченко и других исследователей, возраст Малханской серии определяется как нижний протерозой.

Палеозойские образования развиты только на востоке района по правому и левому бортам р. Иля, где слагают тектонический блок, зажатый между двумя широтными разломами. Представлены они осадками девонской системы, расчлененными на ряд свит, в составе которых преобладают чередующиеся между собой песчаники, алевролиты, известняки и различные известковистые осадки. Для этих пород наиболее характерны бурый, вишневый и темно-коричневый цвета, обусловленные процессами окисления железосодержащих минералов. Осадочные толщи девонского возраста собраны в крутые складки восток-северо-восточного простирания.

Мезозойские образования распространены повсеместно. Они известны на юге района, в центральной части и далеко прослежены в северо-восточном направлении за пределами изученной территории. Мезозойские образования представлены осадками трех систем: триасовой, юрской и меловой, сменяющими друг друга с юга на северо-восток.

Т р и а с о в а я система включает только нижний отдел, который расчленен на две свиты — тулутайскую и агинскую. Состав обеих свит более или менее однообразен и выражен лишь осадочными породами: песчаниками, глинистыми сланцами, гравелитами, конгломератами. Преобладают тонкослоистые и косослоистые песчаники, образующие с другими пачками широкие брахискладчатые структуры. Последние выявлены еще

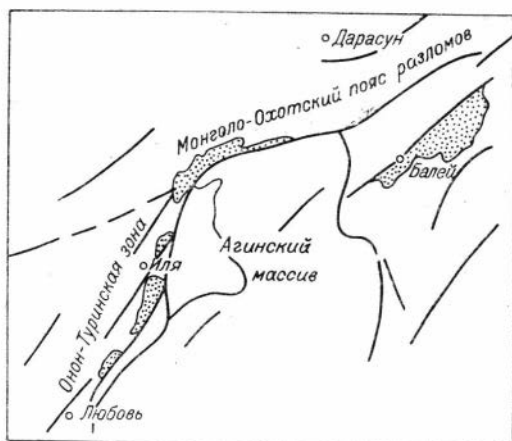


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Восточного Забайкалья.

недостаточно полно ввиду значительной затаеженности мест их распространения на южных склонах горы Алханай.

Юрская система, являвшаяся предметом нашего детального изучения, сложена верхним отделом, объединяющим по данным прошлых работ две свиты — сохондинскую и джаргалантуйскую. Обе свиты включают в свой состав только вулканогенные образования, которые распространены главным образом в центре территории и выражены крупной вулcano-купольной структурой горы Алханай. Подробная

характеристика их приводится ниже.

Меловая система представлена в районе только нижним отделом, сложенным песчаниками и алевролитами, аргиллитами и конгломератами с характерными пластами и прослоями бурых углей. Меловые осадки, заполняющие наложенные мульды, отмечаются спокойным залеганием, которое осложняется, нередко очень значительно, у шовных дизъюнктивных нарушений. Вблизи этих разрывов в некоторых местах отмечаются даже опрокинутые залегания.

Четвертичная система. Современные отложения не расчленены, хотя и распространены повсеместно. Они представлены делювиальными отложениями, покрывающими склоны логов и долины рек. Среди них наиболее распространены грубокластические неотсортированные образования, слабо цементированные песками и галечниками.

На вершине горы Алханай и его склонах широко распространены крупноглыбовые развалы вулканогенных пород (курумы) и конуса выноса пород смешанного состава (шлейфы), среди которых встречаются обломки интрузивных, вулканических и осадочных пород. В заболоченных местах и заливных лугах отмечаются пески, суглинки и глины, в руслах рек — галечниковые и гравелитовые отложения. Последние по некоторым притокам р. Илья содержат золотые россыпи, разрабатывающиеся в течение многих лет.

Магматизм. Интрузивные образования района представлены тремя магматическими комплексами: кыринским, алханайским и илинским. Первый, сложенный триасовыми гранитоидами, развит очень широко, занимая все долины притоков р. Илья. Два других комплекса образуют дайковые поля, фиксируемые либо производными вулканических извержений, либо зонами тектонических нарушений. Более подробная характеристика пород каждого комплекса приводится ниже.

Тектоника района обусловлена принадлежностью его к Ойон-Туринскому структурному шву, представляющему собой лишь небольшой фрагмент более крупной структуры Монголо-Охотского пояса глубинного разлома планетарного значения. В тектоническом плане Ойон-Туринская зона является западной границей Агинского палеозойского массива и областью активного проявления мезозойского вулканизма (рис. 1).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Вулканогенные образования Онон-Туринской зоны Забайкалья участвуют в сложении мезозойских толщ, заполняющих серию депрессионных структур. Они располагаются цепочкой вдоль зоны и в зависимости от рельефа фундамента и степени эрозионного среза имеют разнообразные размеры и форму. По данным гравиметрических работ все депрессии отмечаются минимумом силы тяжести.

Вулканогенные породы Алханайского района представляют собой, по нашим данным, производные единого вулканического аппарата, слагающего в районе самую высокую гору — Алханай. Это — сложная вулканокупольная структура с центральной жерловиной из вулканических брекчий (вершина горы) и многочисленными лавовыми потоками, веером расходящимися в разные стороны от жерловины. Протяженность самых нижних вулканогенных образований (туфобрекчий, лавобрекчий), бронированных продуктами последующих извержений вулкана, составляет 8—10 км. Вышележащие лавовые потоки, более подверженные процессам разрушения, значительно короче. В пониженных частях Алханайского вулкана кое-где обнажаются комагматичные эффузивам среднезернистые гранодиориты предположительно сохондинского комплекса (интрузия под вулканом). Фундаментом всего стратовулкана служат домезозойские осадочные породы, представленные песчаниками, гравелитами и конгломератами, и гранитоиды кыринского комплекса герцинского возраста, образующие в Южно-Даурском поднятии крупный батолит (рис. 2).

Другие поля развития вулканогенных пород — это останцы от эрозии лавовых потоков Алханайского стратовулкана или корни древних паразитических вулканов (сателлитов), представленных массивами жерловой фации, а также скоплением неотсортированных туфобрекчий и спекшихся туфов, образовавшихся в результате извержения направленных взрывов при пароксизмальных выбросах кислой магмы. Диаметр всей вулканической постройки, по-видимому, составлял 25—30 км.

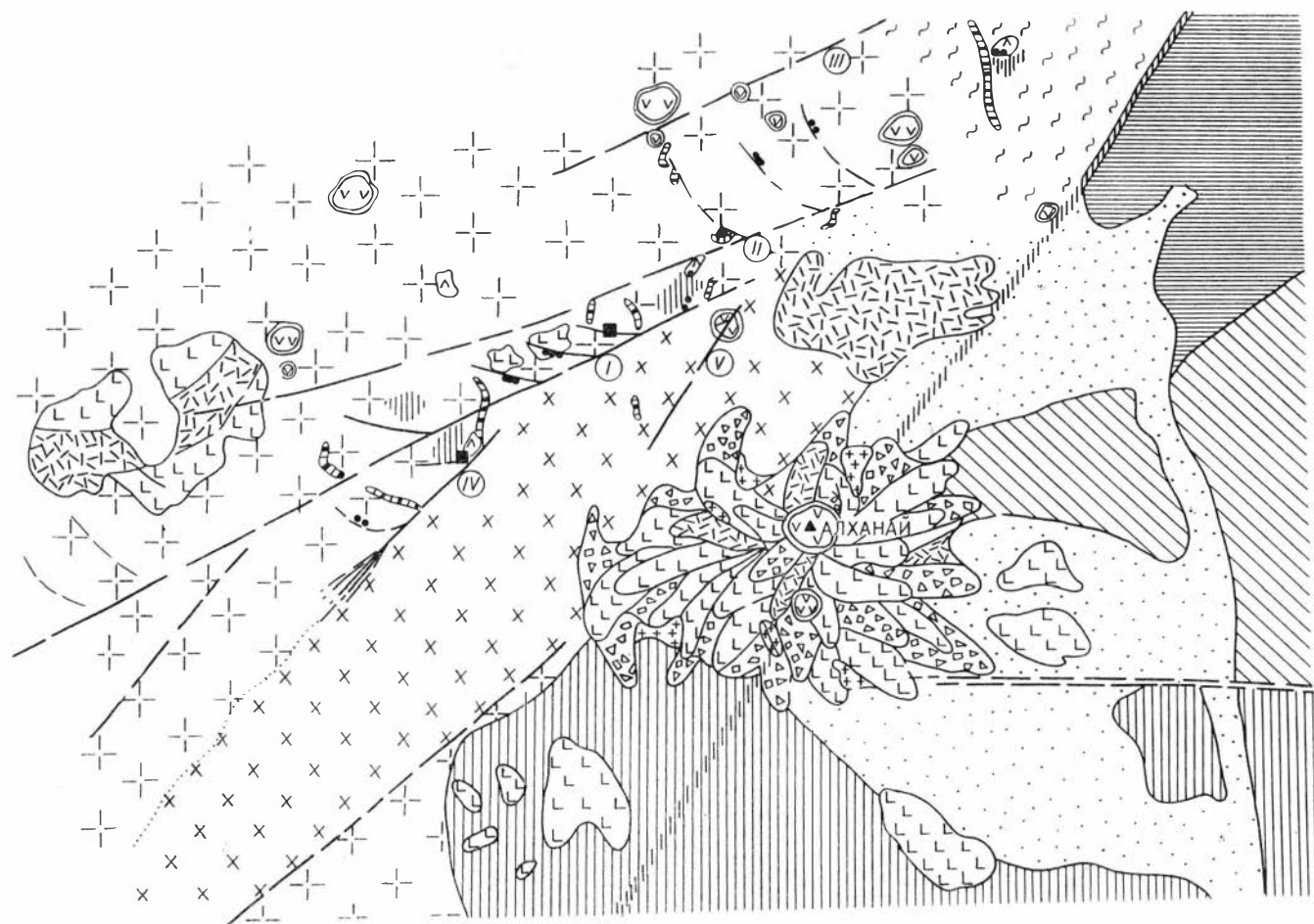
Комплекс верхнеюрских вулканогенных образований в Туринской зоне Алханайского района был разделен ранее на две свиты: сохондинскую и джаргалантуйскую [Старченко В. В., 1958]. Однако по целому ряду особенностей геологического строения толщ развитые в бассейне р. Иля эффузивы, туфы и вулканические брекчий должны рассматриваться как единый комплекс вулканогенных образований Алханайского вулкана и потому представлять только одну свиту — алханайскую (местный аналог джаргалантуйской свиты всей Онон-Туринской зоны).

Взяв за основу последовательное чередование лавовых потоков и пластов туфов и туфобрекчий в долине р. Салия (правый приток р. Иля) и проследив это чередование до вершины горы Алханай, мы смогли составить следующую стратиграфическую колонку алханайской свиты снизу вверх (рис. 3):

1. Туфобрекчий смешанного состава. Преобладают угловатые обломки различных вулканогенных пород, среди которых встречаются измененные осадочные и интрузивные: песчаники и гранодиориты. Последние принадлежат, по-видимому, к породам основания вулкана, вынесенным при извержении вместе с обрывками лав и обломками минералов. В условиях плохой обнаженности подножия вулкана мощность подстилающих туфобрекчий определена ориентировочно в 45 м.

2. Дацитовые порфиры субщелочного состава. Мощный лавовый поток очень характерных светло-серых редкопорфировых эффузивов. В этих породах даже простым глазом легко различимы четкие выделения ортоклаза и кварца. Микроскоп показывает микропойкилитовое сложение основной массы, в которой беспорядочно расположены еще и мелкие листочки биотита. Оптимальная мощность потока составляет 50 м.

3. Андезитовые порфириты. Мощная пачка, состоящая из нескольких чередующихся лавовых потоков. Все они имеют очень темную окраску и отличаются друг от друга количеством порфировых выделений и плотным или мипдалекаменным сложением.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19

нием. Под микроскопом породы выглядят очень измененными: порфировые выделения и основная масса забиты вторичными продуктами, развивающимися по порообразующим минералам. Суммарная мощность около 100 м.

4. Туфы мелкообломочные. Породы литифицированы и обломочная текстура узнается с большим трудом. В обломках встречаются только породы вулканического происхождения. Мощность 10 м.

5. Андезитовые порфириты субщелочные. Также очень мощная пачка, состоящая, несомненно, из нескольких лавовых потоков, которые неплохо выражены в рельефе местности и в структуре. Отдельные лавовые потоки образуют ступени на склоне горы Алханай, заметные особенно издали, со стороны долины р. Салия, пос. Красноярovo и дороги Дарасун—Дульдурга. Все породы темного цвета, редко- и мелкопорфировые, плотного сложения. Микроскопическое изучение шлифов этих пород устанавливает наличие мелких зерен измененной роговой обманки и листочков зеленовато-бурого биотитоподобного минерала (стильпномелана?) и апатита. Мощность всей пачки составляет не менее 90 м.

6. Андезитовые порфириты субщелочные многопорфировые. Отличительной особенностью этой пачки, состоящей не менее чем из трех лавовых потоков, является обилие порфировых выделений полевого шпата — ортоклаза и плагиоклаза. В остальном по составу эти эффузивы аналогичны нижележащим лавам. Суммарная мощность достигает 50 м.

7. Туфобрекчии смешанные. Породы представлены типичными пирокластическими образованиями с явной обломочной текстурой. Это пестрые по сложению литокристаллокластические туфы и туфобрекчии с широким набором минералов и пород — осколков лав андезитового и дацитового состава. Существенное значение здесь имеют осколки порфировых выделений кварца и плагиоклаза, которые в нижележащих лавах либо совсем отсутствовали, либо встречались очень редко и спорадически. Мощность этой пачки по р. Салия составляет 60 м.

8. Андезито-дацитовые порфиры субщелочные. Мощная пачка лавовых потоков, четко выделяющихся ступенями на склоне вулкана. Все они — умеренно порфировые породы, содержащие вкраплениями разного размера. Более крупные слагают зерна плагиоклаза, мелкие — ортоклаза. Породы содержат свободный кварц, а также зерна биотита и апатита. Промежуточный состав пород устанавливается и по основной массе, которая имеет аллотриоморфно-пилотакситовую структуру. Суммарная мощность всех лавовых потоков, по-видимому, превышает 130 м.

9. Дацитовые и риолит-дацитовые порфиры составляют последнюю вулканогенную пачку эффузивных тел, развитых на широкой вершине горы Алханай. Это наиболее кислые субщелочные излияния вулкана, обладающие вишнево-серой окраской, стекловатым обликом и сложноплощчатой флюидалностью. При этом отдельные лавовые потоки, имеющие до 15—20 м мощности, залегают в общем полого с малым наклоном на север и северо-восток. Широкое развитие курумов, сгладивших естественные коренные выходы эффузивов, затрудняет картирование отдельных лавовых потоков, суммарная мощность которых превышает 60—70 м.

Вулканические брекчии, развитые гипсометрически выше — на вершине горы Алханай, выполняют главный жерловый канал вулкана и потому в подсчет суммарной мощности всех вулканогенных образований нами не принимались. Только по развалам (курумы) крупных и мелких обломков вулканических брекчий можно судить сейчас о размерах канала и строении центрального массива жерловой фации крупнейшего в районе Алханайского вулкана (рис. 4).

Общая мощность всех перечисленных вулканогенных пород Алханай с северной стороны по долине р. Салия, составляет немногим более 600 м.

Рис. 2. Схема геологического строения Алханайского района (по Б. Н. Лапину, И. Н. Широких).

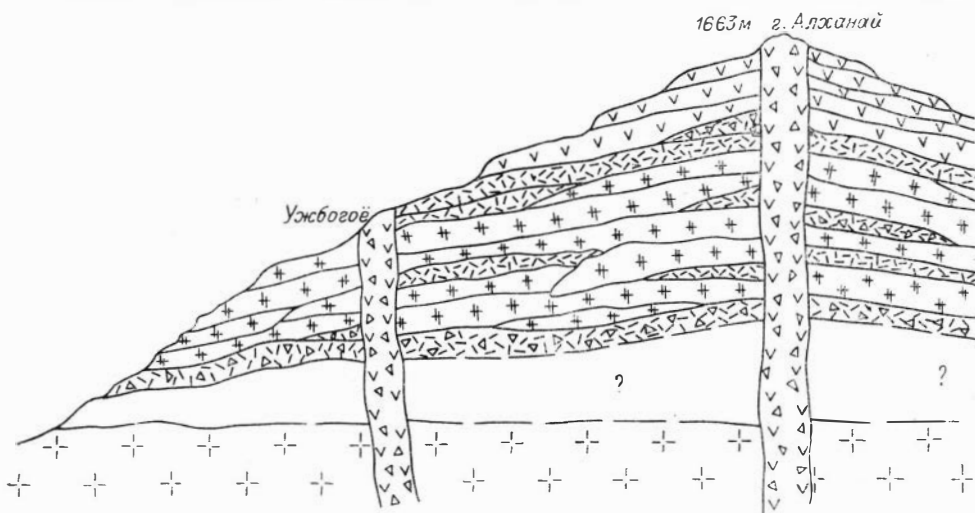
1 — четвертичные отложения — пески, галечники, суглинки, глины; 2 — меловая система, нижний отдел — песчаники, алевролиты, аргиллиты с бурыми углями, конгломераты; 3—6 — юрская система, верхний отдел — алханайская свита (эффузивно-пирокластическая); 3 — риолито-дацитовые и андезитовые лавы субщелочного состава, 4 — лавобрекчии кислых эффузивов, 5 — туфобрекчии, туфы, спекшиеся туфы кислого и смешанного состава, 6 — массивы жерловой фации — лавобрекчии риолитовых порфиров; 7 — триасовая система, нижняя толща (тулутайская и агинская свиты) — песчаники, глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты; 8 — девонская система — песчаники, алевролиты, известняки; 9 — протерозой нижний? (малханская серия) — гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы. Интрузивные образования: 10 — сохондинский комплекс — мелко- и среднезернистые субщелочные граниты и гранодиориты; кыринский комплекс: 11 — биотитроговообманковые среднезернистые порфировидные и крупнозернистые граниты, 12 — гранодиориты со шпировыми образованиями аплитов, гранитов и диоритов, 13 — диориты мелкозернистые порфировидные; 14 — Туринский тектонический шов (зона); 15 — зоны дробления, брекчирования, трещиноватости (а — прослеженные, б — предполагаемые); I — Байца-Дыбыкская, II — Илинская, III — Шиногдинская, IV — Дыбыска - Славянская, V — Байца-Курлуктинская; 16 — золоторудные месторождения; 17 — коренные рудопоявления золота; 18 — россыпные месторождения золота отработанные; 19 — кварц-турмалиновые метасоматиты.

Алханайская свита	Верхняя подсвита	75	Дацитовые и риолит-дацитовые порфиры субщелочные, флюи — дальные
		130	Андезит-дацитовые и дацитовые порфиры субщелочные
		60	Туфобрекчии смешанного состава
	Нижняя подсвита	50	Андезитовые порфириты субщелочные многопорфировые
		90	Андезитовые порфириты субщелочные мелкопорфировые
		10	Туфы мелкообломочные
		100	Андезитовые порфириты субщелочные миндалекаменные
		50	Дацитовые порфиры субщелочные
		45	Туфобрекчии смешанного состава
		?	Гранитоиды кыринского комплекса
		+	+

Рис. 3. Стратиграфическая колонка верхнеюрских вулканогенных отложений горы Алханай в верхнем течении р. Салия.

Если же принимать во внимание фациальные особенности вулканогенных пород района и способы их образований, то общая мощность всех отложений будет значительно больше. Приведенный разрез показывает грубо двучленное строение всей толщи, у которой нижние горизонты (лавы и туфы) имеют субщелочной андезитовый состав, а верхние — субщелочной дацитовый и риолитовый. Эти две неравнозначные части разреза разделены смешанными туфами и туфобрекчиями (пачка 7), которые, вполне вероятно, могут иметь не только местное значение. Возможно, что в других районах мощность этих туфобрекчий будет значительно больше и тогда последние могут послужить маркирующим горизонтом на более значительной площади развития вулканогенных пород алханайской свиты.

Примером чередования верхнеюрских вулканогенных пород являются также лавы и пирокластические образования, распространенные на горе Грищевской. Здесь эффузивы и туфы, образующие два разобщенных поля, занимают вершинные части горы и перекрывают гранитоиды кыринского



комплекса. Вулканические образования, отражая лишь фрагментарно общий разрез алханайской свиты, имеют северо-западное простирание и сравнительно небольшую мощность. Структура вулканогенной толщи горы Грищевской выяснена пока недостаточно, тем не менее еще Г. В. Шубин, проводивший исследования геологии района, справедливо указал на то, что все вулканогенные породы горы Грищевской являются производными древнего Алханайского вулкана [Шубин Г. В., 1962, с. 60], а не остатками самостоятельного вулканического сооружения, как это считал В. А. Обручев [1963], а впоследствии и некоторые геологи Читинского геологического управления и Комплексной экспедиции МЦМ СССР. Подобное мнение об этих породах как о лавах высказали и геологи МГРИ В. В. Аристов и Б. Н. Королев, сопоставив порфиры горы Грищевской с лавовыми потоками верхней части горы Алханай.

По данным В. П. Белоцерковца и нашим наблюдениям, разрез складывается послойным чередованием эффузивных и пирокластических пачек, имеющих устойчивое северо-восточное падение. В настоящее время представляется, что вся толща, имевшая первоначально пологое залегание, была взброшена по оперяющему нарушению Байца-Дыбыкшинской зоны с юго-запада на северо-восток. Шарнирное перемещение западной части эффузивного поля привело к крутым углам падения пород у зоны нарушения, которые заметно выполаживаются в восточном направлении. Общая мощность вулканогенных образований, как и отдельных горизонтов эффузивов и туфов горы Грищевской, определена ориентировочно. От диагонального лога в направлении на восток наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх):

1. Риолит-дацитовые порфиры субщелочные. Это светло-серые с бурым оттенком породы, мелкопорфировые и сложнофлюидальные. Замеры господствующего направления флюидальности показывают, что эти лавы имеют довольно крутые падения, достигающие иногда 60—70°. Мощность эффузивной пачки переменная — 50—75 м.

2. Туфы перемещенные и туфопесчаники плохо отсортированные. Породы этих вулканомиктовых образований характеризуются смешанным составом обломков. Преобладают измененные эффузивы и среди них обломки кислых лав, в том числе сферолитовых и перлитовых. Встречаются осколки минералов и осадочных пород. Мощность 80 м.

3. Туфобрекчии крупнообломочные неотсортированные и плохо окатанные. Это, по-видимому, тоже вулканомиктовые породы, испытавшие лишь незначительные перемещения. Обломки в большинстве своем угловатые, представлены почти только кислыми лавами с четкой перлитовой текстурой. Цемент крупноосколочный. Граница между туфобрекчиями и лежащими ниже туфопесчаниками постепенная, взаимопереходная. Мощность всей пачки 100 м.

4. Риолитовые порфиры субщелочного состава. Очень характерный лавовый поток, изобилующий различными сферолитовыми образованиями и литофизами (см. Прил. 2, фиг. 1). Последние образуют цепочки и полосы, а иногда и неправильные пятна и скопления. Мощность 30 м.

5. Риолитовые и риолит-дацитовые порфиры субщелочные. Породы обладают четкой мелкоплойчатой флюидальностью, редко-мелкопорфировой структурой; по своему строению они довольно однообразны и трудно поддаются расчленению. Они занимают

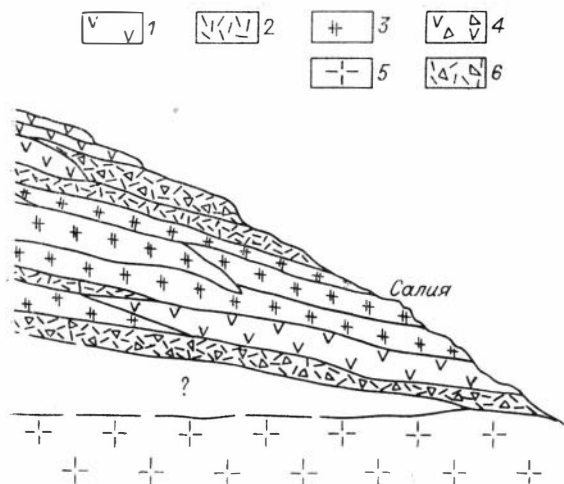


Рис. 4. Гипотетический разрез вулcano-купольной структуры горы Алханай.

1 — лавовые потоки риолитового и риолит-дацитового состава; 2 — туфы и туфобрекчии смешанные; 3 — лавы андезитового состава; 4 — лавобрекчии риолитового состава (массивы жерловой фации); 5 — гранитоиды кыринского комплекса, 6 — туфы и туфобрекчии кислого состава.

самую вершину горы Грищевской и, вероятно, завершают весь разрез вулканогенных образований. Мощность пачки 100 м. Общая мощность разреза — 360—380 м.

Вулканогенные породы, развитые на водоразделе рек Верх. Тангая и Байцакан также представлены субщелочными образованиями, но здесь преобладают андезитовые порфиристы, с небольшим развитием кислых разновидностей и их туфов. Они залегают на гранитах кыринского комплекса и отвечают самым нижним горизонтам разреза алханайской свиты. Простираение пород северо-восточное, падение северо-западное; мощность отложений неполная и составляет только 250—300 м.

Большое поле вулканогенных пород, известное по правому борту р. Иля между реками Байца и Салия, сложено из хаотично расположенных почти бесструктурных неотсортированных туфобрекчий, среди которых встречаются и спекшиеся туфы (игнимбриты). Мощность этих отложений определяется с большим трудом. Принимая границу туфобрекчий при их пологом залегании на кыринских гранитах за основание толщи и прослеживая ее вверх до максимальных отметок водораздельных пространств их распространения, получаем общую мощность порядка 200—250 м. Такие внушительные по мощности толщи могут быть образованы скорее всего при пароксизмальных извержениях направленных взрывов, проявляющихся на некоторых вулканах, изобилующих кислыми магмами.

По данным работ И. Н. Томсона и др. [1963, 1964], а также Н. М. Полевой и Н. И. Тихомирова [1962], возраст вулканогенных пород района датируется в настоящее время верхней юрой. Анализ образцов наших сборов с Алханайского стратовулкана и сопки Грищевской, проведенный в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, показал некоторое расхождение с ранее известными данными и датировал их нижней юрой (табл. 1)*.

Субвулканические интрузии, комагматичные юрским эффузивам, в Алханайском районе развиты довольно широко. Они представлены трубками, некками и отвечают по фациальному положению типичным массивам жерловой фации. Достоверно закартированные массивы жерловой фации слагают неск. центральной жерловины Алханайского вулканического сооружения и многочисленные неск. побочных вулканов, расположенных на размытом склоне в самых различных местах. Такие корни побочных вулканов-сателлитов, сложенных различными лавобрекчиями, известны на юге горы Алханай в долине пади Ужбогой и на севере по рекам Верх. Тангая, Улетуй, Шиногда, Делюн, Бол. Джармагатай и Байца. Вероятно, подобных неск., фиксирующих места расположения бывших вулканов-сателлитов, в Алханайском районе значительно больше, но по условиям плохой обнаженности они пока не все еще выявлены и изучены. Наименее изучена в этом отношении западная часть Алханая.

Следует сказать, что некоторые исследователи, занимавшиеся картированием и изучением этих образований ранее ([Фогельман Н. А., 1964, 1965], а также Б. Н. Королев, В. Н. Сороченко, Г. И. Пушникова, А. И. Шевцов, В. П. Белоцерковец и др.), считают их эксплозивными или эруптивными брекчиями и туффизитами, связанными с позднеюрским комплексом даек и малых интрузий, сложенных фельзитами, порфирами, ортофирами.

Общим для всех перечисленных массивов жерловой фации является форма тел, строение и состав слагающих их пород. Даже размеры жерловых тел, исключая главное тело на горе Алханай, сопоставимы. Во всех известных случаях форма тела — это трубка (некк) с округлыми или неправильно изометричными в плане очертаниями. Они слагают чаще повышенные формы рельефа и располагаются на вершинах гор (Алханай), на водоразделах рек (Верх. Тангая, Улетуй, Шиногда, Делюн) и встречаются на склонах речных долин (Ужбогой, Бол. Джармагатай, Байца).

* Все таблицы помещены в конце книги в Прил. 1.

Почти для всех тел характерно зональное строение, выраженное в последовательной смене структуры и текстуры пород от периферии к центру. Например: фельзиты, порфиры, порфировидные мелкозернистые породы (Иногда), или — мелкообломочные брекчии волочения краевых зон у контактов (фиг. 2) и вулканические брекчии вязких флюидалных лав в центральной части (Улотуй, Ужбогой). Флюидалность вулканических лавобрекчий, имеющая самые причудливые очертания, в вертикальном срезе тел часто выражается грибообразной формой, образованной выдавливанием вязких масс по каналу вулкана. Таким образом, брекчиевая структура пород получалась не в результате эксплозий и взрывов, а в результате неравномерного движения разных частей (полос) полужесткой, очень вязкой магмы, способной изгибаться, коробиться, ломаться и наползать (фиг. 3). Этот же механизм выдавливания вязких масс способствовал и образованию брекчий волочения и трения в краевых зонах, в которых среди обломков вулканогенных пород встречаются и обломки вмещающих гранитов кыринского комплекса. Отдельные тела жерловой фации зонального строения не имеют (Делюн) и сложены обломками пород и минералов различной формы и размеров, и в этом случае такие образования очень сходны с нормальными туфами или вулканомиктовыми обломочными породами. Критерием для отнесения их к жерловой фации служит взаимоотношение с вмещающими гранитами.

Массив центрального жерла Алханайского вулкана завален крупными глыбами и обломками (курумы), и потому его внутреннее строение изучено недостаточно полно. Однако даже по развалам глыб различных пород улавливается его зональное строение: у контакта развиты мелкообломочные образования, ближе к центру — флюидално-плосчатые вулканические брекчии и лавобрекчии (фиг. 4).

Состав пород жерловых массивов однообразен и полностью отвечает составу многочисленных разновидностей лав Алханайского вулкана второй половины его разреза. Преобладают кислые субщелочные риолитовые и дацитовые порфиры (трахидацитовые и трахилипаритовые порфиры) и их брекчии и реже субщелочные гранодиориты.

Собственно субвулканические (близповерхностные) интрузивные тела, которые при вулканических процессах и выбросах части магмы из жерла вулкана не получили выхода на поверхность, известны в пониженных областях Алханайского стратовулкана в урочище Ужбогой, в вершинах рек Курлукта и Салия. Тела эти представлены небольшими штоками мелко- и среднезернистых, иногда порфировидных гранитов и гранодиоритов, которые внедрялись в собственные накопления конуса, вызывали незначительное ороговикование или окварцевание вмещающих пород. По данным В. Д. Козлова и др. [1975], все подобные интрузии и в других районах были объединены в сохондинский интрузивный комплекс, который впервые выделен в начале 60-х годов в районе горы Сохондо на юге Онон-Туринской зоны.

Петрографическая характеристика вулканогенных пород

Состав юрских вулканогенных пород Алханайского района относительно простой и укладывается в диапазон риолит—андезит. Более основные разновидности встречаются очень редко и, по-видимому, не образуют самостоятельных тел (потоков), представляя лишь части потоков андезитовых лав, у которых увеличено содержание темноцветных и рудных минералов. Следует подчеркнуть, что почти все известные разновидности эффузивов (кислые и средние) — это субщелочные породы, содержащие повышенное количество щелочей, в том числе калия. По сумме щелочей вулканогенные породы Алханайского района занимают промежуточное положение между щелочными породами и нормальными щелочноземельными. Последние

развиты незначительно, встречаются эпизодически и являются скорее исключением. Все разнообразие пород можно свести к следующим основным типам:

- 1) риолитовые порфиры субщелочные (трахилипаритовые);
- 2) дацитовые порфиры субщелочные (трахидацитовые);
- 3) андезитовые порфириты субщелочные (трахиандезитовые);
- 4) пирокластические отложения субщелочного состава, среди которых отмечаются: туфобрекчии, туфы, в том числе пепловые, спекшиеся туфы или игнимбриты, туфопесчаники и туфоконгломераты.

Трахилипаритовые порфиры участвуют в сложении лав верхней части Алханайского вулканического сооружения, встречаются на горе Грищевской, на водоразделе рек Тангая и Байцакан и среди пород многочисленных тел жерловой фации. Эти ультракислые субщелочные эффузивные образования развиты в общем незначительно и иногда находятся только в поверхностных частях лавовых потоков, представленных тонкофлюидальными или шаровыми (сферолитовыми) породами (фиг. 1, 5). Порфиры окрашены в светло-серые, светло-бурые и розовые тона, почти всегда обладают плейчатой флюидалностью и редкопорфировым сложением. Среди трахилипаритовых порфиров обычны лавобрекчии, которые особенно широко развиты в массивах жерловой фации.

Количество порфировых выделений, представленных плагиоклазом и ортоклазом, не превышает 5—7% всей массы породы. Размер фенокристов варьирует от 0,1 до 0,4—1,5 мм. Преобладают зерна ортоклаза либо плагиоклаза, или они находятся в равных количествах. Только под микроскопом обнаруживаются выделения мелких листочков биотита, приуроченных обычно к гломеровым скоплениям зерен полевого шпата.

Основная масса кислых эффузивов разнообразна: повсеместно развиты такситовые текстуры и двойные-тройные комбинированные структуры. Широко распространены флюидалные (фиг. 6) и перлитовые (фиг. 7) текстуры, аллотриоморфные и фельзитовые, фельзит-сферолитовые (фиг. 8) структуры и их комбинации. Встречаются редкие сферолит-аллотриоморфные образования (литофизы, фиг. 9), где в сложном сферолитовом агрегате имеют место обособления в виде розеток и сегментов, сложенных отдельно из зерен плагиоклаза и ортоклаза. Любопытно, что эти литофизы (капля в капле) не подчиняются первичной флюидалности. По-видимому, образование сферолитов и разделение сегментов по составу на две несмешивающиеся жидкости происходило в полупластичной массе, после того как были обозначены следы ее течения. Породы сравнительно обогащены акцессорными минералами, часто встречается апатит, реже — сфен и ортит.

Вторичные продукты замещения породообразующих минералов распространены умеренно. Среди них всегда находятся пелитовая масса и серицит. Реже можно встретить хлорит, кальцит, эпидот. Отмечается также широкое развитие мелких листочков стильномелана, особенно среди лав Алханайского стратовулкана в верховьях р. Салия.

Особое место занимают лавобрекчии трахилипаритовых порфиритов массивов жерловой фации. Они выполняют краевые или центральные части некков, обладают четкой брекчиевой текстурой и сложной, преимущественно вертикальной флюидалностью. В центральном жерловом массиве горы Алханай обломки пород имеют реакционную кайму изменения, обогащенную глинистым плохо поляризующим свет минералом (фиг. 10). Распространены также и обломки кислых лав с очень характерной перлитовой текстурой (см. фиг. 7).

Трахидациитовые порфиры распространены в верхней части вулканических отложений Алханая и совместно с более кислыми риолитового состава эффузивами составляют вторую половину всего разреза алханайской свиты. Внешне дацитовые порфиры мало чем отличаются от более кислых лав, имеют буроватую окраску и также изобилуют шаровыми

и сферолитовыми образованиями со сложным рисунком флюидалности. Более точная диагностика этих пород чаще возможна только после микроскопического изучения и оценки валового химического состава.

В шлифах породы дацитового состава обнаруживают редкопорфировую структуру и сложно комбинированную структуру основной массы. Фенокристы представлены плагиоклазом и ортоклазом; те же минералы участвуют в сложении и основной массы, которая имеет аллотриоморфно-зернистый, аллотриоморфнофельзитовый (фиг. 11), сферолитовый (фиг. 12) и аллотриоморфнотрахитовый рисунок. Встречаются очень оригинальные бобовидные текстуры, образование которых объясняется расположением пылевидного рудного вещества вокруг изометричных зерен щелочного полевого шпата. Напоминающие близко миндалекаменные лавовые потоки, бобовидные трахидацитовые порфиры между тем являются плотными, литоидными образованиями, у которых отсутствовали газовые пустоты — миндалины (фиг. 13).

Среди кислых пород алханайской свиты развиты и промежуточные разновидности субщелочных эффузивов — риолит-дацитовые порфиры, обладающие особенностями строения и состава тех и других. Кроме основных порообразующих минералов — плагиоклаза, ортоклаза и кварца — эти породы всегда содержат небольшие листочки биотита и очень часто обогащены вторичным слюдястым минералом — стильпноmelаном. Возможно, что промежуточные породы по составу распространены в районе значительно шире, чем это представляется в настоящее время, и не исключено, что именно они и являются типичными представителями субщелочной кислой магмы, поставившей материал на поверхность при вулканических извержениях. Дациты же и риолиты, как крайние члены этой магмы, играют роль только в качестве дифференцированных разновидностей. Дальнейшие исследования петрографии вулканогенных пород района позволят получать материалы для более точного решения этого вопроса.

Трахиандезитовые порфириты слагают нижнюю половину разреза вулканогенных пород Алханая и широко распространены в вершинах рек Курлукта, Байца, Салия, Ужбогоё и других, берущих начало со склонов этой горы. Однако в удалении от Алханая, в местах распространения эффузивов, таких как гора Грищевская, р. Верх. Тангая, в междуречье Иля — Салия — Джармагатай, андезитовые порфириты не известны.

Внешне андезитовые порфириты — это темно-серые, иногда почти черные породы, обладающие плотным сложением. Мелкие миндалины наблюдаются только под микроскопом. Количество порфировых выделений сильно варьирует, встречаются редкопорфировые лавовые потоки и имеются эффузивы, у которых выделения составляют почти 45—55% всей массы. Однако такие породы с невадитовой структурой в количественном отношении распространены умеренно. Фенокристы разнообразны и представлены как стандартными для андезитовых лав минералами — плагиоклазом и роговой обманкой, так и более редкими — ортоклазом, пироксеном, биотитом и даже кристаллами керсутита — базальтической роговой обманки. В вершине р. Курлукта потоки андезитовых порфиритов содержат все эти перечисленные минералы.

Плагиоклаз — основной компонент порфировых выделений, различный по размерам и форме; встречаются длиннопризматические и широко-таблитчатые кристаллы, которые сложены тонко- и широкополисинтетическими двойниками или же имеют зональное строение, отвечая по составу олигоклазу или же альбиту (шахматный альбит), реже андезину. В лавах они распределены одиночно или же группами (гломеровые скопления). Плагиоклазы разрушены в самой различной степени: от незначительной «легкой» серицитизации до сплошной и полной соссюритизации и каолинизации. Нередко плагиоклазы «поражены» мелкочешуйчатым стильпноmelаном. Порфировые выделения ортоклаза по количеству зерен на единицу площади значительно уступают плагиоклазу и также собраны в куч-

ки и сростки с другими минералами; имеются случаи, когда ортоклаз в породе представлен отдельными зернами. Обычно это круглые, и тогда более крупные пелитизированные (мутные) индивиды, или призматические, и уже мелкие зерна, всегда менее разрушенные (прозрачные) с четкими простыми двойниками. Роговая обманка встречается обычно в мелких зернах, хлоритизирована и частично опацитизирована. Керсутит присутствует только в некоторых лавовых потоках и характеризует, по-видимому, эффузивы более основного состава.

Основная масса андезитовых порфиритов имеет субщелочной состав и сложена ориентированным войлоком мелких лейст плагиоклаза и ортоклаза. Проведенный при диагностике пород метод окрашивания шлифов почти во всех случаях давал положительную реакцию на калиевые щелочные минералы, которые нередко занимают более чем 50% всей основной массы. Структура основной массы типичная пилотакситовая или пилотаксито-трахитовая (фиг. 14) и лишь участками фельзитовая, сложная мелкозернистая, аллотриоморфная, с обильной сыпью рудного минерала. Обычными аксессуарными составляющими в породах являются апатит и единичные зерна магнетита. Субщелочной состав андезитовых порфиритов предопределил и развитие вторичных продуктов по пороодообразующим минералам, среди которых наиболее развиты пелит, хлорит, эпидот, цоизит, реже — соссюрит, серицит, опацит и бурые окислы железа.

Среди лав андезитовых порфиритов достаточно распространены и лавобрекчии. Такие эффузивные образования даже макроскопически легко выявляют брекчиевую текстуру, образованную большим количеством обломков пород, равномерно распределенных по всему потоку. На левом борту урочища Ужбогой в лавобрекчиях андезитовых порфиритов с аллотриоморфно-пилотакситовой структурой (фиг. 15) разбросаны небольшие обломочки, обладающие фельзитовым и микролит-фельзитовым строением. В породах изобилуют хлорит и глинистое плохо поляризующее свет вещество. Границы обломков пород с основной цементирующей массой всегда резкие и четко выражены.

Пирокластические отложения среди вулканогенных пород в Алханайском районе известны повсеместно. Они образуют сложные по строению пачки, чередующиеся с лавовыми потоками (горы Грищевская, Алханай, р. Верх. Тангай), или встречаются без эффузивов в виде мощных накоплений, развитых на очень широкой площади. Последние, как уже указывалось, распространены в долине р. Салия и характеризуются почти полным отсутствием стратифицированных горизонтов. Пирокластические породы подразделяются на следующие петрографические разновидности: туфобрекчии смешанного состава, туфы мелкоосколочные, в том числе пепловые, игнимбриты (спекшиеся туфы) и разнородные вулканомиктовые образования (туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты).

Туфобрекчии наиболее типично представлены в разрезе горы Алханай и составляют выделенную нами пачку 7, которая разделяет все вулканогенные отложения на две части, затем на горе Грищевской и на водораздельном пространстве Салия — Иля — Байца. Все они сложены крупными и мелкими, остроугольными и округлыми обломками минералов и пород андезитового или риолит-дацитового состава, чередуясь, как, например, на горе Грищевской, с пачками частично перемытых вулканокластических образований.

Наиболее характерными структурными особенностями туфобрекчий является такситовое (главным образом эвтакситовое) строение, выраженное в хаотичном нагромождении неотсортированных обломков, сцементированных более мелкими осколками и крошкой (вулканическим песком). В крупнообломочных туфобрекчиях преобладают обломки пород, а в мелкообломочных — осколки минералов. Встречаются и смешанные образования с литокристаллокластической структурой и грубослоистой текстурой. Состав туфобрекчий — дацитовый и андезито-дацитовый и зависит от количества обломков тех или иных пород. Например, состав

отложений туфобрекчий направленного взрыва на р. Салия отвечает составу субщелочных дацитовых порфиров, а на горе Алханай — приближается к составу андезитовых порфиритов.

Под микроскопом устанавливаются базальный цемент либо цемент соприкосновения, и в последнем случае мелкоосколочный базис практически отсутствует. Все породы претерпели некоторое преобразование и в различной степени обогащены вторичными минералами — хлоритом, серицитом, кальцитом, пелитом, развивающимся за счет составных частей пород — обломков и цементирующей массы. В некоторых туфобрекчиях интенсивно развит стильпномелан.

Мелкоосколочные туфы тесно связаны с туфобрекчиями и встречаются почти всегда совместно. Образуют линзы, пласты и горизонты, а также пачки различной мощности и протяжения. Как и более грубокластические породы, туфовые отложения отвечают по составу лавам, развитым в Алханайском районе — дацитам и андезитам. В туфах горы Грищевской обнаружены осколки раскристаллизованного вулканического стекла, кварца, плагиоклаза, ортоклаза, которые хаотично распределены среди вулканического песка, представленного набором пород кислого состава с различной текстурой и структурой.

Пепловые туфы развиты спорадически и известны пока только в долине пади Ужбогой. Макроскопически — это серые и темно-серые косо-слоистые породы, сложенные остроугольными осколочками пород фельзитового сложения. Выдержанных пластов пепловые туфы не образуют и потому не могут служить нормальными маркирующими горизонтами.

Игнимбриты, или спекшиеся туфы (туфолавы), обладающие особенностями строения эффузивов и пирокластических образований, распространены в районе умеренно, хотя и встречаются повсеместно среди кислых вулканогенно-обломочных пород в виде небольших линз и «желваков». В мощных отложениях туфобрекчий долины р. Салия игнимбриты сложены осколками пород и минералов дацитовых лав, сцементированных пепловыми частичками. Последние сварены друг с другом, имеют нечеткие границы и флюидальную текстуру, показывающую следы течения этой вязкой спекшейся массы (фиг. 16).

Типичные пиперновые структуры встречены в игнимбритах на склоне Алханайского вулкана в долине р. Курлукта (фиг. 17). В них осколки раскристаллизованного стекла имеют рваные «размочаленные» окончания с нечеткими исчезающими границами. В шлифе при скрещенных николях границы осколков пород с основной массой вообще угадываются с трудом, только по различной степени раскристаллизации разных участков, обладающих фельзитоподобной структурой. Рудные частицы — рудная пыль и мелкие зернышки — располагаются согласно с общей ориентировкой составных частей породы.

Туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники выделяются здесь условно, так как не образуют сколько-нибудь выдержанных горизонтов и пластов. Они распространены среди туфобрекчий, слагаются слабоокатанными обломками вулканогенных пород, реже — интрузивных и осадочных образований и являются вероятнее всего конусами выноса склонов Алханайского вулкана, его долин и ущелий. Такие туфоконгломераты были встречены в долине р. Салия у подножия вулкана и отнесены нами к самой нижней части разреза. Другие накопления подобного материала имеют место на повышенных склонах горы и являются скорее промежуточными пачками туфоконгломератов и гравелитов. Туфопесчаники обнаружены на горе Грищевской в канавах, пройденных геолого-разведочной партией. Их образование там объясняется, по-видимому, разрушением лавовых потоков, частичным сносом и отложением мелко-обломочного материала в непосредственной близости от них. Состав обломков этого вулканомиктового песка полностью отвечает составу кислых эффузивов.

Под микроскопом вулканокластические породы обладают всеми особенностями строения осадочных отложений. Состав обломков в зависимости от условий образования и места отложения гравелитов и песчаников может быть самый различный — полимиктовый (фиг. 18, а) или, при незначительном переносе материала, мономиктовый (фиг. 18, б), когда обломочный материал захороняется вблизи мест разрушения. Структуры пород — псефитовая и псаммитовая, самые обычные и распространенные, цемент базальный, представленный крошкой и пылевидными частицами, обогащенными вторичными минералами (кальцит, серицит, хлорит), обломочками и пылью рудного вещества.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород

Петрохимия верхнеюрских эффузивов Забайкалья была рассмотрена в работах И. В. Лучицкого, М. С. Нагибиной, В. Н. Шталь и др. Однако вулканогенные породы Онон-Туринской зоны в этих работах не были учтены и описания их отсутствовали. Постепенно, по мере накопления фактического материала разных исследователей, выяснялись общие черты петрохимических особенностей эффузивов отдельных частей Онон-Туринской зоны. Было известно, например, что вулканогенные образования зоны представлены субщелочными, реже щелочными лавами и туфами, у которых щелочной индекс повышен главным образом за счет содержания щелочных металлов в основной массе пород. По эффузивам, развитым в Алханайском районе, химические анализы были получены в самые последние годы Л. В. Соловьевой, В. С. Зубковым и нашими исследованиями (табл. 2). Для выявления петрохимических особенностей вулканогенных пород района на более широкой территории и для целей сравнения нами были учтены также данные И. Н. Фомина и В. И. Бурда по соседнему Дарасунскому району из бассейна р. Оленгуй.

Процентные содержания оксидов порообразующих элементов всех известных химических анализов вулканогенных пород были пересчитаны на числовые характеристики методом А. Н. Заварицкого, а для лав, обогащенных глиноземом, рассчитывалась числовая характеристика b' по Д. С. Штейнбергу, исключая искажение содержания железо-магнетитовых минералов в породах, богатых серицитом и минералами каолиновой группы (табл. 3).

Верхнеюрские эффузивы по данным числовых характеристик занимают верхнюю половину диаграммы (рис. 5) и отвечают андезитах, дацитам и риолитам, обогащенным оксидами щелочных металлов. Породы основного состава — базальты и андезито-базальты — в районе неизвестны. По расположению фигуративных точек на щелочной плоскости диаграммы видно, что все они характеризуют в общем одну близкую группу с некоторыми особенностями, указывающими на принадлежность различных дифференцированных разновидностей эффузивов к одной богатой щелочами магме. Геометрическая линия дифференциации пород района имеет, как и для щелочных магм, характерный изгиб вправо в поле дацитов и располагается между фигурным положением типов вулканогенных образований по Р. Дэли: андезит-трахиандезит, дацит-трахит, щелочной риолит. Числовые характеристики b и b' , показывающие относительное число металлических атомов в силикатах, главным образом в цветных металлах, и отражающие основность анализированных пород, колеблются в небольшом интервале, который не выходит из диапазона 12 единиц. Самые кислые эффузивы имеют b в пределах 0,9—2,0 и самые основные — 12,8—13,5. Большая же часть пород имеет промежуточные параметры: 4,0—7,0.

Соотношение щелочей, выраженное наиболее типичной для этих пород характеристикой n , показывает, что в кислых представителях лав калий резко преобладает над натрием. В средних эффузивах андезитового

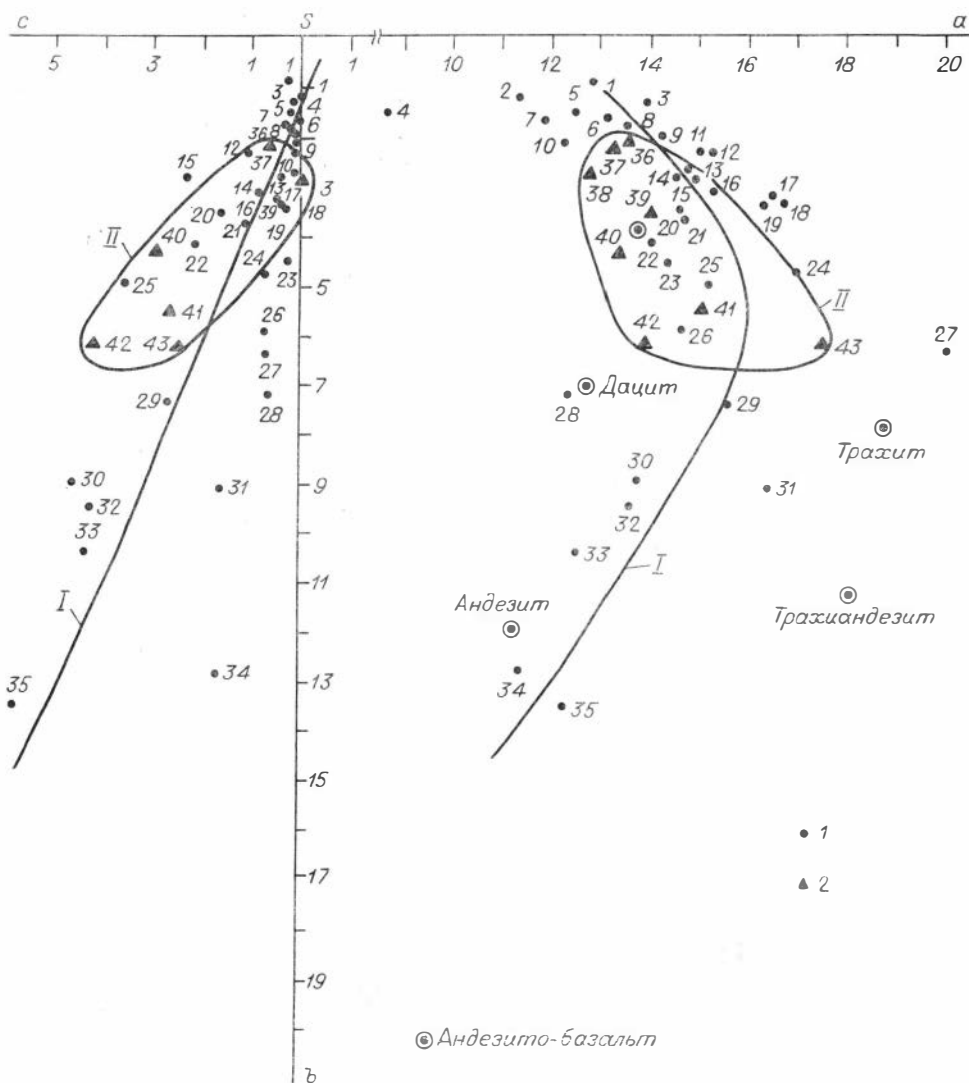


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород Алхатайского района по А. Н. Заварицкому.

1 — вулканогенные породы; 2 — породы тел жерловой фации. I — линия дифференциации излившихся пород; II — область развития пород жерловой фации.

состава ведущее положение занимает уже натрий, а в промежуточных дацитовых лавах щелочные металлы имеют почти равное значение. Индекс щелочности a/c у большинства эффузивов, особенно у кислых, высокий, составляет несколько десятков единиц и понижается только в породах среднего состава. Самые высокие значения a/c имеют риолитовые порфиры с горы Грищевской, а низкие — андезитовые порфириты из п. Ужбогой и равны 3,2 и 2,9.

Относительное число атомов закисного и окисного железа f_x , составляющих основу для темноватых компонентов эффузивных образований, возрастает от более основных пород (андезитов) к более кислым (дацитам), незначительно уменьшаясь при этом в абсолютном значении по химическим анализам. Для кислых эффузивов, исключая ультракислые, числовые характеристики f выражаются в 77—85%, а для средних — 40—57%. Содержание магния не превышает обычной нормы для щелочно-земельных и щелочных магм и колеблется в пределах 10—20% у кислых

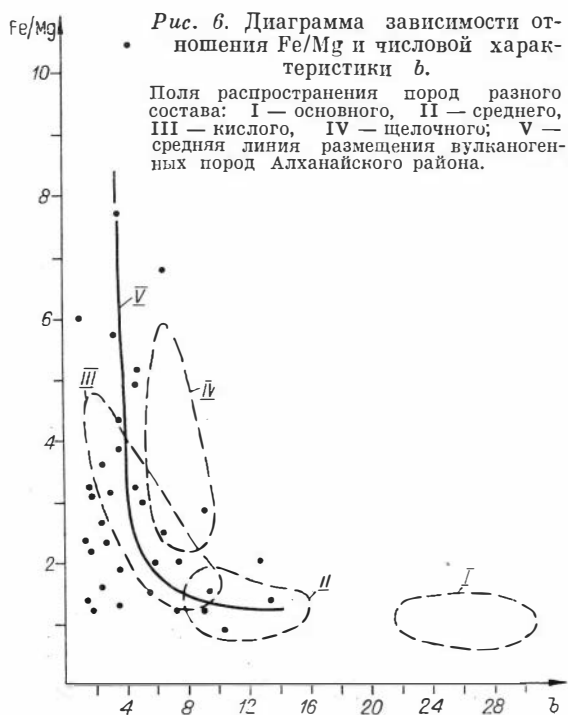
и повышается до 36% у средних по составу эффузивов в пересчете к общей железо-магниевой группе элементов.

Почти все излившиеся породы Алханайского района характеризуются значительным дефицитом относительного числа атомов кальция. Фигуративные точки пород на известковой плоскости диаграммы занимают правое положение от линии нормального щелочноземельного ряда и показывают недостаток известкового алюмосиликата на 2—3 единицы меньше нормы. Значение s в среднем составляет 2,2 и укладывается в диапазон от 0,2 для кислых эффузивов до 5,8 для андезитовых порфиритов.

Содержание титана следует считать нормальным, параметры значений t колеблются от 0,1 до 1,4%, не достигая 2% даже в андезитах повышенной основности. Породы показывают избыток кремнекислоты, и в них значения Q всегда положительные — очень высокие у кислых (30—40%) и умеренные (10—20%) у средних эффузивов. Полевощпатовая известь обнаруживает значительные колебания и в зависимости от основности пород может быть либо в значительном избытке, как, например, для риолитовой группы ($a = 28—69$), либо составляет норму ($c = 13,0—16,0$).

Представители пород массивов жерловой фации в районе имеют те же параметры, что и излившиеся образования. У них только несколько занижены значения относительного числа атомов щелочных металлов a , которые приближаются к нормальным риолитам — субщелочным дацитам (a среднее — 13,5).

Таким образом, подводя итоги по оценке петрохимических особенностей верхнеюрских вулканогенных пород Алханайского района, следует заметить, что изливавшиеся в то время эффузивы были обогащены щелочами и по положению фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого образуют очень своеобразную линию дифференциации, которая почти повторяет форму средней линии магмы щелочного состава, но смещается от нее на два деления влево. Повышенная щелочность подтверждается и щелочноземельным индексом Пикока, превышающим 60. Все породы пересыщены кремнекислотой, щелочными металлами и подавляющая часть — глиноземом, но заметно обеднены кальцийсодержащими алюмо-



силикатами. Отношение железа к магнию имеет в общем завышенное значение (среднее 5,7) с заметными колебаниями в ту и другую стороны. На диаграмме соотношений Fe/Mg и параметра b почти все точки пород, хотя и имеют значительный разброс, располагаются в области развития кислых и средних магм (рис. 6). По-видимому, это была особая магма, занимавшая по составу промежуточное положение между трахитовой, андезитовой и риолит-дацитовой магмами типового выражения.

Результаты анализов вулканогенных пород на элементы-примеси приведены в табл. 14, где показаны средние значения концентрации этих элементов и крайние пределы вариаций. Как сле-

дует из таблиц, эффузивные, пирокластические и жерловые породы характеризуются очень близкими содержаниями марганца, титана, никеля, ванадия, меди, кобальта, свинца, молибдена и золота, практически не отличающимися от кларковых содержаний для кислых и средних пород по А. П. Виноградову [1962].

Приведенный материал по геологии вулканогенных образований, по особенностям их петрографического и химического состава показывает, что алханайская свита в Туринской зоне Онон-Туринского структурного шва сложена кислыми и средними эффузивами и туфами, обогащенными окислами натрия и калия, отвечающими по составу трахилипаритам, трахидацитам и трахиандезитам. Это были наземные извержения из вулкана центрального типа, у которого выход лавы на поверхность осуществлялся как из главного канала, так и из каналов многочисленных вулканов-сателлитов.

По характеру и составу эффузивных отложений вулканическая деятельность подразделяется здесь на два периода. В первый период, который был, по-видимому, более продолжительным, изливались преимущественно лавы андезитового состава. Последние, заливая склоны вулкана, сформировали мощную вулканогенную толщу, превышающую 60 % общего разреза.

После перерыва в активной деятельности новый период вулканизма ознаменовался неоднократными выбросами пирокластического материала уже кислого состава. Некоторые из этих извержений имели значительные масштабы и сформировали кроме стратифицированных горизонтов туфобрекчий и туфов (пачка 7) мощные толщи бесструктурных обломочно-вулканогенных пород при направленных мощных взрывах. Возможно, что именно в этот период вулканического пароксизма, при смене среднего состава магмы на кислую, на склонах вулканического сооружения происходило образование многочисленных вулканов-сателлитов (паразитические жерловые каналы), остатки которых в виде массивов жерловой фации зафиксированы во многих частях Алханайского юрского стратовулкана.

Пароксизмальные извержения пирокластического материала сопровождалась также излияниями кислых лав дацитового и риолитового состава, которые были наиболее типичными для второй половины периода вулканизма. Субщелочные кислые лавы, из которых многие были лавобрекчиями, залили вершинную часть Алханайского вулкана и даже достигали его далеких подножий. Разрезы по горе Грищевской и в других местах, главным образом на южных склонах горы Алханай, наглядно показывают состав лав при извержении верхнеюрского вулканизма в районе.

Вполне возможно, что эти две части колонки вулканогенных отложений алханайской свиты по специфике петрографического состава эффузивов и туфов при стратиграфических построениях могут выделяться как самостоятельные подсвиты (нижняя и верхняя), а разделяющие их туфобрекчии (пачка 7), хотя и не очень выдержанные по мощности, могут стать неплохими маркирующими горизонтами в работе по картированию вулканогенных пород района.

ГЛАВА 3

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования в Алханайском районе развиты на большой территории и обнажаются по всем притокам р. Иля в ее верхнем течении. Предыдущими исследованиями было выяснено, что все интрузии разбиваются на ряд магматических комплексов, имеющих различное значе-

ние на этом отрезке Онон-Гуринской зоны: кыринский магматический комплекс, алханайский комплекс малых интрузий (дайковый) и илинский дайковый комплекс.

Кыринский магматический комплекс слагает в Южно-Даурском поднятии крупный вытянутый батолит гранитного и гранодиоритового состава [Тихомиров И. Н. и др., 1964], который по различным данным имеет триас-нижнеюрский возраст [Полевая Н. М., Тихомиров Н. И., 1962; Томсон И. Н. и др., 1963; Яновский В. М., 1973; Козлов А. Д. и др., 1975]. Другие исследователи поднимают возраст интрузий этого комплекса до средней юры. Анализ образцов типичных представителей гранитоидов кыринского комплекса, отобранных нами на горе Грищевской и на левом борту р. Иля против устья Дыбыксы, показал очень хорошую сходимость с предыдущими данными. Результаты анализов этих образцов (см. табл. 1) дали цифры 206 и 239 млн. лет, отражающие триасовый период.

В Алханайском рудном районе гранитоиды комплекса представлены двумя основными типами: абиссальными и мезабиссальными. Первые развиты по левому борту р. Иля, возле пос. Ара-Иля и Красноярово. Сложены они крупнозернистыми порфировидными биотитовыми и роговообманковыми гранитами, иногда субщелочными гранодиоритами. Наиболее типичными представителями абиссальных гранитоидов кыринского комплекса являются порфировидные биотитовые граниты, развитые по долинам рек Безымянка, Бол. Тулехонька, Улотуй, Дыбыкса и другим притокам. Сложены они из зерен кварца, полевого шпата и заметного количества темноцветных минералов. Крупность отдельных зерен, превышающих средний размер породообразующих компонентов, достигает 2—3 см; обычно это четко обозначенные пластинчатые кристаллы ортоклаза, окрашенные в светло-серые и бледно-розовые тона. Под микроскопом наблюдается типичная гипидиоморфная порфировидная структура и довольно свежий облик породы в целом.

Плагиоклаз в подавляющей массе представлен призматическими зернами с тонкими полисинтетическими двойниками. Иногда встречаются кристаллы плагиоклаза со слабо выраженным зональным строением, у которых центральная часть всегда более разрушена вторичными минералами. Состав плагиоклаза варьирует в узких пределах от № 6 до 18, но наиболее часто встречается олигоклаз (№ 13—15). Биотит по отношению к плагиоклазу обладает меньшим идиоморфизмом. Крупные выделения биотита часто содержат включения апатита, циркона, магнетита и иногда имеют катаклазированную форму кристаллов, свидетельствующую о существовании подвижек и давления в момент кристаллизации гранитов. Плеохроизм минерала отчетливый: черно-бурый по *Ng*, желтый, светло-желтый по *Np*. Двупреломление высокое: $\Delta N = 0,05$; $Ng = 1,668—1,675$. Согласно этим свойствам биотит можно отнести к лепидомелану, железистость которого составляет 70—74 атом. % (по В. С. Соболеву [1950]). Калиевый полевой шпат, образующий в породе очень крупные кристаллы, представлен в основном микроклином. Для него характерна неправильная или призматическая форма зерен и пойкилитовые вроски мелких кристаллов плагиоклаза и биотита. Кварцевые зерна в породе распределены равномерно, всегда резко ксеноморфны к биотиту и плагиоклазу и приближаются по степени идиоморфизма к калиевым полевым шпатам. Основная или цементирующая масса у порфировидных гранитов представляет полнокристаллический средне- и мелкозернистый агрегат, состоящий из плагиоклаза, калишпата, кварца и биотита, иногда обыкновенной роговой обманки.

На водоразделе рек Курлукта — Байца встречаются более меланократовые разности, приближающиеся по составу уже к гранодиоритам, но обладающие теми же особенностями порфировидного и пойкилитового строения. Роговая обманка в этих породах присутствует уже в заметном

количестве и всегда более разрушена и замещена вторичными минералами (опацитизирована и хлоритизирована).

Гранодиориты мезабиссального типа развиты в бассейнах верхнего течения рек Славянка и Дыбыкса (правые притоки р. Иля) и представлены пестрыми по составу и сложению породами. Преобладают здесь разноминеральные гранодиориты, для которых характерно наличие шлировых образований и мелких жил аплитов, мелкозернистых гранитов и даже диоритов. Под микроскопом гранодиориты имеют порфировидный и порфировый облик, а разноминеральная и мелкозернистая масса слагает гипидиоморфную структуру. В крупных зернах встречаются плагиоклаз с тонкими полисинтетическими двойниками, ортоклаз, ортоклаз с простыми двойниками и роговая обманка, а в некоторых разновидностях пород присутствуют сфен, апатит и мелкие гранофиновые сростки.

Характерной особенностью пород гранодиоритового ряда, как и гранитного, является наличие пойкилитовых вростков мелких минералов в крупные. Так, в породах по долине р. Байца крупные зерна плагиоклаза почти всегда включают единичные мелкие листочки биотита, и наоборот — отдельные индивиды биотита содержат зерна полевого шпата. Наблюдается тенденция кучного расположения породообразующих минералов. В кучки-цепочки собраны зерна ксеноморфного кварца, группами расположены полевые шпаты, а также биотит в ассоциации с роговой обманкой. Породы, особенно удаленные от тектонических зон, в большинстве своем выглядят довольно свежими, и только кое-где в них незначительно развиваются вторичные продукты — эпидот, хлорит, серицит, пелит.

Кроме широко распространенных гранодиоритов в кыринском комплексе известны и кварцсодержащие диоритовые порфириты [Заварицкий А. Н., 1955]. Внешне они представляют собой массивные, плотные, мелко- и мелкозернистые, темно-серые, почти черные породы с порфировыми выделениями плагиоклаза, биотита, амфибола, иногда кварца. Количество вкрапленников в разных участках пород неодинаковое и колеблется от 1—2 до 30—35%. Размер их варьирует от долей до 5 мм, отдельные таблички достигают 5×10 мм.

Плагиоклаз в большей части зерен сдвойникован по альбитовому закону, реже встречаются карлсбадские и сложные двойники. Состав плагиоклазовых вкрапленников, нередко имеющих зонарное строение, изменяется от № 45 в центральной зоне до № 42 во внешней. Незонарный плагиоклаз по составу занимает промежуточное положение, отвечая андезину. Биотит обладает меньшим идиоморфизмом по сравнению с плагиоклазом. Большая часть его в виде мелких чешуек в сотые доли миллиметра сосредоточена в основной мелкозернистой массе породы. Крупные выделения биотита, достигающие 1—2 мм, часто содержат включения андезина, апатита, сфена, магнетита и нередко деформированы, что свидетельствует о существовании достаточного давления и подвижек в момент кристаллизации магмы. Плеохроизм минерала отчетливый: темно-красно-коричневый по Ng и светло-желтый по Np . Двупреломление высокое: $0,045-0,05$; $Np = 1,592$; $2V = 24-27^\circ$. Согласно приведенным данным биотит приближается к лепидомелану, железистость которого составляет 47% [Соболев В. С., 1950]. Оптическая диагностика минерала полностью подтверждается химическим анализом (табл. 9). Амфибол в породах имеет одинаковое с лепидомеланом распространение, но обладает более резким идиоморфизмом, иногда даже замещает его. Окраска по Ng бледно-желтая и по Np бесцветная. Оптические свойства: $Ng = 1,677$; $Nm = 1,668$; $Np = 1,656$; $\angle cNg = 11-14^\circ$; спайность в разрезе $\perp c = 54-56,5^\circ$ позволяет диагностировать амфибол как актинолит, содержащий 55% ферроактинолитовой молекулы [Трегер В. Е., 1968]. Химический состав минерала приведен в табл. 9, данные которой подтверждают высокую железистость амфибола и позволяют отнести его к актинолиту с повышенным содержанием кальция.

Основная масса породы полнокристаллическая, мелкозернистая, состоящая из плагиоклаза, лепидомелана, актинолита с небольшим количеством кварца и калиевого полевого шпата. В качестве аксессуарных минералов отмечаются циркон, апатит, сфен, каолинит. Последний обнаружен рентгенографически (см. табл. 10).

Вторичные минералы развиты умеренно; микроскопически достоверно диагностируются лейкоксен, эпидот и предположительно серицит с примесью глинистого минерала. Последний, как следует из табл. 10, характеризуется рефlekсами каолинита. Парагенезис вторичных минералов (эпидот, серицит, каолинит) развивается в основном по плагиоклазу, замещающего его от периферии к центру (фиг. 19). При более интенсивном замещении соссюритовая масса сгущается и смещается к центру зерна плагиоклаза, а на периферии остается кайма — «футляр» чистого альбита. Интересно отметить, что вторичные минералы развиваются только по плагиоклазу, в то время как лепидомелан и амфибол остаются совершенно свежими. Такое развитие соссюритизации, по-видимому, позволяет сделать вывод о том, что изменение плагиоклаза проходило в момент кристаллизации диоритовой магмы до выделения темноцветных минералов (фиг. 20).

Дайки кыринского интрузивного комплекса на изученной территории встречаются спорадически по бортам правых и левых притоков р. Иля. Они известны в устьевой части р. Шиногда, отмечаются в среднем течении рек Курлукта, Дыбыкса и Улотуй. Состав даек разнообразен, но преобладают лейкократовые разности гранитов, обедненные темноцветными минералами. Дайки аплитов и аплитовидных гранитов выделяются своей светлой окраской и средне- и мелкозернистым строением; дайки гранодиоритов, а в единичных случаях и аномально обогащенные роговой обманкой тела, наоборот, хорошо заметны по темному цвету и четким контактам с вмещающими крупнозернистыми гранитами. Мощность даек обычно не превышает первые метры, а простирание — десятки метров, причем чаще встречаются меридиональные дайки с крутыми, почти вертикальными углами падения тел.

Под микроскопом состав и структура даек обычная, степень изменения вторичными минералами умеренная, в них развиваются те же процессы хлоритизации, серицитизации и эпидотизации пород, которые известны и для самого гранитоидного комплекса. Породы выглядят достаточно свежими и легко диагностируются. Контактные изменения в гранитах почти не наблюдаются, хотя они и всегда очень четкие и не ослабевают при выветривании горных пород.

Алханайский комплекс малых интрузий (дайковый) был впервые отмечен Л. В. Соловьевой. Действительно, этот дайковый комплекс в районе образует особую группидиасистовых пород, отвечающих составу кварцевых диоритовых порфиритов и их дифференцированных разностей — слюдяных и роговообманковых лампрофиров. Л. В. Соловьевой и В. С. Зубковым (устное сообщение) они встречены на всей территории Алханайского рудного района и отмечены среди как интрузивных, так и вулканогенных образований.

Наиболее типичными представителями этого комплекса малых интрузий могут служить кварцевые диоритовые порфириты, прорывающие кыринские гранитоиды по р. Байца и метаморфические сланцы и гнейсы по р. Бол. Джармагатай. При гипидиоморфных мелкозернистых порфировидных и порфировых структурах состав порообразующих минералов в дайках более или менее постоянен; всегда отмечаются плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц, реже присутствуют ортоклаз, пироксен, апатит, встречаются единичные зерна сфена. При этом очень характерны пойкилитовые включения мелких минералов в более крупные, представленные плагиоклазом либо биотитом.

При совместном с В. С. Зубковым изучении некоторых даек и просмотре шлифов пород этого дайкового комплекса было установлено, что

составляющие породу темноцветные компоненты — роговая обманка и биотит — имеют значительные количественные колебания. В случаях заметного увеличения содержания роговой обманки в породах дайки кварцевых диоритовых порфиров приближаются к группе кварцевых спессартитов, а при увеличении содержания биотита — к группе кварцевых керсантитов. Так, спессартиты были отмечены в вершине р. Улотуй, в правом борту кл. Безымянного и в пади Барун-Тэн. Обычно это мелко- и призматически-зернистые образования с нормальной роговой обманкой или бурой роговой обманкой — баркевикитом и моноклинным пироксеном, позволяющим в этом случае относить породы даже к группе камптолитов (например, дайка в верхнем течении р. Курлукта).

Дайки керсантитов, по данным Л. В. Соловьевой, известны только среди лавовых потоков на горе Алханай. Все они обладают порфировой структурой с четко обозначенными кристаллами зонального плагиоклаза и бурого сильно плеохроирующего биотита. Для керсантитов в еще большей степени характерны пойкилитовые вроски и гранофировые образования в мелкозернистой основной массе пород.

Некоторое распространение получили также дайки смешанного состава (например, дайка по левому борту р. Байца), у которых изобилующие темноцветные минералы — роговая обманка, биотит и клинопироксен — в порфировых выделениях и среди мелкозернистой основной массы достигают примерно равного значения. Таким образом, эти дайки с неопределенными переходными признаками могут характеризоваться и оденитами, и кузелитами, являющимися, как известно [Заварицкий, 1955], промежуточными между слюдными и амфиболовыми лампрофирами.

Илинский дайковый комплекс представлен небольшим числом даек резко полярного состава — гранит-порфиров (кварцевых порфиров) и диабазов. Территориально они часто бывают близко совмещены, как это, например, имеет место на Илинском месторождении, и трассируют либо линейные зоны смещений и брекчий, либо их опережающие трещины.

Дайки гранит-порфировых пород были зафиксированы вдоль Байца-Дыбыксинской линейной зоны на водоразделе южнее горы Байца и на Золотой горке Илинского месторождения, а также в карьерах 2 и 5. Они резко отличаются от биотитовых гранитов своим внешним видом, строением и составом. Особенно эффектно представлены дайки кварцевых порфиров в карьере 5 Илипского месторождения, у которых в светлой мелкозернистой массе выступают частые выделения округлых или хорошо оформленных бипирамидальных зерен кварца. Весьма характерна и структура гранит-порфиров под микроскопом, представленная сферолитовыми стяжениями, образующими возле зерен кварца сложные — двойные, тройные оторочки и пояса. Сферолиты сложены щелочным полевым шпатом, частично пелитизированным (фиг. 21). В промежутках между сферолитами развит аллотриоморфный мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с биотитом, хлоритом и серицитом. В других дайках горы Байца сферолитовые образования отсутствуют и порода представляет собой нормальный микрогранит-порфир. Мощность даек кварцевых порфиров колеблется от 3 до 5—15 м, иногда они ветвятся, раздваиваются и тогда заметно меняют свою мощность, оставаясь всегда крутопадающими телами.

Дайки диабазов распространены шире, чем дайки гранит-порфиров, и известны во многих местах за пределами Илинского месторождения. Также следуя линейным зонам смещения и опережающим трещинам, они были зафиксированы среди гранитов кыринского комплекса на водоразделе рек Курлукта — Безымянка, в бортах долин рек Улотуй, Шиногда, Ниж. Тангая и даже среди верхнеюрских эффузивов на горе Грищевской. Везде это мелкозернистые порфирового облика породы, изобилующие вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, соссюритом, реже опацитом.

Диабазы выделяются своим темно-зеленым цветом, плотным и однородным сложением и отсутствием ясно выраженных порфировых выделе-

ний. В других случаях порфиновые выделения представлены единичными зернами плагиоклаза, почти нацело сосжоритизированного, и темноцветного минерала, превращенного обычно в мелкозернистый агрегат хлорита и кальцита. Имеют место представители диабазов, у которых в выделениях обнаруживаются кварцевые зерна. Структура основной массы под микроскопом в крупных дайках типичная мелкозернистая диабазовая с характерным расположением лейст плагиоклаза, в интерстициях которых находятся разложенные темноцветные минералы и рудный компонент (фиг. 22, а). В дайках небольшой мощности структура неустойчивая и меняется от диабаз-микролитовой до метельчатой и вариолитовой (рис. 22, б). Диабазы нередко содержат округлые миндалины, замечаемые только в шлифах под микроскопом, выполненные вторичным кальцитом, хлоритом или кварцем.

Необходимо отметить, что дайки илинского комплекса, внедрившиеся по ослабленным зонам линейных и оперяющих нарушений, сами нередко оказываются разорванными, смещенными и их обломки принимают участие в сложении тектонических брекчий, выполняющих эти зоны. На дайки диабазов и кварцевых порфиров накладываются общие процессы гидротермального изменения пород и последующего гипергенеза.

Представление о химическом составе и петрохимических особенностях дайковых пород алханайского и илинского комплексов могут дать табл. 2 и 4 и петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого (рис. 7). Необходимо отметить, что все породы имеют несколько увеличенное количество щелочных металлов при почти равном их значении или некотором преоб-

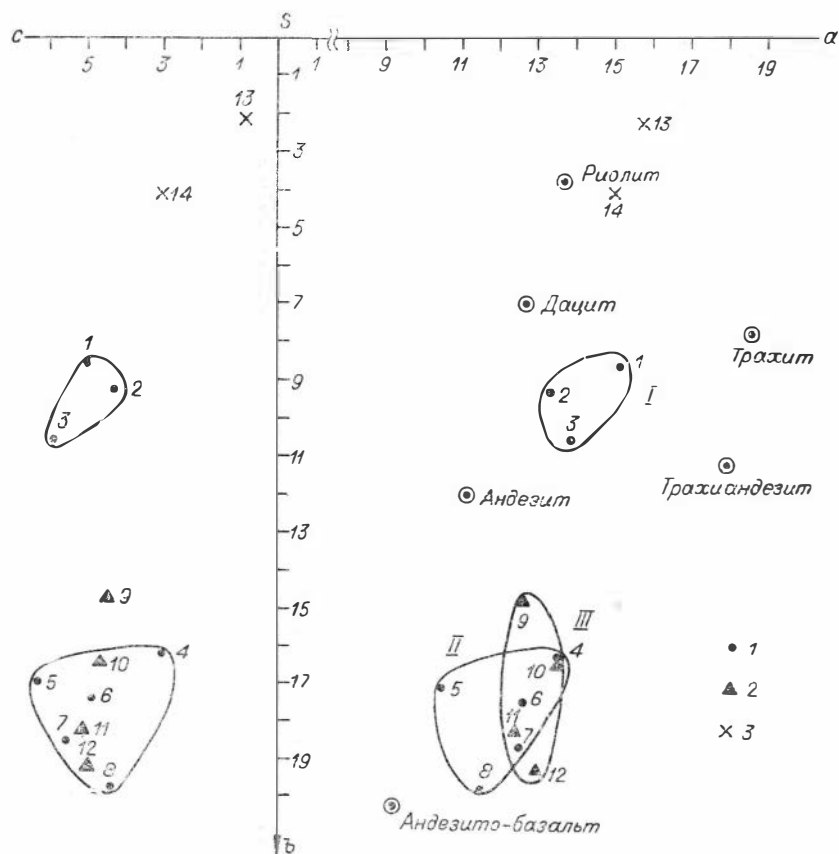


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма дайковых пород по А. Н. Заварицкому. Области распространения пород: I — ксерсантитов, II — диабазов района Илинского месторождения, III — сохондинского комплекса. 1 — лампрофиров, 2 — диабазы, 3 — граниты сохондинского комплекса.

ладании натрия. Щелочной индекс при этом остается невысоким и колеблется между цифрами 2 и 3. Увеличено и содержание магния, которое для лампрофиров составляет 26—55 %, а для диабазов — 44—51 %. Некоторый дефицит наблюдается лишь в относительном числе атомов кальция; значение c в среднем составляет 5 единиц и укладывается в небольшой интервал от 4,3 до 5,9.

Таким образом, изученные дайки повторяют петрохимические особенности вулканогенных пород района и отличаются только содержанием темноцветных компонентов, в том числе рудных минералов и кремнезема. Количество последнего заметно занижено, темноцветные, составляющие основу породы, численно преобладают.

Содержания элементов примесей в магматических породах Алханайского района приведены в табл. 14. Как следует из результатов анализов, гранитоиды кыринского комплекса в целом характеризуются кларковыми содержаниями рассматриваемых элементов. В то же время интрузии диоритовых порфиров отличаются значительно более низкими концентрациями марганца и титана и повышенным содержанием меди и особенно золота в сравнении с данными А. П. Виноградова [1962].

Полярные дайки илинского комплекса по сравнению с кларковыми содержаниями в одноименных породах несколько обеднены марганцем, титаном, никелем, медью, кобальтом и лишь незначительно обогащены свинцом.

ГЛАВА 4

ТЕКТОНИКА РАЙОНА

Тектоника Алханайского района определяется приуроченностью его к крупному Онон-Туринскому структурному шву, вытянутому с юго-запада на северо-восток. По данным многих исследователей Онон-Туринский структурный шов представляет собой элемент еще более крупного Монголо-Охотского структурного шва планетарного значения [Томсон И. Н. и др., 1962; Херасков Н. П., 1963; Фогельман Н. А., 1965; и др.]. Он служит западной тектонической границей Агинского палеозойского массива и отделяет его от области активного проявления мезозойского вулканизма, которая выделяется как Даурская мобильная зона Забайкалья.

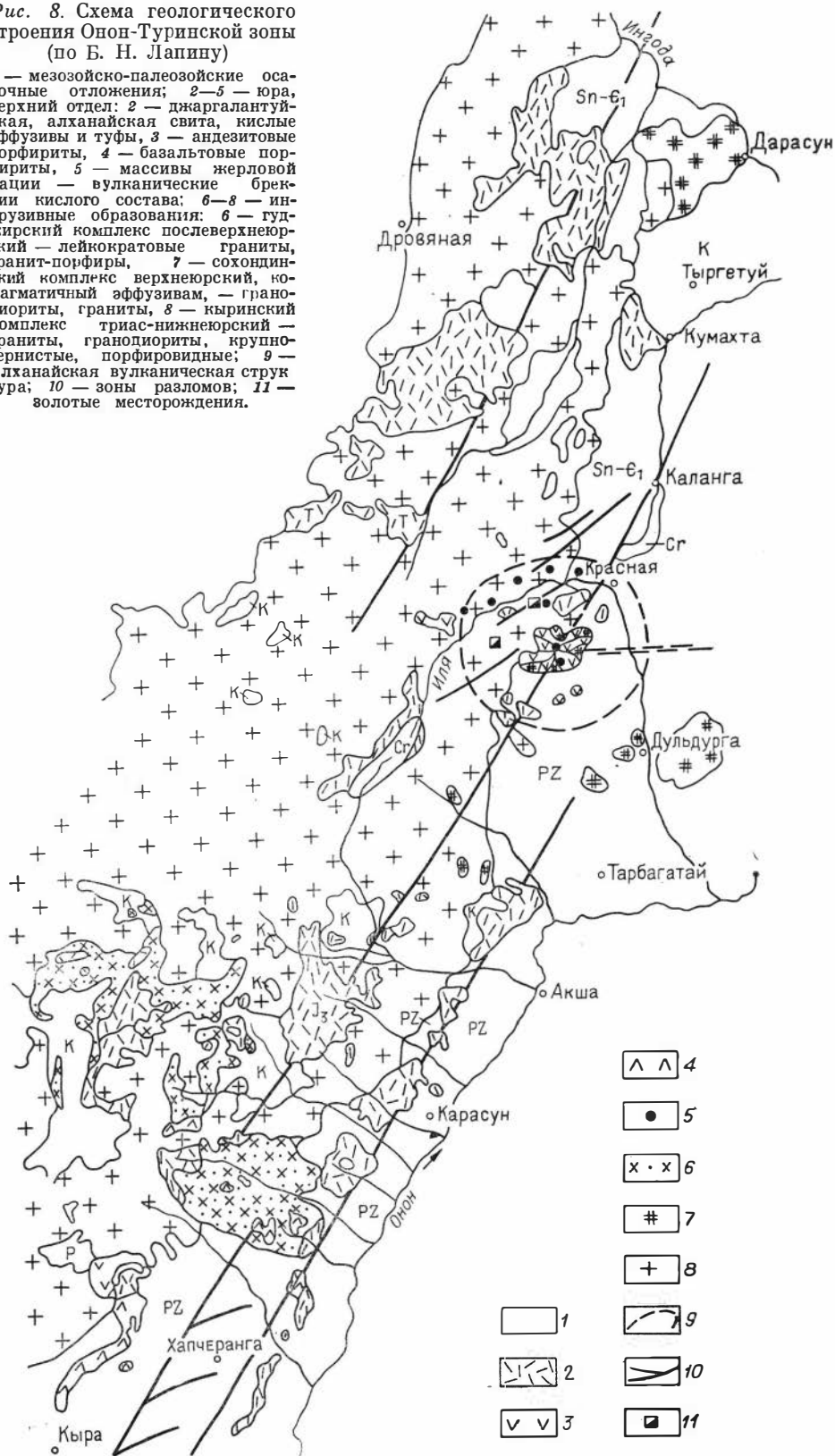
Онон-Туринская зона, протягивающаяся от западного течения Ингоды на севере до Хапчеранги и Кыры на юге и уходящая на территорию Монголии, привлекает к себе внимание исследователей перспективностью на многие полезные ископаемые. По данным геофизических работ, эта зона выражена гравитационной структурой первого порядка и расчленяется на неравнозначные кулисообразно расположенные зоны с индивидуальными особенностями строения и развития: Ононскую, Туринскую и Дарасунскую (рис. 8). Каждая из них являлась зоной глубинного заложения, на которой в мезозойское время располагались многочисленные вулканические сооружения центрального типа.

Продукты мезозойского вулканизма Онон-Туринской зоны Забайкалья участвуют в сложении эффузивно-осадочных образований, заполняющих различные депрессионные структуры. Последние располагаются цепочкой вдоль указанных зон и имеют разнообразные формы и размеры.

Наиболее изучена Туринская зона глубинного разлома, занимающая среди других на указанной территории центральное положение. Она служит границей сочленения домезозойских, мезозойских осадочных отложений, развитых на востоке, и гранитоидов кыринского комплекса, образующих западнее зоны сложный по составу крупный батолит. Вулканогенные образования, приуроченные к Туринской зоне, распространены

Рис. 8. Схема геологического строения Онон-Туринской зоны (по Б. Н. Лапину)

1 — мезозойско-палеозойские осадочные отложения; 2—5 — юра, верхний отдел: 2 — джаргалантуйская, алханайская свита, кислые эффузивы и туфы, 3 — андезитовые порфиры, 4 — базальтовые порфиры, 5 — массивы жерловой фации — вулканические брекчии кислого состава; 6—8 — интрузивные образования: 6 — гуджирский комплекс послевеерхнеюрский — лейкократовые граниты, гранит-порфиры, 7 — сохондинский комплекс верхнеюрский, комагматичный эффузивам, — гранодиориты, граниты, 8 — кыринский комплекс триас-нижнеюрский — граниты, гранодиориты, крупновернистые, порфириовидные; 9 — Алханайская вулканическая структура; 10 — зоны разломов; 11 — золотые месторождения.



очень широко, господствуют по долинам и водоразделам притоков р. Иля и слагают наиболее крупное в районе стратифицированное вулканическое сооружение — стратовулкан горы Алханай [Аристов В. В. и др., 1962; Лапин Б. Н., 1977].

Мобильность долгоживущей Туринской зоны глубинного разлома, как и всей Онон-Туринской тектонической структуры вообще, создавала условия для их подновления и образования новых наложенных тектонических нарушений. Большинство этих нарушений, по-видимому, были малоамплитудными сдвиговыми зонами, расположенными под углом к основной шовной структуре. Наложённые зоны имеют прямолинейные очертания, северо-восточное направление и кулисное расположение относительно друг друга.

В результате проведенных геолого-структурных работ в Алханайском районе по притокам среднего и верхнего течения р. Иля и анализа данных геофизической съемки были зафиксированы три крупных тектонических нарушения. Первое из них, получившее название Байца-Дыбык-синской зоны, расположено на правом берегу р. Иля, во многих местах вскрыто горными выработками (водораздел рек Байца — Курлукта, южнее Золотой горки, и на горе Грищевской) или отражено в естественных обнажениях (водораздел рек Дыбыкса — Славянка, приустьевая часть рек Байцакан и Ниж. Никсанда). Протяженность зоны оценивается в настоящее время в 25 км, но вполне возможно, что она имеет и дальнейшее юго-западное продолжение, хотя из-за плохой обнаженности пока не прослежена. Вторая зона — Илинская — расположена севернее, к ней приурочена долина р. Иля на отрезке рек Делюн и Ниж. Тангая, а ее наличие подтверждается также данными геофизических съемок и искусственных карьеров на лесовозных дорогах вдоль рек Мал. Джармагатая и Верх. Тангая. Протяженность зоны составляет около 25 км, мощность во вскрытых местах — 150 м. Третья зона — Шиногодинская, устанавливаемая по отдельным поисковым канавам, находится на левобережье р. Иля в вершинах рек Косуртая, Грязнуха и Делюн. Фактический материал по этой зоне далеко не полный, и потому ее параметры и положение еще только намечаются.

Меньшие по размерам зоны горизонтального смещения, имеющие те же северо-восточные направления, сосредоточены южнее Байца-Дыбык-синской зоны в средних течениях рек Байца, Курлукта, Дыбыкса и Славянка. Наиболее изученной является Дыбыкса-Славянская зона, протяженность которой сейчас оценивается в 8—10 км. Восточнее находится Байца-Курлуктинская зона, вскрытая канавами пока только в северо-восточной части.

Нашими работами установлено, что в Алханайском районе наблюдается серия субпараллельных разрывных структур северо-восточного простирания, расположенных под углом к главной Туринской зоне разлома. Все они являются зонами сопряженными, образовавшимися в результате тектонических движений в полосе Онон-Туринского структурного шва. Зоны представлены мелкодробленными, брекчированными и в различной степени катаклазированными гранитами, сильно выветрелыми и разрушенными породами. В некоторых участках процессы гипергенеза разрушают брекчиевые породы до состояния серых, бурых и желтых глин. Такие породы были вскрыты южнее Золотой горки и на водоразделе рек Славянка — Дыбыкса. То же самое наблюдалось и на водоразделе рек Верх. и Ниж. Тангая. Трассируемые зонами дайки диабазов и кварцевых порфиров также подвергаются катаклазу, разрыву и гипергенной минерализации (зоны Верх. и Ниж. Тангая, Илинское месторождение, Славянка, Байца — Курлукта).

Мощность тектонических зон различная и колеблется от 50 до 200—250 м, затухание их происходит постепенно либо путем простого выклинивания, либо расширения и разветвления зоны на серию мелких текто-

нических зонок и трещин, как это, например, было установлено в юго-западном конце Дыбыкса-Славянской зоны.

Все известные в районе линейные тектонические зоны брекчий и какталаза сопровождаются оперяющими трещинами и полосами брекчирования и дробления, которые располагаются от них в непосредственной близости и сконцентрированы в северных блоках. Такие структуры разрыва известны у Илинской зоны по левому борту р. Иля в бассейнах рек Грязнуха, Косуртая, Шиногда и др.; Байца-Дыбыксинская зона сопровождается ослабленными трещиноватыми породами и полосами брекчий по р. Безымянной (Илинское месторождение), на горе Грищевской, по рекам Дыбыкса, Ниж. Никсанда и др. Протяженность оперяющих трещинных зон измеряется первыми километрами, мощность — метрами и десятками метров. Встречаются сближенные и кулисно расположенные оперяющие зоны, как, например, на Илинском месторождении, а также и одиночные, известные на реках Шипогда, Ниж. Никсанда и др. Оперяющие зоны имеют субширотные и северо-западные простирания и круто падают в известных случаях на север и северо-восток. По имеющимся в настоящее время данным, все они могли образоваться при правосторонних сдвиговых перемещениях отдельных блоков кыринских гранитоидов относительно друг друга.

Таким образом, линейно-перистое расположение кулисных разрывных нарушений является для Алханайского района генеральной тектонической структурой, послужившей путями прохождения гидротермальных систем и руденением.

ГЛАВА 5

ТИПЫ БРЕКЧИЙ АЛХАНАЙСКОГО РАЙОНА

Для решения вопроса о рудоносности брекчий Алханайского района в сферу изучения их генетических особенностей были привлечены все доступные геологические материалы по магматизму, вулканизму и тектонике. Проведя исследования в этом направлении, мы пришли к выводу, что здесь распространены две самостоятельные группы брекчий, отличающиеся друг от друга по способам их образования, — вулканические и тектонические. Первые — следствие проявления верхнеюрского вулканизма, вторые, более молодые, служат прямым доказательством напряженных дизъюнктивных дислокаций позднемезозойского, а возможно, и послемезозойского времени (наложенные разрывные структуры).

Каждая группа брекчий имеет свои разновидности:

Группа	Форма проявления
<i>Вулканические брекчии</i>	
1. Лавобрекчии — лавовые потоки с обломками пород и минералов	Линейно-площадная
2. Туфобрекчии, в том числе пепловые туфы и лагнмбриты	Площадная
3. Вулканические брекчии жерловых массивов	Трубообразная
4. Брекчии волочения краевых зон жерловых массивов	Кольцевая, сферическая
<i>Тектонические брекчии</i>	
1. Брекчированные породы	Линейная
2. Дробленные породы (мелкообломочные в зонах брекчий)	»
3. Трещиноватые породы (сопровождающие зоны брекчий и дробления)	Линейно-площадная

Вулканические брекчии распространены в районе на значительной площади. Они принимают участие в сложении вулканогенных образований гор Алханай, Гришевская, водораздельных территорий рек Салия — Иля — Байца, Иля — Байцакан — Тапгая и др. Вулканические брекчии имеют достаточно характерное строение и положение в структуре геологических тел и потому могут выделяться при геологическом картировании.

Лавобрекчии известны по всему району вулканогенных образований, но наиболее распространены на склонах горы Алханай и особенно в верхней части разреза, где преобладают кислые лавовые потоки, переполненные обломками пород и минералов. По своему строению лавобрекчии весьма разнообразны: имеют место лавы, насыщенные очень мелкими осколками либо крупными обломками вулканических пород, и смешанные лавобрекчии. Обломки и осколки в лаве нередко ориентированы и подчиняются генеральной флюидалности. Под микроскопом флюидалность, подчеркивающая движение вязкой лавы, обнаруживает микроплойчатость или волнистую линейность. Она обусловлена чередованием микрополос фельзитовых и аллотриоморфных агрегатов зерен кварца и полевого шпата, она «обтекает» обломки пород и порфировые выделения.

Состав большинства лавобрекчий отвечает составу лавовых потоков, лишенных обломочного материала, и колеблется от субщелочных риолитов до субщелочных дацитов. Лавобрекчии андезитового состава, развитые в нижней части вулканогенных отложений Алханайского вулкана, встречаются реже. Породы плотные, массивные, реже миндалекаменные. Форма проявления лавобрекчий типичная линейно-площадная, с подошвой и кровлей подстилающих и перекрывающих пород.

Туфобрекчии, в том числе пепловые туфы и игнимбриты, представляют собой продукты взрывной вулканической деятельности Алханайского вулкана. Туфобрекчии покрывают склоны этого вулканического сооружения, чередуясь с лавовыми потоками, или образуют крупные скопления, практически лишенные стратифицированных пачек. Для них наиболее типично хаотичное нагромождение обломков вулканогенных пород, сцементированных мелкоосколочным или пепловым материалом. Исключение могут составлять лишь пепловые туфы или игнимбриты, которые среди бесструктурных туфобрекчий образуют маломощные пластины, линзы, горизонты. Игнимбриты, имеющие нередко фигурную флюидалность (фиг. 16, 17), напоминают лавобрекчии и отличаются от последних тесной связью и взаимопереходами с туфами и туфобрекчиями, залегающими выше. Под микроскопом спекшиеся туфы обнаруживают четкую брекчиевую структуру, сложенную осколками вулканогенных пород и минералов, в цементе которых сваренный пепел имеет волнистую флюидалность с элементами обтекания более крупных обломков. Все породы плотные, достаточно литифицированные. Форма проявления туфовых брекчий обычно площадная, пластовая.

Вулканические брекчии жерловых массивов (главного и паразитических), так же как и краевые зоны брекчий волочения бывших вулканических сооружений (полигенных и моногенных), встречаются в местах их расположения в виде куполов, штоков, овалов. Своеобразная брекчиевая структура пород лавового происхождения (фиг. 3) часто сопровождается двойной и тройной флюидалностью, следующей за разломными частями вязких лав (фиг. 23, 24). Брекчии волочения в краевых зонах жерловых массивов проявляются иногда очень отчетливо, как, например, по рекам Шиногда (фиг. 2, 25) и Улотуй, и представлены внешне дроблеными и как бы окатанными породами, в составе которых участвуют обломки вязких лав магматического расплава и боковых пород гранитоидного массива. Таким образом, брекчиевая структура большинства пород жерловин верхнеюрских вулканических построек получалась не в результате ранее прошедших эксплозий, а в результате завершающих стадий эруптивного процесса, когда преобладали замедленные движения и выжимания полу-

застывшей и очень вязкой магмы, способной уже ломаться, изгибаться и создавать автовулканическую брекчию (фиг. 26, 27). Краевые части жерловых массивов с вмещающей рамой при этом, естественно, представляли сопредельные зоны, в которых происходило перемещение, дробление, закатывание обломков при их волочении вязкой массой. Форма проявления всегда кольцевая, сферическая или дугообразная.

Тектонические брекчии также распространены повсеместно. В отдельных случаях они обнаруживают очень близкий внешний облик с другими видами брекчий вулканического происхождения (туфобрекчии, брекчии волочения в жерловых массивах и даже иногда лавобрекчии), но имеют все же свои характерные морфологические особенности. Как уже указывалось, тектонические брекчии фиксируют линейные зоны дизъюнктивных нарушений, которые сопровождаются брекчированными и дроблеными породами. С обоими типами тектонических брекчий связаны и трещиноватые породы, являющиеся боковыми для любых структур разрывного характера.

Брекчированные и дробленые образования почти всегда встречаются совместно и отличаются внешне степенью дробления. Брекчии имеют четкую структуру крупноосколочных пород, сцементированных мелкой крошкой. Количество и форма крупных обломков варьируют в больших пределах. Оптимальные размеры обломков укладываются в первые сантиметры, хотя среди них и встречаются очень крупные глыбы и блоки — повернутые и смещенные. Форма обломков чаще остроугольная, состав соответствует составу боковых пород (фиг. 28). Дробленые разновидности обладают равномерно- и мелкоосколочным сложением, брекчиевая структура их почти не выявляется. Внешне они скорее напоминают тонкозернистые песчаники, чем катаклазированные породы. И те и другие, брекчированные и дробленые, части в дизъюнктивных зонах образуют линзы и полосы либо с четкими границами, либо с постепенными взаимопереходами друг к другу. Мощность полос мелкодробленых и брекчированных разновидностей тектонических брекчий выражается обычно первыми метрами. Форма проявления — линейная. Зоны тектонических брекчий явились наиболее благоприятными путями для прохождения гидротермальных растворов и образования по ним различных метасоматитов. Так, на р. Дыбыкса широко развиты кварц-полевошпатовые тектонические брекчии, обломки которых сцементированы кварц-турмалиновым метасоматическим цементом (фиг. 29), а на горе Байца по гранитным брекчиам были образованы пятнистые кварц-турмалиновые метасоматиты, совершенно лишенные первичной брекчиевой структуры (фиг. 30).

Трещиноватые породы распространены повсеместно у тектонических зон дробления и обнаруживают несколько разновидностей: грубопараллельно-, крупноблочно- и мелкосетчато-трещиноватые. Все они, а особенно последние две разновидности, развиваются во внешних зонах и внутренних блоках сложной системы дизъюнктивных нарушений, по существу, также являются дроблеными породами, у которых, однако, отсутствуют следы перемещения трещиноватых блоков относительно друг друга. Размер частей, ограниченных тектоническими трещинами, различен и варьирует в больших пределах. Форма распространения трещинных пород — линейно-площадная. Совокупность сложной системы брекчий и трещиноватости пород создает благоприятные условия для образования штокверковых месторождений.

Во многих случаях тектонические брекчии и трещиноватые породы интенсивно изменены гидротермальными процессами и процессами гипергенеза, обезличившими их первичную структуру и состав обломочных пород. В этой связи следует указать, что возможное происхождение части брекчий в результате взрывов подкоровых магм (на что указывают некоторые исследователи — Н. А. Фогельман и др.), но измененных наложенными на них тектоническими подвижками и гидротермами, становится

труднодоказуемым и теряет свое первоначальное поисковое и генетическое значение. Дальнейшие исследования геологии района и геологии золоторудных месторождений, несомненно, внесут в решение этого вопроса необходимые коррективы.

ГЛАВА 6

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Илинское золоторудное месторождение, расположенное на правом борту кл. Безымянного (левого притока р. Иля), известно как первое месторождение коренного золота в Забайкалье. Эксплуатация его была начата еще в прошлом веке (1879 г.) и продолжалась с многочисленными перерывами до 1962 г. Исследователи Илинского месторождения высказывали различные мнения о его структуре, о возрасте, и генезисе измененных пород и руд.

Развернутые геологические изыскания по многим видам минерального сырья на обширной территории Восточного Забайкалья в послевоенные годы привлекли внимание и к Алханайскому району, в котором в то время выполнялись поисковые и съемочные работы, велись тематические исследования, восстанавливались разведка и добыча россыпного и коренного золота. Наибольшая концентрация работ приходится на 60-е годы. Особенно усиленно изучались структура месторождения [Шубин Г. В., 1961], эффузивные и пирокластические породы района и связь вулканизма с процессами оруденения [Аристов В. В. и др., 1962; Шубин Г. В., Шевцов А. И., 1962; Шевцов А. И., 1963], природа брекчий на месторождении [Шубин Г. В., 1962; Фогельман Н. А., 1964, 1965], особенности гидротермальных изменений и рудоотложения [Шубин Г. В., 1963], малые интрузии района — дайки и их отношение к оруденению [Шубин Г. В., 1961; Кузьмин А. М., Шубин Г. В., 1966] и многие другие вопросы.

Заметные разногласия во взглядах исследователей обнаружили на природу брекчированных пород, вмещающих золотое оруденение, и, естественно, на общую структуру месторождения, как на следствие образования этих брекчий. За многие годы изучения месторождения было высказано три основные точки зрения. Одна из них, утверждающая вулканическую природу илinskiх брекчий, обосновывалась еще В. А. Обручевым и М. А. Усовым. В. А. Обручев считал, что месторождение приурочено к поясу «раздробления кристаллических пород вдоль одной из многочисленных линий дизъюнктивных дислокаций, рассекающих Забайкальскую область», но «находится не на главной дизъюнктивной линии, а на одном из ее разветвлений» [Обручев В. А., 1963, с. 65]. В дальнейшем, по его мнению, вдоль трещин этих дислокаций проходили вулканические извержения, в результате которых возникли Илинский (непосредственно на месторождении) и Грищевской (на левом борту кл. Безымянного) вулканы. По В. А. Обручеву, месторождение находится прямо в трубке вулканического канала, глубокие корни которого вскрыты сейчас после прошедшей денудации верхней части вулкана [Там же, с. 81].

Вторая точка зрения утверждает тектоническую природу брекчий Илинского месторождения. Активным выразителем ее явился Г. В. Шубин, доказывающий в многочисленных работах [Шубин Г. В., 1961, 1963; Кузьмин А. М., Шубин Г. В., 1966], что брекчии месторождения сложены обломками гранитов и даек кварцевых порфиров и совершенно лишены вулканического материала. Такого же мнения придерживались в свое время И. С. Яговкин, А. М. Кузьмин, А. Н. Лопатин и многие другие геологи, занимавшиеся изучением Илинского месторождения.

В последние годы, после работ А. Н. Фогельман [1964, 1965], довольно широко распространилось мнение о взрывном (эксплозивном) проис-

хождении минерализованных брекчий месторождения. Сторонники такого способа образования обломочных пород Илинского месторождения предполагают взрывные явления в магме, богатой летучими компонентами, инфильтрованной после взрыва по разломам в близповерхностные образования, где происходит вскипание гидротермальных систем и рудоотложение [Клименко В. М., 1963; Иванкин П. Ф., 1961, 1962].

Изучив особенности геологического строения месторождения, которое сейчас неплохо вскрыто с поверхности многочисленными карьерами и канавами, а также разбурено по многим профилям, мы пришли к следующим выводам. В геологическом строении месторождения принимают участие гранитоиды кыринского комплекса, представленные здесь крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами и дайками илинского комплекса, который, как уже указывалось, сложен полярными по составу дайками гранит-порфиров, диабазов и диабазовых порфиров. Основной структурного плана месторождения служит серия субширотных, северо-западных и северо-восточных взаимно пересекающихся и сливающихся полос дробления биотитовых гранитов, которые являются оперяющими дизъюнктивными нарушениями более крупной линейной Байца-Дыбык-синской зоны (рис. 9). Последняя имеет северо-восточное простирание и расположена южнее месторождения за Золотой горкой, где геоморфологически выражена глубокой седловиной (рис. 10).

Оперяющие трещины этой зоны, отходящие от нее в широтном и северо-западном направлениях, выполнены обломками гранитов и значительно меньше — кварцевых порфиров и диабазов, которые также вовлекаются в зоны дробленных пород. В зависимости от степени дробления магматических образований выделяются тектонические брекчии и мелкодробленные катаклазиты. Взаимоотношения между указанными разновидностями могут быть обозначены либо резкой границей, либо границей с постепенными переходами. В пределах трещины или зоны дробления и те и другие образуют субпараллельные полосы и линзы (рис. 11).

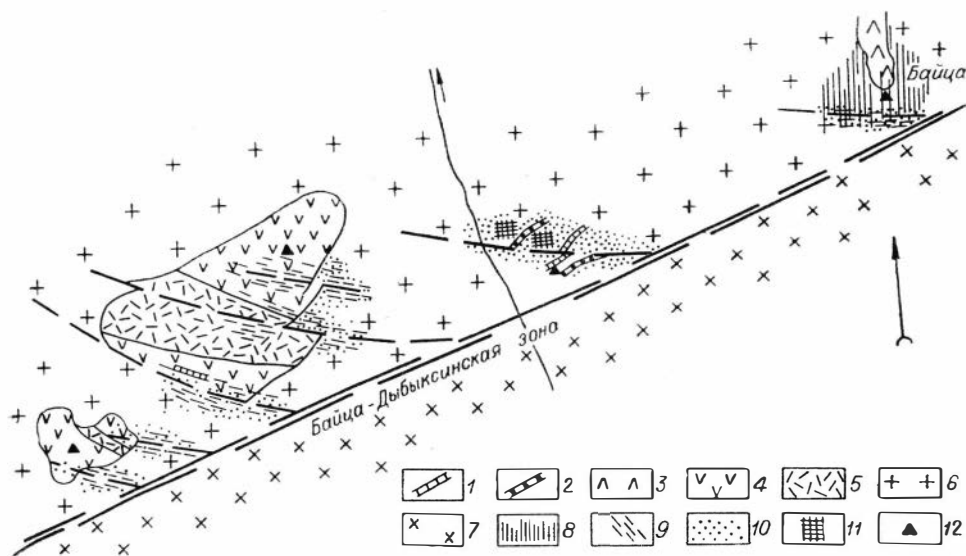


Рис. 9. Схема геологического строения района Илинского месторождения (по Б. Н. Ляпину и И. Н. Широких).

1 — диабазовые порфиры, диабазы; 2 — гранит-порфиры (кварцевые порфиры); 3 — диориты порфировидные, в том числе кварцсодержащие; 4 — риолитовые и дацитовые порфиры субвулканического состава (флюидальные, сферолитовые, редко и многопорфировые); 5 — туфы и туфобрекчии кислых эффузивов. Гранитоиды кыринского комплекса: 6 — биотит-роговообманковые порфировидные крупнозернистые граниты; 7 — роговообманковые гранодиориты. 8—10 — метасоматиты: 8 — кварц-турмалиновые; 9 — кварц-серicit-пирит-альбит-доломит-гидрослюдастые (гидробрекчии); 10 — кварц-гидрослюдастые (аргиллизиты). 11 — синметасоматическая или сингенетическая сульфидная минерализация в гидробрекчиях. 12 — вершина горы.

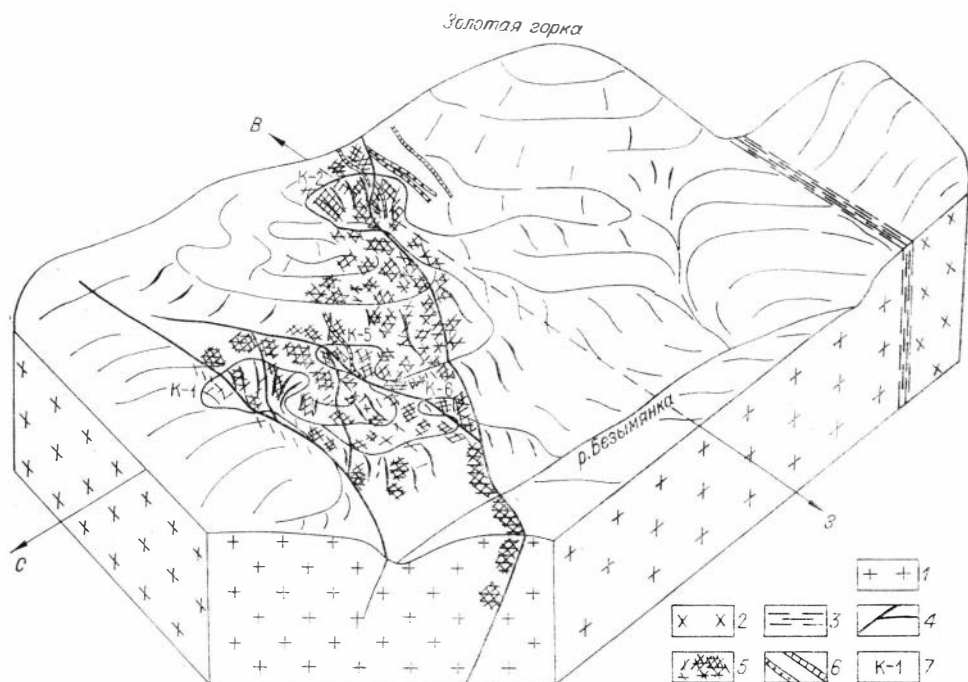


Рис. 10. Блок-диаграмма правобережья кл. Безымянного (Илинское месторождение).
1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — Байца-Дыбыксинская зона (фрагмент); 4 — зона брекчий в гранитах; 5 — трещиноватые и катаклазированные граниты; 6 — дайки диабазов и гранит-порфиров; 7 — карьер и его номер.

Размер обломков брекчированных пород колеблется в больших пределах; обычно брекчии сложены обломочками, измеряемыми миллиметрами и первыми сантиметрами, среди которых, однако, встречаются и очень крупные и даже гигантские глыбы гранитов. Глыбы эти повернуты и смещены, имеют сглаженные углы и иногда выполняют как бы роль «запора» для отдельных зон брекчий. Мелкоосколочные катаклазиты представлены мелкой крошкой гранитных пород, похожих на дресву, в которой преобладают осколки кварца и полевого шпата (фиг. 31, 32, 33).

Протяжение оперяющих зон брекчирования составляет первые километры; мощность непостоянна, наблюдаются расширения, раздвоение и выклинивание зон. По данным буровых, штольневых и карьерных выработок, все известные брекчиевые зоны, как правило, крутопадающие с тенденцией падения на север, северо-восток и северо-запад.

Внешние части зон дробления и внутренние промежутки (интервалы) между ними представлены интенсивно трещиноватыми гранитами. Наибольшее распространение получили четыре главные системы трещин: крутопадающие северо-восточные и северо-западные (диагональные к зонам), которые преобладают, крутопадающие перпендикулярные и пологие, почти горизонтальные, развитые несколько меньше. Параллельная или сетчатая трещиноватость, направленная под разными углами к полосам брекчирования, создает узор своеобразных правильных и неправильных тетраэдров и ромбоэдров различных размеров и ориентировок, особенно хорошо представленных в карьере 2 и канавах на Золотой горке.

Просмотр многочисленных шлифов брекчированных и дробленных пород собственных сборов представительных образцов, сборов В. С. Зубкова, А. И. Шевцова и других исследователей месторождения совершенно однозначно показал отсутствие в брекчиях Илинского месторождения туфового материала и обломков эффузивов. Все составные части брекчий являются обломками брекчий и осколками пород и минералов гранитного

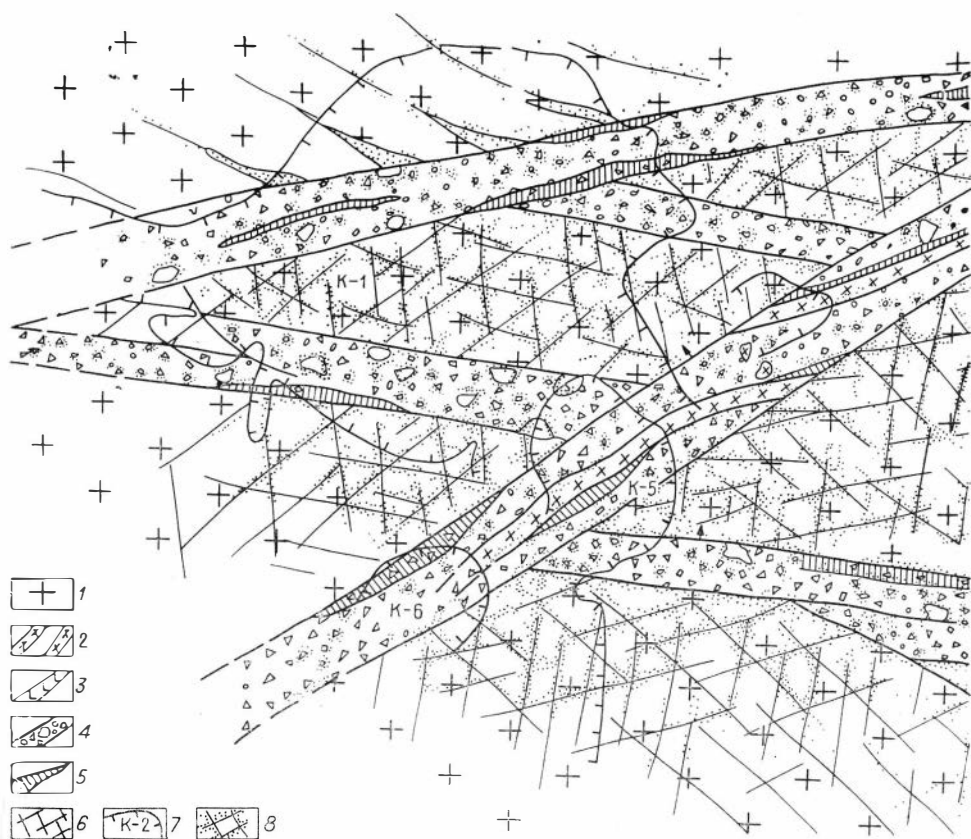


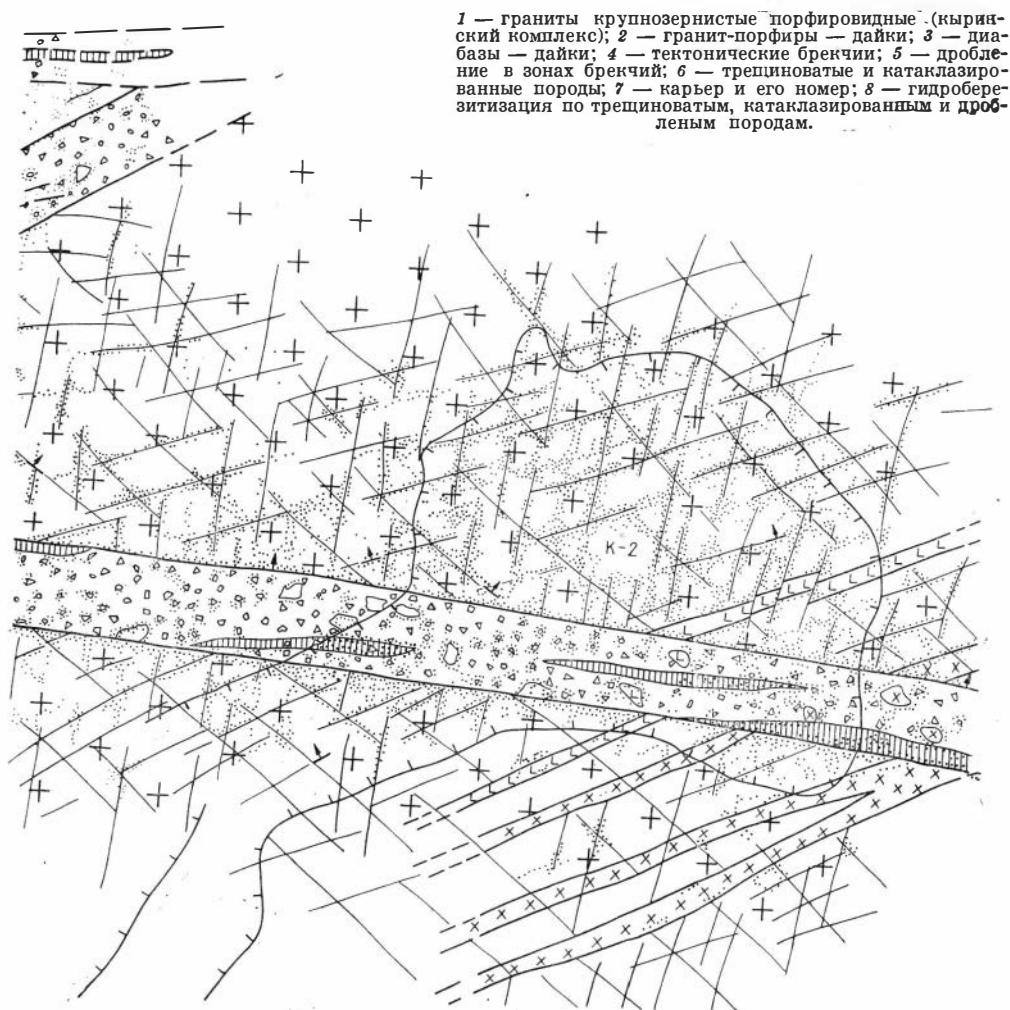
Рис. 11. Схема геологического строения Илинского месторождения (по Б. Н. Лапину, И. Н. Широких).

интрузивного массива, в редких случаях диабазов и кварцевых порфиров (даек), в той или иной степени измененных гидротермальными процессами и замещенных новообразованиями, поражающими главным образом мелко-осколочный цемент. Гидротермальная деятельность проявилась также и по трещинам в гранитах, непосредственно примыкающих к зонам брекчирования и катаклаза, и наиболее интенсивно в их висячем боку, оставляя лишь слабо замещенные или не замещенные «целики» в выкроенных трещинами ромбоэдрах и тетраэдрах.

Таким образом, следует полностью согласиться с выводами Г. В. Шубина [Кузьмин А. М., Шубин Г. В., 1966, с. 54—57] о тектонической природе брекчий месторождения, которые он сделал в свое время, приведя тому убедительные доказательства.

Дыбыксинское золоторудное месторождение расположено юго-западнее Илинского месторождения, на левом борту долины одноименной речки, правого притока р. Иля, в среднем ее течении. Оно стало известно еще в первые годы Советской власти и частично эксплуатировалось предприятиями Илинского рудника, однако было оставлено и поэтому изучено слабо.

Общие сведения о месторождении привел М. К. Косыгин в 1934 г., затем Г. В. Шубин [1963], А. М. Кузьмин, Г. В. Шубин [1966], описавшие минеральные ассоциации гидротермально измененных пород. В связи с недостаточной изученностью месторождения многие вопросы геологии, в том числе структуры, состава вмещающих пород, а также характера гидротермального изменения и стадийности минерализации оставались не освещенными в литературе.



В геологическом строении района месторождения принимают участие только магматические образования (см. рис. 2). В отличие от Илинского месторождения здесь преобладают, по-видимому, гипабиссальные пестрые по составу и строению породы, образующие в абиссальных гранитах Илинского типа штоки и другие мелкие тела. В районе месторождения известны средне- и неравнозернистые граниты, гранодиориты кыринского интрузивного комплекса, а также диориты и кварцсодержащие диоритовые порфиры, которые, видимо, могут представлять собою самостоятельный комплекс — малых диоритовых интрузий. Встречаются дайки аплитов, гранодиоритов, габбро-диабазов и лампрофиров. Сейчас стало известно, что рудная минерализация приурочена к небольшой интрузии кварцсодержащих диоритовых порфиритов, которая в структурном плане находится между линейными дизъюнктивными зонами — Байца-Дыбыксинской и Дыбыкса-Славянской. По данным В. П. Белоцерковца и Ф. Н. Махдумова, на месторождении широко распространены тектонические зоны брекчий, катаклаза (очень мелкого дробления) и многочисленные трещины, образующие сложную разветвленную сеть нарушений. Из всего многообразия этих нарушений наиболее четко выявляется система взаимно пересекающихся трещин и зон северо-восточного и северо-западного направлений. Эти структуры, вероятно, связанные с развитием основного Байца-Дыбыксинского линейного разлома, выкраивают ромбоидальные и тетраэдральные блоки среди интрузивных и метасоматических пород, по форме

напоминающих блоки отбрекчий и трещин, как и на Илинском месторождении. Однако в отличие от Илинского месторождения они не сопровождаются сколько-нибудь заметной гидротермальной минерализацией, а, напротив, накладываются на предрудные кварц-полевошпатовые, синрудные кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые метасоматические образования, а также и на пострудные кварц-турмалиновые метасоматиты.

Предрудные и синрудные метасоматиты представляют генетически единые образования, связанные со становлением штока кварцсодержащих диоритовых порфиров. Предрудные метасоматиты имеют локальное распространение, образуют небольшие сложные по морфологии тела, которые размещаются в краевой части штока порфиров. Кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые золотоносные метасоматиты выполняют различные по мощности, протяженности и морфологии трещины и их системы, развивающиеся среди кварц-полевошпатовых предрудных метасоматитов. Пострудными образованиями на Дыбыксинском месторождении являются кварц-турмалиновые метасоматиты. Они образуют крупные тела и зоны линейной, овальной и неправильной формы. Текстуально среди турмалинизированных метасоматитов выделяются массивные, брекчиевидные и брекчиевидно-блоковые породы. Обломки в зонах турмалинизированных брекчий полностью отвечают составу вмещающих их пород — биотитовых гранитов, кварцсодержащих диоритовых порфиров, кварц-полевошпатовых и биотит-апатитовых метасоматитов. Характерно, что турмалинизированные метасоматиты на Дыбыксинском месторождении, а также и в пределах других участков (см. рис. 2), обнаруживают пространственную приуроченность к интрузиям диоритовых порфиров.

Участки золоторудного проявления по особенностям геологического строения, характеру околорудных метасоматитов и золоторудной минерализации можно подразделить на три основные группы, или типа.

Первый тип обнаруживает многие черты сходства с Дыбыксинским месторождением. Здесь точно так же предрудными метасоматитами являются кварц-полевошпатовые породы. Они локально развиваются в краевых частях небольшого штока диоритовых порфиров, прорывающего протерозойские осадочные образования. Золотоносные кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые породы образуют небольшие жилы, линзы и штокверкообразные тела (зоны) среди трещиноватых кварц-полевошпатовых метасоматитов. Широко развиты на участке и кварц-турмалиновые породы, которые также накладываются на предрудные и синрудные метасоматиты и вмещающие их интрузивные и осадочные образования.

Два других типа золоторудной минерализации характерны для левобережных участков, размещающихся среди биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов кыринского комплекса. В структурном плане все они приурочены к северным оперяющим трещинам Илинской, или Левобережной, линейной тектонической зоны (см. рис. 2). В зависимости от размеров оперяющих трещин в пределах одних участков образуются довольно мощные и протяженные кварцевые жилы (линзы) с апофизами северо-западного простирания. В других местах, судя по небольшим коренным выходам и высыпкам, гидротермальная деятельность в трещиноватых гранитах выразилась в формировании небольших жилы-или линзообразных кварцевых тел, расположение которых изучено еще недостаточно.

Участки различаются и по характеру околожильных изменений. Так, крупные жилы обрамляются симметричным ореолом грейзенизированных гранитов, а около маломощных кварцевых линз и жил развиваются зоны березитизированных метасоматитов.

Золоторудная минерализация как в первом, так и во втором случае представлена умеренно-сульфидной кварц-арсенопиритовой ассоциацией. Она в виде маломощных прожилковидных образований (псевдопрожилков) встречается в кварцевых жилах и реже отмечается среди околожильно-грейзенизированных и березитизированных метасоматитов.

**МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ
АЛХАНАЙСКОГО РАЙОНА**

ГЛАВА I

МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Описанные выше процессы брекчирования, дробления и трещиноватости пород предшествовали и сопровождались проявлением магматизма и постмагматической деятельностью, обусловившими формирование различных метасоматитов. По минеральному составу среди них выделяются кварц-полевошпатовые пегматиты, кварц-полевошпатовые, кварц-амфиболовые, биотит-апатитовые, кварц-турмалиновые, кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты, кварц-мусковитовые грейзены, березиты, березитоподобные и аргиллизированные породы. Для двух последних типов и особенно для кварц-турмалиновых метасоматитов характерно широкое развитие брекчиевидных текстур, что определялось элементами структурной подготовки и интенсивностью проявления постмагматической минерализации.

Кварц-полевошпатовые пегматиты обнаруживают четкую пространственную приуроченность к биотитовым гранитам кыринского комплекса, петрографическая характеристика которых приведена в первой части работы. Обычно пегматиты слагают краевые части аплитовидных даек, а также встречаются в отрыве от них в биотитовых гранитах в виде шлировых обособлений размером от нескольких сантиметров до полуметра. Самостоятельных жил они, как это было отмечено А. М. Кузьминым и Г. В. Шубиным [1966], в Алханайском районе, видимо, не образуют.

Макроскопически в строении пегматитовых тел (гнезд) выделяются две зоны. Первая из них — аплитовая — образует маломощную (до 2 см и менее) оторочку светло-серых пород, внешне не отличающихся от аплитовидных даек (обнаруживается эта зона не всегда). Под микроскопом для пород аплитовой зоны устанавливаются сферолитовая, аплитовидная и гранит-аплитовая структуры. Из породообразующих минералов определенно диагностируются биотит, калишпат, плагиоклаз, кварц, иногда амфибол.

Внутренняя, собственно пегматоидная, зона представляет собой лейкократовые породы, сложенные крупными (2—4 см и более) кристаллами светло-серого кварца и желто-розовых полевых шпатов. При изучении под микроскопом обнаруживается, что в среднем они состоят из калишпата (30%), плагиоклаза (20%), альбита (15%), кварца (30%), биотита и амфибола (единичные зерна). К а л и ш п а т представлен таблитчатыми кристаллами размером 0,5—4 см с характерными микропегматитовыми прорастаниями кварца. Отдельные участки кристаллов замещены альбитом и реже мелкочешуйчатым мусковитом. П л а г и о к л а з (альбит-олигоклаз) в породе почти полностью замещен альбитом с примесью мусковита. А л ь б и т встречается в виде относительно идиоморфных табличек внутри зерен калишпата, кварца и плагиоклаза, а также образует псевдоморфозы по олигоклаз-альбиту. Для к в а р ц а характерны как самостоятельные крупные кристаллы с волнистым погасанием, так и ихтиоглиптовые вроски в зернах калишпата. Б и о т и т в виде тонких коричневатых пластинок размером до 2 мм располагается по границам

(очень редко внутри) зерен калишпата и плагиоклаза. Иногда наблюдается замещение биотита бесцветным, в некоторых разрезах слабозеленоватым моноклинным амфиболом.

Установленные взаимоотношения минералов в пегматоидной зоне свидетельствуют о том, что формирование пегматитов происходило по следующей схеме. Прежде всего произошла перекристаллизация и укрупнение кристаллов калишпата и плагиоклаза, затем кварца, что проявилось в микропегматитовой структуре зерен калишпата. Несколько позже по границам зерен уже сформировавшихся минералов развивался биотит. Процесс завершился частичной альбитизацией и мусковитизацией полевых шпатов и амфиболитизацией биотита.

Как видно, по набору породообразующих минералов пегматиты не отличаются от вмещающих их биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и имеют весьма сходную схему «кристаллизации или выделения» минералов. Пегматиты, характеризующиеся сходным химико-минералогическим составом с вмещающими их гранитами, В. И. Смирнов [1965, 1969] относит к классу простых пегматитов. Вместе с тем, аналитическими исследованиями (табл. 14) устанавливается, что пегматиты незначительно отличаются от гранитов повышенными (в пределах порядка) содержаниями Zn, Cu, Pb и Mo и пониженными концентрациями Ti, Ni, V, Co, Ba и Sr. По содержанию золота пегматиты практически не отличаются от гранитов.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о тесной генетической связи кварц-полевошпатовых пегматитов с кыринскими гранитами.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты известны на Дыбыксинском месторождении, в районе нижнего течения р. Шиногда и на участке Бол. Джармагатай. Во всех случаях они пространственно локализуются во внутренних и эндоконтактных, реже экзоконтактных частях интрузий кварцсодержащих диоритовых порфиритов, прорывающих кыринские граниты и палеозойские (?) метаморфические сланцы. Кроме того, в аналогичной геологической обстановке кварц-альбитовые породы описаны А. М. Кузьминым и Г. В. Шубиным [1966] в районе Илинского месторождения на горе Байца.

Наиболее широко развиты кварц-полевошпатовые породы на Дыбыксинском месторождении, где образовалось несколько метасоматических тел. Размещаются они главным образом в краевых частях довольно крупного штока кварцсодержащих диоритовых порфиритов, внедрившегося в биотитовые граниты. Одно из наиболее крупных тел вскрывается карьером и прослеживается от него в обе стороны согласно контакту порфирового штока с гранитами, что впервые было подмечено Г. В. Шубиным [1963]. Мощность полосы кварц-полевошпатовых метасоматитов не постоянна — в одних местах она «расщепляется», сужается и почти выклинивается; в других — расширяется до 20 м. Внутреннее строение полосы изменений сложное, обусловленное наличием блоков (останцов) в различной степени измененных порфиритов и наложением поздних геологических процессов. Последнее выразилось в развитии кварц-амфиболовых, биотит-апатитовых и кварц-турмалиновых метасоматитов брекчиевидной, брекчиевидно-блоковой, штокверковой, массивной и прожилково-вкрапленной текстур.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты благодаря своей плотной текстуре и светлой, почти белой, окраске с характерным синеватым отливом хорошо отличаются от выше перечисленных метасоматитов и от вмещающих порфиритов. По мере приближения к вмещающим породам кварц-полевошпатовые метасоматиты постепенно приобретают темную окраску, в них появляются характерные для неизмененных пород порфировые выделения плагиоклаза, затем темноцветных минералов, и они становятся практически не отличимы от темно-серых, почти черных исходных порфи-

ритов. Наблюдаемая постепенность перехода, как это устанавливается под микроскопом, обусловлена проявлением метасоматической зональности, описание которой приводится ниже в общепринятой последовательности — от вмещающих пород к центральной зоне.

Неизмененные порфириды, как было показано в I части работы, сложены андезином, актинолитом, лепидомеланом, кварцем и калишпатом. Из вторичных минералов в них присутствуют лейкоксен, каолинит и эпидот; рудные представлены магнетитом, реже гематитом.

В слабо измененных разностях порфиров, представляющих фронтальную часть внешней зоны колонки кварц-полевошпатовых метасоматитов, сохраняются неизменными порфиновые выделения плагиоклаза, лепидомелана и амфибола, в то время как цементирующая масса пород приобретает зеленовато-серую, светло-серую окраску. В шлифах устанавливается, что это различие связано с развитием в основной массе кришто-кристаллического бесцветного и землистого эпидота с примесью мелких ($0,0n$ мм) бледно-зеленых чешуек железисто-магнезиального хлорита ($l - (+)$; $\Delta N = 0,001-0,002$; $F = 40-45^*$). С увеличением степени изменения эпидот и хлорит постепенно начинают «разъедать» и порфиновые выделения. При этом наименее устойчивым оказывается актинолит. В начальной стадии разложения происходит его обесцвечивание, сопровождающееся появлением отдельных струек хлорита, в зальбандах которых отлагаются кварц и эпидот. Затем хлорит ($l - (+)$; $\Delta N = 0,0015$; $F = 40-35$) постепенно распространяется на все зерно актинолита, а эпидот с кварцем «отгоняется» в периферические части и отлагается на границе с основной массой (фиг. 35). В момент почти полного замещения актинолита начинают разлагаться вкрапленники андезина с образованием по трещинкам и плоскостям спайности бесцветного эпидота и альбита. Постепенно процесс распространяется на все зерно, и в результате по андезину возникают псевдоморфозы альбита, загрязненного эпидотом и серицитом. Одновременно с этим происходит «перекристаллизация» основной массы, сопровождающаяся укрупнением зерен кварца. Последний, постепенно разрастаясь и захватывая мелкие зерна альбита, калишпата и других минералов, обуславливает развитие структур, напоминающих рисунок гранофировых прорастаний (фиг. 36). По мере увеличения степени «перекристаллизации» происходит некоторое «очищение» основной массы от эпидота, потом от хлорита ($F = 30-25$), а затем биотит начинает замещаться мусковитом. Последовательность «превращения» биотита в мусковит хорошо наблюдается на примере крупных порфиновых выделений. В начальной стадии замещения лепидомелан или биотит несколько осветляется, интерференционная окраска его постепенно приближается к мусковитовой и в результате возникает гидробиотит ($Np = 1,580-1,560$; $2V_{Np} = 40-47^\circ$). Иногда в одной и той же крупной пластинке наблюдается постепенный переход от лепидомелана к мусковиту через зонку гидробиотита. Эти соотношения, несомненно, свидетельствуют о метастабильности гидробиотита. Следующая зона колонки характеризуется разложением хлорита, а вместо него появляется турмалин. Распределен турмалин в породах весьма неравномерно от отдельных крупных зерен с отчетливо (не всегда) выраженным зональным строением (фиг. 41) до крупных (5—10 см и более) шлировых выделений, ветвящихся прожилков и обильной вкрапленности (фиг. 39, 40). Оптически турмалины шлиров, прожилков и вкрапленников не отличаются друг от друга. Они характеризуются резким плеохроизмом от темно-синего по No до бледно-желтого по $Ne = 1,630-1,633$. Эти данные позволяют отнести минерал

* Здесь и ниже величина общей железистости (F) хлоритов рассчитана по уравнениям: для магнезиальных хлоритов — $F = 450,637Nm - 702,652 \pm 5$ и для железисто-магнезиальных — $F = 883,85Nm - 1390,07 \pm 5,5$ атом. % [Кеппежинский К. Б., 1965].

к магнезиально-железистому ряду, или дравитам, и по наличию характерной темно-синей окраски диагностировать его как индиголит. Данные оптического определения состава подтверждаются химическим анализом минерала (табл. 9).

По мере дальнейшего продвижения в глубь колонки количество турмалина уменьшается. Он встречается в виде редких прожилков и вкрапленников, а затем почти полностью исчезает. При этом в породах заметно увеличивается роль кварца и альбита. Следующая зона колонки характеризуется неустойчивостью мусковита. Главными породообразующими минералами ее являются плагиоклаз (60—70%), кварц (25—35%) и калишпат (2—5%). Затем постепенно исчезает калишпат, резко увеличивается количество кварца (80—85%) и уменьшается содержание альбита (15—20% и менее).

Плагиоклаз этой и предыдущих зон (кроме первой) представлен «мутными» таблитчатыми зернами. Во внутренних зонах колонки размер их варьирует от 0,1 до 2 мм, иногда встречаются более крупные (до 5 мм) зерна новообразованного альбита. Состав их в подавляющем большинстве соответствует альбиту (№ 1—4), реже — олигоклазу (№ 11—14). Отмеченная мутноватость зерен плагиоклаза, а также и калишпата обусловлена загрязненностью их пелитовым веществом, представляющим, по результатам рентгеноструктурного анализа, смесь мусковита и каолинита (табл. 11). Последний, видимо, имеет гипергенное происхождение.

Кварц характеризуется некоторым ксеноморфизмом по отношению к плагиоклазу и калишпату. Он выполняет промежутки между зернами этих минералов, корродирует их и «консервирует», а также образует в породах макро-, микропрожилки, линзы и крупные шлировые обособления достаточно крупных (до 2 м и более) размеров. Такой характер развития кварца обуславливает формирование в породах порфировых, гломеропорфировых, «гранофировых» и торцовых структур (фиг. 37). В местах, где кварц образует шлировые обособления, породы приобретают пегматоидный облик. Эти пегматоидные образования (ядра) могут представлять центральную часть рассматриваемых метасоматитов.

Таким образом, приведенный петрографический материал позволяет выделить в зональном ореоле (колонке) кварц-полевошпатовых метасоматитов зоны следующих составов (парагенезисов):

Колонка I	0. Кварцсодержащий диоритовый порфирит. Кварц, калишпат, лепидомелан, андезин, эпидот, актинолит.
	1. Кварц, калишпат, лепидомелан, хлорит, андезин, эпидот.
	2. Кварц, альбит, калишпат, лепидомелан, хлорит, эпидот.
	3. Кварц, альбит, калишпат, мусковит, хлорит.
	4. Кварц, альбит, калишпат, мусковит, турмалин (индиголит).
	5. Кварц, альбит, калишпат, мусковит.
	6. Кварц, альбит, калишпат.
	7. Кварц, альбит.
	8. Кварц.

Из изложенного выше видно, что процесс изменения пород в целом имел направленный характер. Это выражается в последовательном сокращении числа минералов, в снижении содержаний и величины общей железистости хлорита и мусковита (?) в сторону центральной зоны по колонке в целом и в каждой отдельно взятой зоне и закономерном уменьшении количества полевых шпатов и увеличении роли кварца в указанном направлении. Эти данные в соответствии с теоретическими исследованиями Д. С. Коржинского [1955] свидетельствуют о том, что формирование зонального ореола (колонки) кварц-полевошпатовых пород происходило при совмещенном развитии инфильтрационного и диффузионного метасоматизма.

Кварц-амфиболовые метасоматиты находятся в тесной пространственной связи с кварц-полевошпатовыми. Наиболее часто они накладываются на внутренние зоны кварц-альбит-калишпатового и кварц-альбит-калиш-

пат-мусковитового составов, реже встречаются во внешних зонах колонки и за ее пределами в неизмененных породах.

Формирование кварц-амфиболовых пород происходило на фоне внутриминерализационных тектонических подвижек. На это указывают признаки катаклаза зерен амфибола, неоднократного их дробления с последующей «цементацией» и «пропиткой» аналогичным по составу амфиболом, а также локализация кварц-амфиболовых пород в зонах тектонических нарушений, которым подчинена морфология тел этих метасоматитов: линзо- и жиллообразные тела — в линейных трещинах; X- и Y-образные — в местах пересечения двух трещин. Штоко- и гнездообразные тела пород с характерной пятнистой текстурой, внешне напоминающей брекчиевую, приурочены к участкам интенсивного дробления в местах сгущения и пересечения многочисленных разноориентированных трещин. Почти все кварц-амфиболовые тела, независимо от их форм и размеров, сопровождаются оторочкой в той или иной мере амфиболитизированных пород, мощность которой обычно не превышает половины мощности жил.

Соотношение кварца и амфибола в метасоматитах, «залечивающих» трещины, изменяется в очень узких пределах. Обычно это практически моноамфиболовые породы, состоящие из радиально-лучистого амфибола грязно-зеленого цвета и отдельных зерен метасоматического кварца, реликтового обломочного кварца и иногда альбита. Реже встречаются кварц-амфиболовые породы, в которых содержание кварца достигает 15%. Кварц в обоих случаях характеризуется довольно четким ксеноморфизмом по отношению к амфиболу. В околотрещинном пространстве амфибол метасоматически развивается по плагиоклазам, замещая их по трещинкам и плоскостям спайности. Наиболее интенсивному изменению подвергается мусковит, он полностью замещается амфиболом. Метасоматический кварц для околосильных зон нехарактерен.

А м ф и б о л в проходящем свете бледно-серый, почти бесцветный. Плеохроизм минерала едва заметный (в серых тонах); $\angle cNg = 12-14^\circ$; $N_g = 1,650$; $N_m = 1,541$; $N_p = 1,630$, что позволяет отнести его к граммиту, содержащему около 30% ферроактинолитовой молекулы. Оптическая диагностика минерала подтверждается химическим анализом (табл. 9). Следует заметить, что метасоматический амфибол отличается от амфибола из неизмененных порфириров более высоким содержанием кремния, магния, кальция и золота (на порядок), и пониженным количеством титана, алюминия, железа и особенно фтора. По конфигурации ИК-спектров (рис. 12) поглощения эти два минерала почти не отличаются.

Биотит-апатитовые метасоматиты структурно приурочены к тем же зонам трещиноватости, что и кварц-амфиболовые, реже встречаются в отрыве от них среди внутренних зон колонки кварц-полевошпатовых метасоматитов и спорадически — во внешних зонах и в неизмененных порфиритах. Морфологически тела биотит-апатито-

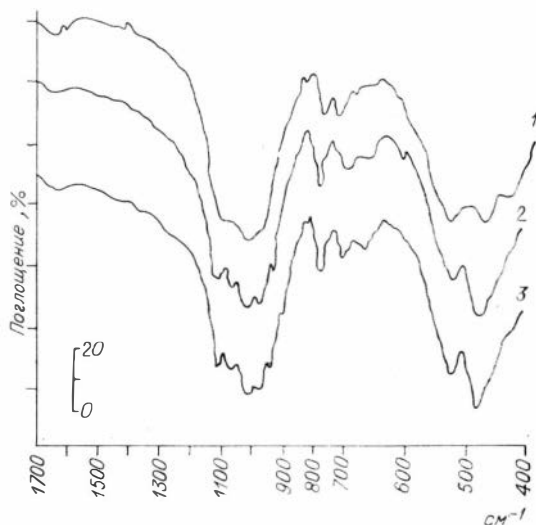


Рис. 12. ИК-спектры поглощения амфиболов.

1 — тремолит по картотеке спектров Х. Мённе [Мюенке Н., 1962]; 2 — актинолит из кварцсодержащих диоритовых порфириров; 3 — актинолит из кварц-амфиболовых метасоматитов.

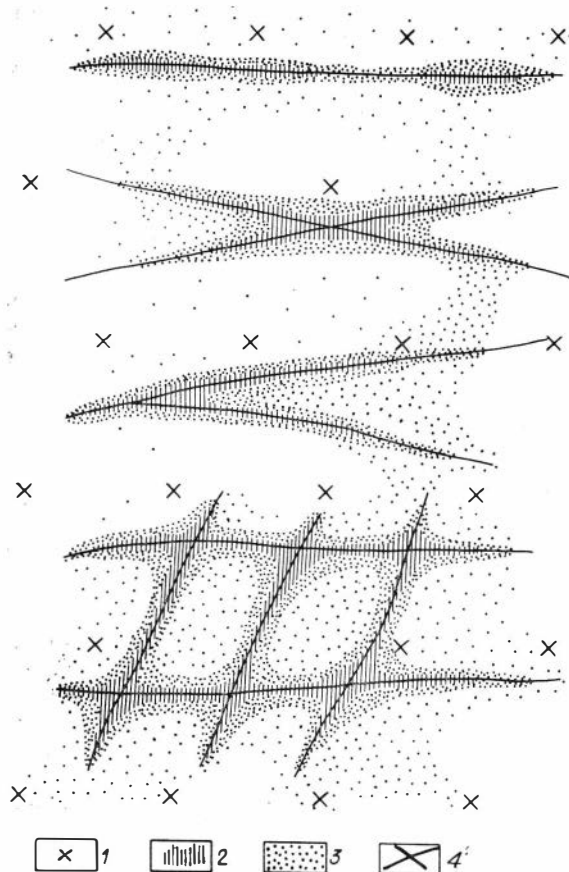


Рис. 13. Схема размещения и морфологии биотит-апатитовых метасоматитов Дыбыксинского месторождения.

1 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 2 — гнездово-прожилковая биотит-апатитовая минерализация; 3 — вкрапленная биотит-апатитовая минерализация; 4 — тектонические трещины.

вых пород не отличаются от кварц-амфиболовых (рис. 13).

Макроскопически среди биотит-апатитовых образований можно выделить следующие две крайние разновидности пород:

1. Существенно биотитовые породы. Это плотные мелкочешуйчатые образования темно-коричневого, иногда почти черного цвета, в которых встречаются разновеликие (0,0л — 3 см и более) кристаллы грязно-зеленого апатита и серого кварца (фиг. 38). Нередко апатит с кварцем обособляются в крупные гнезда размером до 5 см и более. Породы этого типа выполняют трещины, «пустоты» и зонки дробления.

2. Биотитизированные породы развиваются в виде маломощной оторочки вокруг образований первого типа, а также образуют самостоятельные минерализованные зоны. Для этих пород характерна очень слабая прожилково-вкрапленная биотитизация, причем биотит замещает главным образом калийсодержащие минералы — калишпат, лепидомелан и мусковит. Апатит в породах этого типа встречается очень редко и обычно в виде мелких кристалликов.

Как видно, главными минералами рассматриваемых пород являются биотит, апатит и кварц. Эти три минерала находятся в тесных срастаниях и не обнаруживают сколько-нибудь заметных признаков ксеноморфизма, хотя в отдельных шлифах заметно, что кристаллизация кварца заканчивается несколько позднее апатита и биотита. В качестве реликтовых минералов в биотит-апатитовых породах отмечаются альбит, сфен, лепидомелан, амфибол, хлорит и другие минералы, образовавшиеся до этих метасоматитов.

Биотит в проходящем свете имеет светло-коричневую окраску иногда с золотистым отливом. Размер чешуек его варьирует от 0,л до 0,0л мм. Встречаются более крупные пластинки, которые часто несут следы катаклаза, что свидетельствует о тектонических внутриминерализационных подвижках. Для биотита, в отличие от лепидомелана из вмещающих порфиринов, характерны более высокая интерференционная окраска, повышенная хрупкость и более низкий показатель двупреломления и светопреломления ($N_p = 1,555$; $N_g = 1,583$; $\Delta N = 0,028-0,032$). Плеохроизм его также отчетливый, красно-бурый, светло-коричневый по N_g , бесцветный, бледно-желтый по N_p . Угасание прямое, удлинение положительное.

По набору межплоскостных расстояний и их интенсивности биотит и лепидомелан слабо отличаются, тем не менее первый приближается к эталону биотита по В. И. Михееву [1957], второй — к лепидомелану (табл. 12).

Сравнивая ИК-спектры поглощения биотита и лепидомелана между собой и с эталоном биотита (рис. 14), нетрудно видеть некоторые отличия в глубине и ширине полос поглощения в районе 400 — 500 и 800 — 1300 см^{-1} . Достаточно четко различаются спектры в районе 3200 — 3600 см^{-1} , характеризующие область валентных колебаний гидроксильной группы, которая, как известно, может частично компенсироваться фтором и хлором. Последнее подтверждается химическими анализами биотита и лепидомелана (табл. 9).

Апатит — второй по распространенности минерал биотит-апатитовых пород. Выше уже отмечалось, что он встречается в виде грязно-зеленых кристаллов размером от сотых долей до 3 см. Крупные кристаллы апатита имеют шестоватое строение и часто заключают внутри себя зерна других минералов. В проходящем свете апатит слегка мутноватый, чаще бесцветный, прозрачен. Спайности не обнаруживает, одноосный, отрицательный, $\Delta N = 0,002 - 0,005$; $N_o = 1,641$; $N_e = 1,637$.

Инфракрасноспектроскопические исследования минерала (рис. 15) в сочетании с оптическими константами позволяют отнести его к фтор-апатиту. Эти данные подтверждаются результатами электронного микрозондирования (MS-46), согласно которым апатит содержит (вес.%) $\text{Cl} - 0,19 - 0,11$; $\text{F} - 3,57 - 3,34$. В качестве примесей в минерале обнаружены $\text{SiO}_2 - 0,17 - 0,19$ и $\text{MnO} - 0 - 0,2$.

Кварц играет значительную роль в составе описываемых метасоматитов. Он метасоматически развивается по породам, а также образует многочисленные прожилки. В первом случае кварц представлен лапчатыми мутноватыми зернами, содержащими многочисленные включения полужамещенных зерен альбита, калишпата и других минералов. В участках ин-

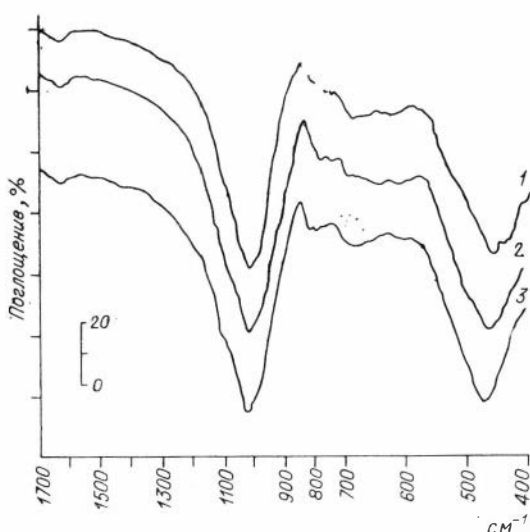


Рис. 14. ИК-спектры поглощения биотитов Дыбыксийского месторождения.

1 — биотит по картотеке Х. Мёнке; 2 — биотит из кварцсодержащих диоритовых порфиров; 3 — биотит из биотит-апатитовых метасоматитов.

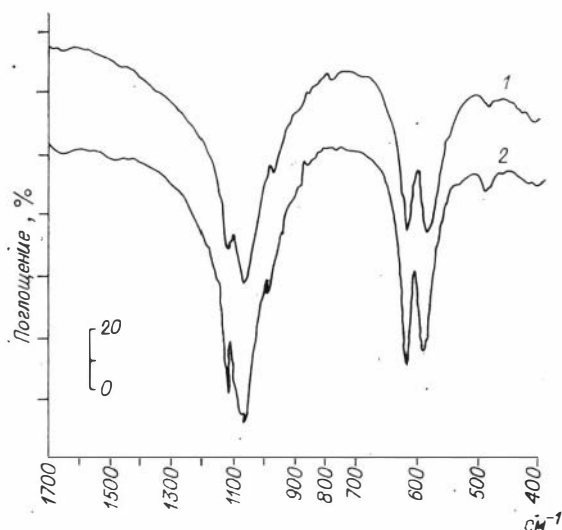


Рис. 15. ИК-спектры поглощения апатитов.

1 — апатит по картотеке Х. Мёнке; 2 — апатит из биотит-апатитовых метасоматитов Дыбыксийского месторождения.

тенсивного изменения кварц образует торцовые агрегаты изометрических зерен.

Кварц-турмалиновые метасоматиты. Турмалинизация, как известно, весьма характерна для золоторудных месторождений Забайкалья. При этом, по мнению многих геологов, она чаще всего связана с развитием структур взрывного (взрывного) происхождения и обычно предшествует оруденению [Горжевский Д. И. и др., 1970а, б; Тимофеевский Д. А., 1972; и др.].

В Алханайском районе турмалиновые метасоматиты проявились весьма широко и многогранно в смысле распространенности, размеров и морфологии тел. В одних случаях турмалинизация развивалась в крупных неправильной, а в общем виде полуовальной, формы зонах брекчирования с остроугольными апофизами и оперяющими крутопадающими мелкими зонами брекчирования и трещиноватости; в других — турмалинизация была приурочена к системе маломощных зон брекчирования и трещиноватости. Природа этих раствороподводящих структур во многом спорна и однозначно труднодоказуема.

Крупные поля (тела) турмалинизированных пород, в пределах которых минерализация получила практически площадное развитие, известны в районе Дыбыксинского и Илинского (гора Байца) месторождений и на участке Бол. Джармагатай (см. рис. 2, 9). Во всех трех случаях они обнаруживают тесную пространственную связь со штоками порфиров, которые мы определяем как кварцсодержащие диоритовые порфиры. Эта взаимосвязь выражается в развитии турмалинизации в зонах брекчирования порфиров и связанных с ними кварц-альбитовых, кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых метасоматитов, а также в зонах брекчирования и трещиноватости в гранитах, вмещающих штоки диоритовых порфиров.

По текстурным признакам внутри полей площадной турмалинизации выделяются породы массивной (сливной), брекчиевидной (фиг. 29) и пятнистой (фиг. 30) текстур.

Метасоматиты массивной (сливной) текстуры тяготеют к внутренним частям зон брекчирования. Внешне они представляют собой очень плотные скритозернистые породы, цвет которых изменяется в зависимости от содержания турмалина от светло-серого до черного, с характерным синеватым отливом. В отдельных образцах встречаются жеоды, выполненные крупными (до 3 см) кристаллами кварца, включающими мелкие иголки турмалина. Турмалин также нарастает и на кристаллы кварца.

Главными породообразующими минералами рассматриваемых пород являются кварц и турмалин, на долю которых приходится около 95% объема пород. В качестве примесей в них встречаются апатит, сфен, эпидот, рутил, кальцит, пирит, альбит и хлорит. А. М. Кузьмин и Г. В. Шубин [1966] на основании шлихового опробования связывают с кварц-турмалиновыми метасоматитами появление касситерита, висмутита, флюорита, топаза, тантало-ниобатов и шеелита.

Количественно-минеральный состав породообразующих минералов описываемых пород колеблется в весьма широких пределах — от существенно кварцевых до турмалиновых.

Кварц встречается в виде следующих морфологических разновидностей: обломочного, по всей видимости, реликтового; крупно- и мелкозернистого метасоматического и жильного. Кварц первой разновидности представлен прозрачными остроугольными, иногда слабо окатанными обломками размером от 0,1 до 4 мм. Границы его с мелкозернистыми участками породы, как правило, резкие, иногда несколько корродированы. Метасоматический крупнозернистый кварц по размерам сопоставим с обломочным, но в отличие от него содержит многочисленные включения турмалина, обломочного кварца, рутила, апатита и других минералов. Контур его расплывчатые, лапчатые. Часто он образует

гломеропорфировые выделения. Тонкозернистый (0,0п мм) метасоматический кварц концентрируется по периферии более крупных зерен этого минерала и турмалина и цементирует их, а также образует в породах многочисленные прожилки кварцевого и кварц-турмалин-альбитового составов.

Турмалин образует микроскопические (0,0п — 0,00п мм) вытянутые кристаллики, имеющие форму обрубленных иголок. Распределен он в породах крайне неравномерно: от отдельных иголок и сноповидных скоплений до волокнистых агрегатов (фиг. 42) и землистых плохо раскристаллизованных масс. В подавляющем большинстве случаев, за исключением землистых масс, турмалин бесцветный, реже бледно-зеленый.

Брекчиевидные породы с кварц-турмалиновым метасоматическим цементом пространственно тяготеют к периферическим участкам массивных метасоматитов, а также образуют самостоятельные тела. Первое, что бросается в глаза при знакомстве с этими образованиями, — резкий контраст между темной, почти черной, скрытозернистой цементирующей массой и более светлыми обломками; второе — резкое различие в величине обломочного материала, начиная от едва различимых осколков величиною в несколько миллиметров до угловатых глыб размером в 1—2 м в диаметре и более. Обломки в зависимости от состава вмещающих пород представлены кварц-альбитовыми метасоматитами, диоритовыми порффирами и гранитами. Цементирующая мелкоосколочная масса или матрица брекчий полностью замещена кварц-турмалиновым метасоматическим агрегатом. Обломки пород в различной мере серицитизированы и окварцованы, а также рассечены многочисленными прожилками кварц-турмалинового состава. Турмалин и кварц рассматриваемых образований морфологически и оптически не отличаются от турмалина и кварца из массивных кварц-турмалиновых метасоматитов.

Метасоматиты пятнистой текстуры развивались в тех участках, где реализация взрывных (?) напряжений выразилась в более или менее равномерном и достаточно интенсивном дроблении и трещиноватости пород. Они образуют самостоятельные штоки больших размеров (вершина горы Байца), встречаются внутри крупных обломков в зонах метасоматитов брекчиевидной текстуры, вблизи зон брекчирования и на некотором удалении от них среди слабо измененных вмещающих пород. Внешние турмалины из пятнистых метасоматитов не отличается от турмалинов из массивных и брекчиевидных пород. Под микроскопом они также мало различимы, хотя в шлифах пятнистых пород значительно чаще встречаются более крупные зерна турмалина, а некоторые из них имеют слабо выраженное зональное строение.

По периферии тел площадной турмалинизации, как отмечалось выше, развиваются зоны жильной и прожилково-вкрапленной кварц-турмалиновой минерализации. Иногда эти зоны встречаются на некотором удалении от крупных тел в практически неизмененных порффирах, гранитах и кварц-альбитовых метасоматитах. Явления прожилково-вкрапленной турмалинизации выражаются в избирательно-блочном освещении пород с развитием микро- и макропрожилков и жил кварц-турмалинового и турмалинового состава, сопровождающихся вкрапленностью (сыпью) разновеликих (0,00п — 2 мм и более) игольчатых, призматических, сноповидных и радиально-лучистых выделений и зерен турмалина, хорошо выделяющихся на светлом, светло-сером фоне благодаря своей черной окраске.

Местами турмалин в парагенезисе с кварцем образуют крупные (до 30 см и более) полукруглой формы гнезда или шпилы и довольно мощные (2—5 см и более) жилы. Соотношения кварца и турмалина в этих образованиях варьируют в широких пределах: от чисто турмалиновых до кварц-турмалиновых (турмалина — 5—10%). Вокруг этих гнезд и жил развивается маломощная оторочка измененных пород, имеющих отчетливо выраженную зональность.

Так, например, за счет кварц-полевошпатовых метасоматитов формируется колонка следующего вида:

Колонка II	0. Кварц-полевошпатовый метасоматит. Кварц, альбит, калишпат, мусковит.
	1. Кварц, мусковит, альбит.
	2. Кварц, мусковит.
	3. Кварц, турмалин.
	4. Турмалин.

Более сложное строение имеют колонки, формирующиеся около мало-мощных зон дробления в гранитах. Здесь можно видеть, что переход от неизмененных гранитов начинается с замещения биотита темно-зеленым железисто-магнезиальным хлоритом в парагенезисе с тонкочешуйчатым мусковитом. Затем происходит деанортизация плагиоклаза, выражающаяся в развитии по нему криптокристаллического и землистого эпидота (иногда прозрачного) с чешуйками мусковита. По мере дальнейшего продвижения в глубь колонки эпидот постепенно исчезает, увеличивается содержание мусковита, по-видимому, за счет разложения калишпата. В следующей зоне мусковит более интенсивно развивается по альбиту. Почти одновременно с этим происходит частичная, а затем полная серицитизация хлорита, в результате чего вблизи зоны дробления образуется мало-мощная оторочка практически биминеральных кварц-мусковитовых пород, в которых отмечаются макро- и микропрожилки и отдельные зерна турмалина (фиг. 43). Переход к породам центральной части колонки, локализующейся в зоне дробления, обозначен очень четко как макроскопически, так и петрографически. Внешне это плотные, мелкозернистые породы черного цвета, содержащие многочисленные, ориентированные параллельно стенкам трещины светлые обломки. Характерно, что эти обломки размещаются главным образом в краевых частях жил (фиг. 43). Под микроскопом устанавливается, что породы черного цвета состоят из крупных призматических и короткостолбчатых зерен бесцветного, иногда бледно-зеленого турмалина, а обломки представляют собой не что иное, как агрегаты хорошо ограненных зерен кварца, содержащего переменные количества турмалина (фиг. 44).

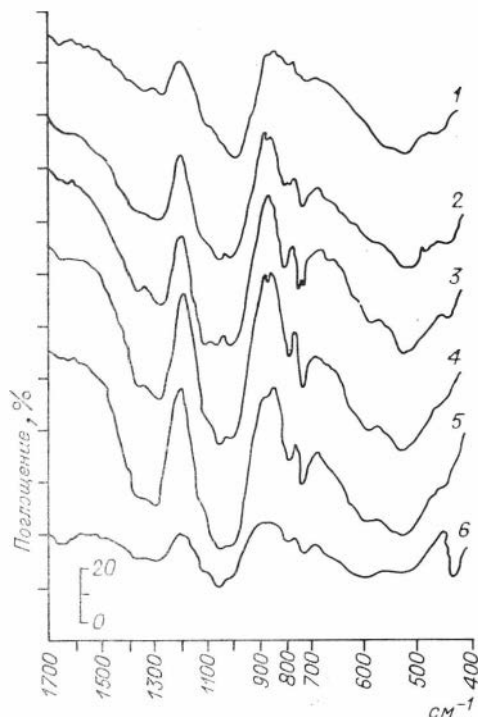
Приведенное петрографическое описание пород позволяет выделить в колонке кварц-турмалиновых метасоматитов зоны следующих составов:

Колонка III	0. Биотитовый гранит. Кварц, альбит, калишпат, олигоклаз, биотит.
	1. Кварц, мусковит, хлорит, альбит, калишпат, олигоклаз.
	2. Кварц, мусковит, хлорит, альбит, калишпат, эпидот.
	3. Кварц, мусковит, хлорит, альбит, калишпат.
	4. Кварц, мусковит, хлорит, альбит.
	5. Кварц, мусковит, хлорит.
	6. Кварц, мусковит, турмалин?
	7. Турмалин, кварц.

Как следует из изложенного выше, турмалиновая минерализация в районе контролировалась зонами брекчирования, дробления и трещиноватости. Эти структурно различно выраженные зоны образовались, по всей видимости, одновременно, поскольку между ними устанавливаются постепенные переходы и тесная пространственная связь. Между турмалинами из различно выраженных структурных зон устанавливаются некоторые морфологические отличия. Так, для турмалинов, развивающихся в участках наиболее тонкого дробления пород, характерны плохо раскристаллизованные, землистые и сферолитовые агрегаты (массивные метасоматиты), в то время как в мало-мощных зонах трещиноватости и дробления турмалин раскристаллизован значительно лучше и имеет крупнозернистое строение (прожилково-вкрапленная минерализация). Турмалин, образовавшийся в зонах грубообломочных брекчий, по своей морфологии занимает промежуточное положение (брекчиевидные метасоматиты).

Рис. 16. ИК-спектры поглощения турмалинов.

1 — турмалин по картотеке Х. Мёнке; 2 — турмалин (дравит) из кварц-турмалиновых метасоматитов Ключевского месторождения; 3 — турмалин (индиголит) из кварц-полевошпатовых метасоматитов Дыбкисинского месторождения; 4—5 — турмалины (дравиты) из пятнистых метасоматитов кварц-турмалиновых Дыбкисинского месторождения и горы Байца; 6 — турмалины (шерлы) из кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов Илинского месторождения и участка Дыбкеса.



Определения оптических констант указывают на то, что все морфологически отличающиеся турмалины характеризуются очень близкими значениями показателей свето- и двупреломления ($N_o = 1,641-1,648; N_e = 1,619-1,625; \Delta N = 0,022-0,024$), отчетливым плеохроизмом — от бесцветного до темно-серого, темно-коричневого. Эти данные, несомненно, свидетельствуют о близости их состава, что также подтверждается результатами инфракрасноспектроскопии (рис. 16) и химическими анализами (табл. 9). Согласно последним турмалины относятся к железисто-магнезиальному ряду и отвечают по составу дравиту.

Интересно отметить, что турмалины (дравиты) Алханайского района по своему составу и ИК-спектрам не отличаются от турмалинов из кварц-турмалиновых метасоматитов, предшествующих рудоотложению на Ключевском золоторудном месторождении (см. табл. 9, рис. 16).

Кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты, по-видимому, распространены в районе весьма ограниченно. Проявления их известны в двух местах — на Илинском месторождении и в районе среднего течения р. Дыбкеса (Дыбкисинский участок).

В первом случае они слагают маломощные, но достаточно протяженные жилообразные тела и прожилки, приуроченные к системе полого погружающихся ($10-15^\circ$) в северо-восточном направлении тектонических трещин. Эти тела имеют светло-серую и серую окраску, массивную текстуру и более или менее однородное внутреннее строение, если не считать единичных очень мелких и измененных обломков гранитного состава. Контакты жильных пород с вмещающими их гранитами четкие, в отдельных случаях они осложнены системой тонких ветвящихся опережающих прожилков. В одном из верхних карьеров можно видеть, что кварц-турмалин-пиритовые жильные тела срезаются дайкой кварцевых диабазов, а затем совместно с ними подвергаются дроблению и последующей березитизации. Кроме того, кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты встречаются в виде обломков в керне скважин, пересекающих главные зоны тектонических брекчий.

В районе среднего течения р. Дыбкеса аналогичного типа минерализация развивается в северо-восточных зонах тектонического дробления среди эффузивных пород. Однако здесь по сравнению с Илинским месторождением, как это было установлено В. С. Зубковым, проявилась она менее интенсивно. Действительно, судя по образцам пород, предоставленным нам В. С. Зубковым для исследования, кварц-турмалин-пиритовая минерализация Дыбкисинского участка относится к прожилково-вкрапленному типу. Кроме того, характерно, что пирит в составе прожилков

содержится в значительно меньших количествах, чем на Илинском месторождении. Иногда пирит обнаруживается только в аншлифах и протолочках.

Петрографическое изучение кварц-турмалин-пиритовой ассоциации Илинского месторождения и Дыбыксинского участка позволяет с определенной осторожностью отнести их к одному минеральному типу. Главными породообразующими минералами этого типа являются кварц, турмалин и пирит. В виде примесей в них отмечаются серицит, железисто-магнезиальный хлорит ($F = 60-75$), редкие зерна галенита, сфалерита, сфена, эпидота и рутила. Последние три минерала, по всей видимости, являются реликтовыми, так как они обычно встречаются в участках наименьшего изменения пород.

Содержания основных метасоматических минералов — кварца и турмалина — варьируют в чрезвычайно широких пределах — от 5 до 90%. Количество пирита в кварц-турмалин-пиритовых образованиях Илинского месторождения составляет 10—15% и более, в то время как в этой же минеральной ассоциации Дыбыксинского участка содержание его не превышает 2—5%, а иногда он практически отсутствует. Различия в количественном содержании пирита в метасоматитах, вероятно, связаны с различной активностью серы, а с другой стороны — с неодинаковым составом исходных пород — на Илинском месторождении это биотит-амфиболовые граниты, а на участке Дыбыкса — кислые риолит-дацитовые эффузивы.

Кварц из рассматриваемой минеральной ассоциации (типа) по размеру зерен, их морфологии и характеру взаимоотношения с турмалином не отличается от кварца из описанных выше кварц-турмалиновых метасоматитов.

Турмалин кварц-турмалин-пиритовой ассоциации в отличие от турмалинов из кварц-турмалиновых пород (кроме прожилково-вкрапленного и трещинного типа) в целом раскристаллизован несколько лучше, хотя и образует более мелкие зерна (фиг. 45, 46). Представлены они чаще всего игольчатыми кристалликами с характерными «расщеплениями» на концах этих иголок. Распределен турмалин в породах весьма неравномерно: от отдельных иголок и их радиально-лучистых и сноповидных агрегатов, как бы «плавающих» в кварце, до кучных, не всегда хорошо раскристаллизованных землистых масс.

Оптические константы ($N_o = 1,670-1,675$; $\Delta N = 0,027-0,029$) свидетельствуют о высокой железистости минерала и позволяют отнести его к шерлу, содержащему, согласно диаграмме В. Е. Трегера [1968], около 80% шерла, 20% дравита и незначительную примесь увита. Высокая железистость турмалинов из кварц-турмалин-пиритовых ассоциаций Илинского месторождения и участка Дыбыкса подтверждается частичными анализами турмалинов на железо (суммарное содержание железа — 31,55—30%) и магний (4,73—4,51%). Идентичность состава турмалинов Илинского месторождения и Дыбыксинского участка хорошо иллюстрируется данными инфракрасной спектроскопии (см. рис. 16).

Пирит и другие редко встречающиеся сульфиды в составе рассмотренной минеральной ассоциации будут охарактеризованы ниже.

Кварц-мусковитовые грейзены распространены в районе достаточно широко. Они известны среди кыринских гранитов, палеозойских метаморфических сланцев, верхнеюрских эффузивов и диабазов, прорывающих эти эффузивные породы. В структурном плане грейзены приурочены к северо-западным и субширотным трещинам отрыва, образовавшимся в связи с развитием линейных тектонических зон — Илинской и Байца-Дыбыксинской. Наиболее крупные, практически монокварцевые, жилы грейзенов мощностью от 1 до 3 м и протяженностью от 50 до 150 м устанавливаются в бассейне рек Джармагатай, Касуртая, Байца и Никсандра. Эти жилы окружены маломощным (1—3 м) симметрично-зональным ореолом грейзенизированных пород.

Переход от неизмененных гранитов к кварцевой жиле осуществляется постепенно. Постепенность заключается в последовательном разложении биотита, затем олигоклаза, калишпата и альбита. При этом по биотиту развивается магнезиально-железистый хлорит и мелкошуйчатый мусковит. Олигоклаз подвергается мусковитизации, которая сопровождается формированием микротиновых каемок альбита. Затем реликтовый и новообразованный микротиновый альбит и калишпат замещаются радиально-лучистым мусковитом и мелкозернистым кварцем. Кварцевая жила, представляющая центральную зону грейзенов, сложена практически мономинеральным агрегатом разнозернистого кварца. Иногда в кварцевой жиле отмечаются скопления и отдельные пластинки мусковита, выделяющегося после кварца. Характерно, что центральные части жил раскристаллизованы несколько лучше, чем периферические. Кварц здесь значительно чище, прозрачнее и крупнее. Кроме того, в различных сечениях жил, но преимущественно в их внутренних частях, встречаются своеобразные гнезда (обособления) свежего и более крупнозернистого кварца. Размер этих гнезд обычно составляет 10—30 мм, отдельные достигают 50 мм. Такого типа образования в золоторудных кварцевых жилах описаны Н. В. Петровской [1973] под названием «псевдожилок». Природу их она объясняет явлениями перекристаллизации кварца в связи с деформационными подвижками. Вероятно, аналогичную природу имеют кварц-арсенопиритовые микро- и макропрожилковидные обособления, иногда встречающиеся в жилах.

Таким образом, строение метасоматической колонки кварц-мусковитовых грейзенов, образующихся по биотитовым гранитам, можно представить в следующем виде (без реликтовых минералов):

Колонка IV

0. Биотитовый гранит.

1. Кварц, альбит, калишпат, олигоклаз, биотит.
1. Кварц, мусковит, альбит, калишпат, олигоклаз, хлорит.
2. Кварц, мусковит, альбит, калишпат, олигоклаз.
3. Кварц, мусковит, альбит, калишпат.
4. Кварц, мусковит, калишпат.
5. Кварц, мусковит.
6. Кварц.

Эта метасоматическая колонка по своему составу практически не отличается от колонок кварц-мусковитовой фации грейзеновой формации, описанных В. А. Жариковым, Б. И. Омеляненко [1965] и др.

Березиты и березитоподобные метасоматиты в районе распространены широко. Проявления их установлены в породах самого различного состава и возраста: гранитоидах кыринского комплекса, в верхнеюрских кварцевых диабазах и гранит-порфирах иливского дайкового комплекса, они накладываются и на турмалинизированные метасоматиты. Поля березитизированных пород известны по обеим сторонам р. Иля: справа — в районе рек Славянка, Дыбыкса, Курлукта, Байца; слева — рек Сырке-Горохов, Шиногда, Грязнуха, Делюн, Джармагатай (см. рис. 2). Березитизированные породы левобережных участков образуют тела небольшой мощности и протяженности. Локализуются они в трещиноватых (трещины отрыва) структурах, образовавшихся около Илинского разлома. Для березитизированных пород правобережных участков характерны широкие ореолы, контролируемые мощными зонами трещиноватости, дробления и брекчирования. Эти тектонические зоны являются оперяющими структурами линейного Байца-Дыбыксинского разлома.

Березитизированные породы лево- и правобережных участков различаются не только морфологически, но и по строению метасоматических колонок. Метасоматиты левобережных участков, как будет показано ниже, практически не отличаются от типичных колонок березитов, в то время как измененные породы правобережных участков отличаются от березитов ограниченным развитием карбонатов и их составом, более широким полем

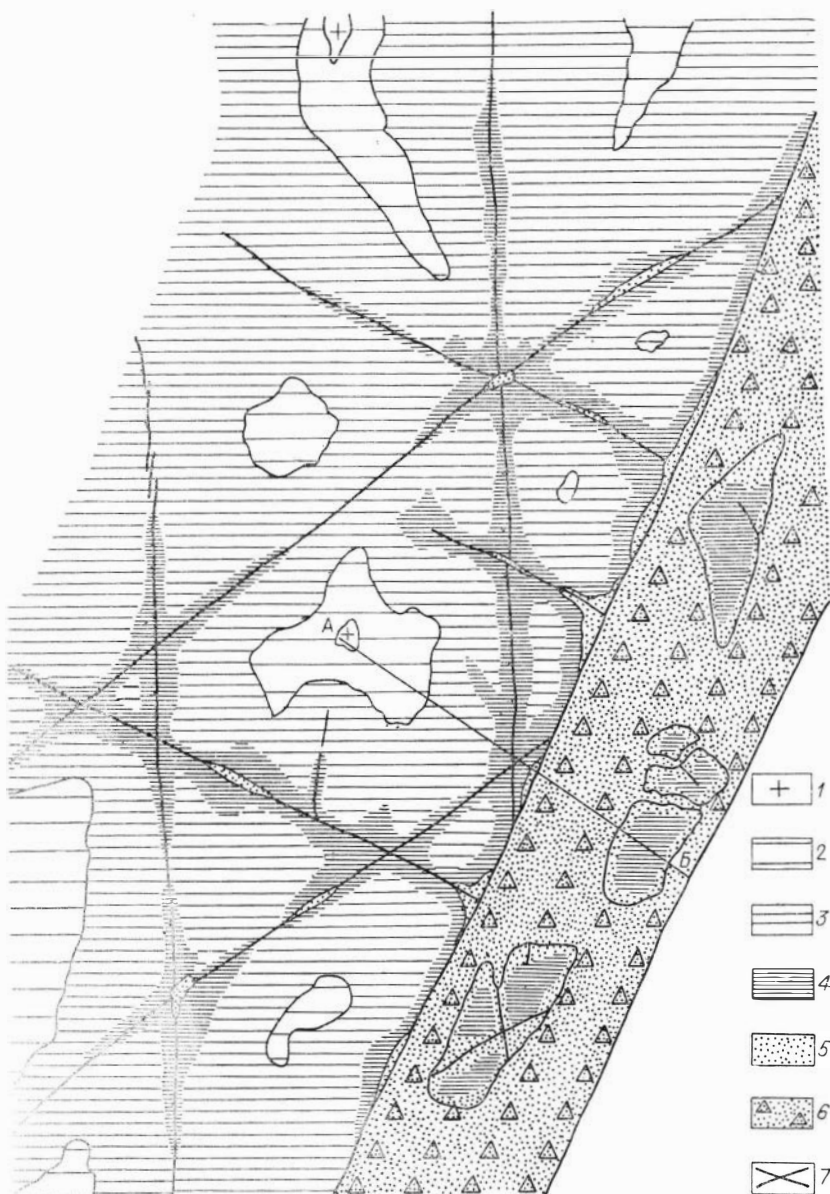
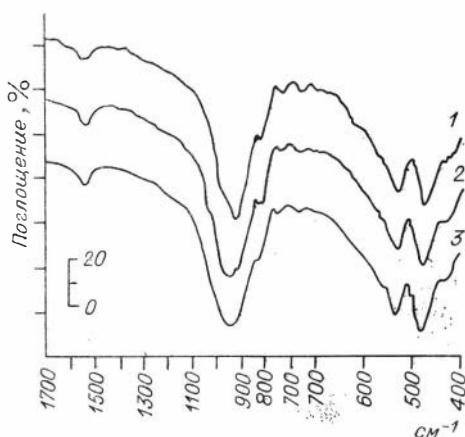


Рис. 17. Схема размещения зон гидроберезитовых метасоматитов в брекчированных и трещиноватых гранитах Илинского месторождения.
 1 — аутометасоматически измененные граниты (зона 0); 2 — хлоритизированные граниты (внешние зоны — 1—4); 3 — карбонатизированные граниты (промежуточные зоны — 5—7); 4 — интенсивно пиритизированные граниты (внутренняя зона — 8), 5 — серицитизированные, гидрослюдизированные и окварцованные граниты (центральная зона — 9), 6 — тектонические брекчии по гранитам, гидротермально гидроберезитизированные; 7 — разломы и трещины. Минеральный состав метасоматических зон 1—9 приведен в колонке VI. Разрез АБ представлен на рис. 21.

устойчивости хлорита и особенно альбита, а главное — наличием новообразованной гидрослюда во внутренних зонах колонки. В связи с последним, а также согласно дробному подразделению метасоматитов по устойчивости алюмосиликата (Д. С. Коржинский и др.) во внутренних зонах, эти породы выделяются нами особо как «гидроберезиты», а процесс изменения будет соответственно именоваться гидроберезитизацией в отличие от березитизации. Такое подразделение метасоматически измененных по-

Рис. 18. ИК-спектры поглощения гидрослюда.

1 — гидрослюда (иллит) по картотекке Х. Мёнке; 2, 3 — гидрослюды из гидроберезитовых метасоматитов Илинского месторождения, развивающихся по дробленным (2) и трещиноватым (3) гранитам.



род и процессов представляется весьма удобным для более четкого изложения материала.

Гидроберезитовые метасоматиты из числа перечисленных выше участков наиболее широко и полно проявились на Илинском месторождении. В геологическом строении этого месторождения принимают участие порфировидные биотитсые и биотит-роговообманковые кыринские граниты, дайки илинского комплекса — гранит-порфиры (кварцевые порфиры) и диабазы. Основой структурного плана месторождения служит система субширстных, северо-восточных и северо-западных взаимно пересекающихся и сливающихся полос дробления (брекчирования) гранитов, сопровождающихся развитием трещин преимущественно двух направлений, обуславливающих появление ромбо- и тетраэдровидных блоков монолитных пород (см. рис. 11).

Гидротермально-метасоматическая деятельность не только развивалась в зонах брекчирования гранитов, но и проникала в граниты по оперяющим трещинам, обуславливая в последнем случае, соответственно системе этих трещин, наличие овально-ромбовидных или овально-тетраэдровидных блоков (останцы) слабо измененных или вообще неизмененных пород. При этом в зонах дробления образовались метасоматиты брекчиевидной текстуры, а в зонах трещиноватости — брекчиевидно-блоковые (пятнистые) тела метасоматитов (рис. 17).

Характеристика тектонических брекчий приведена в I части. Поэтому сразу перейдем к рассмотрению особенностей проявления в них гидротермальной миперализации. Первое, что бросается в глаза при просмотре образцов (фиг. 31—33) и шлифов из зон брекчирования, это очень сильная степень изменения цементирующей массы или матрицы и второе — более или менее выдержанный (однородный) количественно-минеральный состав вторичных гидротермальных минералов как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Наиболее распространенными и характерными минералами, развивающимися по матрице брекчий, являются кварц и серицит, составляющие в сумме около 85—90% объема. Остальная часть приходится на долю альбита, гидрослюда (рис. 18), тонкозернистого (пылевидного) пирита и реже криптокристаллического кальцита. Характерно, что наиболее крупные зерна пирита пространственно тяготеют к обломкам пород, образуя вокруг них своего рода «рубашки» (фиг. 33), а внутри обломков — метасоматическую вкрапленность. В качестве редких метасоматических минералов в цементирующей массе отмечаются калишпат, эпидот, хлорит. Из рудных минералов кроме пирита встречаются единичные очень мелкие зерна галенита, сфалерита, арсенопирита и марказита.

Если по матрице брекчий развивается вполне определенный набор вторичных минералов, то этого нельзя сказать в отношении крупных (7—15 см) обломков различных пород. Так, по обломкам гранит-порфиров развиваются серицит, гидрослюда и кварц с незначительной примесью кальцита и пирита. В обломках гранитного состава вторичные минералы представлены серицитом, кварцем, гидрослюдой, карбонатом, хлоритом и пиритом. Аналогичный парагенезис минералов развивается и по обломкам

диабазов, но здесь несколько преобладают кальцит, хлорит и пирит. Кварц-турмалиновые обломки очень слабо изменяются, в них вдоль трещинок и по периферии появляются пирит, редкие зерна кальцита и чешуйки серицита. Как видно, парагенезис вторичных минералов, развивающихся по крупным обломкам, определяется их составом.

В более крупных обломках (до 30 см и более), например, гранитного состава устанавливается довольно четкая минералогическая зональность. Краевая часть (оторочка) обломка, характеризующаяся наибольшей степенью изменения, состоит практически из крупно-мелкозернистого мозаичного и торцового кварца, мелкочешуйчатого серицита и гидрослюда. Дальше — в глубь обломка — формируются зоны кварц-серицит-пирит-гидрослюдистого, а затем — кварц-серицит-пирит-альбит-гидрослюдистого составов. В центральных частях очень крупных обломков (глыб) устанавливается зона кварц-серицит-пирит-альбит-доломитового состава.

Из сульфидных минералов, подробная характеристика которых приведена ниже, в составе обломков обнаружены (кроме пирита) арсенопирит, галенит, сфалерит, марказит и золото. Эти минералы образуют синметасоматическую вкрапленность в породах и размещаются более или менее закономерно относительно вторичных парагенезисов (зон) (см. колонки V—VIII).

Таким образом, по матрице брекчий развивается сложный парагенезис вторичных минералов, главными из которых являются кварц и серицит, с подчиненным количеством гидрослюда и пирита. В виде второстепенных минералов здесь встречаются альбит, кальцит, калишпат (?), эпидот, хлорит и рудные минералы — галенит, сфалерит, арсенопирит, марказит. По крупным обломкам гранитного состава формируется зональная колонка следующих парагенезисов (от центра к периферии):

Колонка V	1. Центральная часть обломка. Кварц, серицит, пирит, альбит, доломит (арсенопирит)*.
	2. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит, альбит (арсенопирит, галенит, сфалерит, золото).
	3. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит (марказит).
	4. Кварц, серицит, гидрослюда (пирит, марказит).

При изучении брекчиевидных-блоковых или пятнистых метасоматитов, развивающихся в трещиноватых гранитах, устанавливается более сложное, многозональное строение метасоматических колонок.

Вмещающие граниты в пределах месторождения, как уже было показано в I части работы, состоят из кварца, альбита, калишпата, олигоклаза, биотита и амфибола. В качестве вторичных минералов в них устанавливаются переменные количества серицита, хлорита и эпидота.

В целом процесс изменения гранитов начинается с замещения амфибола (зона 1), а затем биотита (зона 2) железисто-магнезиальным хлоритом ($Nm = 1,625-1,627$) в парагенезисе с пиритом, криптокристаллическим грязно-зеленым эпидотом и редкими чешуйками серицита (фиг. 47). Одновременно с хлоритизацией темноцветных минералов происходила пиритизация магнетита. В дальнейшем можно видеть, как по олигоклазу (зона 3) и эпидоту (зона 4) развивается кальцит с редкими зернами кварца, пирита, чешуйками серицита и мелкими выделениями (по олигоклазу) несдвойникового прозрачного альбита. В зоне 5 неустойчивым оказывается хлорит (фиг. 48, 49). По нему, вначале по плоскостям спайности, вдоль микротрещинок и по периферии, а затем и по всему зерну, возникают псевдоморфозы серицит-пирит-доломитового состава с единичными кристалликами арсенопирита и сфалерита (?). В зоне 6 происходит интенсивное замещение кальцита доломитом. Характерно, что в этой зоне по сравнению со всеми предыдущими содержится наибольшее количество карбоната; кроме того, она более обогащена синметасоматической вкрап-

Минералы содержащиеся в количестве 0,0n — 0,n об. %

ленностью арсенопирита и сфалерита. Затем в зоне 7 количество доломита заметно уменьшается, значительно чаще встречаются арсенопирит и сфалерит и появляются не обнаруженные в предыдущих зонах редкие зерна галенита. Но главное отличие этой зоны состоит в том, что здесь происходит замещение калишпата тонкозернистым кварц-серицит-гидрослюдистым агрегатом (по оптическим и рентгеноструктурным данным). Этот парагенезис минералов местами развивается и по зернам реликтового и метасоматического прозрачного альбита (фиг. 50). Зона 8 отличается полным отсутствием карбонатных минералов. Вместе с тем в ней встречаются единичные мелкие выделения самородного золота, тесно ассоциирующего с кварцем и слюдистыми минералами. В зоне 9, представляющей центральную часть колонки березитоподобных метасоматитов, происходит окончательное замещение альбита кварц-серицит-гидрослюдистым агрегатом, сокращается количество пирита, исчезают другие сульфиды и самородное золото и появляются редкие выделения марказита.

Изложенный материал позволяет представить строение колонки измененных пород в следующем виде.

Колонка VI	0. Слабо измененные биотит-амфиболовые граниты. Кварц, серицит, магнетит, альбит, калишпат, олигоклаз, биотит, амфибол, хлорит, эпидот.
	1. Кварц, серицит, пирит, альбит, калишпат, биотит, хлорит, олигоклаз, эпидот.
	2. Кварц, серицит, пирит, альбит, калишпат, хлорит, олигоклаз, эпидот.
	3. Кварц, серицит, пирит, альбит, калишпат, хлорит, эпидот, кальцит.
	4. Кварц, серицит, пирит, альбит, калишпат, хлорит, кальцит.
	5. Кварц, серицит, пирит, альбит, калишпат, доломит, кальцит (арсенопирит, сфалерит?).
	6. Кварц, серицит, пирит, альбит, калишпат, доломит (арсенопирит, сфалерит).
	7. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит, альбит, доломит (арсенопирит, сфалерит, галенит).
	8. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит, альбит (арсенопирит, сфалерит, галенит, золото).
	9. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит (марказит).

VI колонка с полным набором зон проявляется на месторождении очень редко, и ее можно наблюдать в тех случаях, когда в полях трещиноватых пород сохраняются довольно крупные блоки монолитных гранитов. Обычно в гранитах отмечается очень густая и разноориентированная трещиноватость, а это, естественно, не могло создать благоприятных условий для формирования четко выраженной метасоматической зональности. В целом гидроберезитизация на Илинском месторождении получила очень широкое распространение и представлена наиболее часто парагенезисами внешних зон. Центральные кварц-серицит-пирит-гидрослюдистые парагенезисы встречаются чрезвычайно редко. Они локально развиваются около зон тектонических брекчий, по периферии крупных обломков в этих зонах, а также в опоярывающих трещинах, в узлах пересечения этих разноориентированных трещин и, как правило, не уходят далеко от главных зон тектонического дробления и брекчирования гранитов.

Прожилковая минерализация в гидроберезитовых метасоматитах проявлена весьма слабо, что отличает Илинское месторождение от большинства других золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. Тем не менее при детальном исследовании удастся выделить в составе гидроберезитизированных пород тончайшие прожилки и шлиры различного состава. Наиболее ранними из них являются кварц-арсенопиритовые с редкими зернами галенита, сфалерита и пирита. Затем выделяются кварц-карбонатные (кальцит, доломит, анкерит?) и карбонатные (кальцит) прожилки, содержащие единичные зерна пирита и арсенопирита. Эти тончайшие прожилковидные ассоциации, тесно ассоциирующиеся

с гидроберезитами, по всей видимости, следует рассматривать как соответствующие внутриминерализационные стадии.

В глубоких горизонтах (260—300 м) месторождения, где зоны тектонических брекчий заметно уменьшаются в мощности, довольно часто среди катаклазированных и слаботрещиноватых гранитов наряду с гидроберезитами встречаются полосы метасоматитов с зональностью, характерной для процесса березитизации. Это выражается в развитии кварц-серицитовых парагенезисов во внутренних зонах колонок, нередко включающих кварцевые жилы. Затем появляются кварц-серицит-пиритовая, кварц-серицит-пирит-анкеритовая зоны, которые постепенно через зоны хлоритизированных пород переходят в неизменные биотитовые граниты. Последние встречаются в указанном интервале глубин очень редко. Обычно они полностью хлоритизированы.

Процессу гидроберезитизации в районе Илинского месторождения подвергаются дайки гранит-порфиров (кварцевые порфиры), диабазов, кварц-турмалиновые и кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты.

Наиболее полную метасоматическую колонку, образующуюся при изменении гранит-порфиров, можно наблюдать в карьере № 5. Здесь мощная (до 15 м) дайка гранит-порфиров рассекается системой трещин, оперяющих одну из главных зон тектонического брекчирования, и подвергается интенсивному изменению.

Наименее измененные участки этой дайки внешне представляют плотные мелкозернистые породы светло-серого цвета, в которых нередко выступают отдельные бипирамидальные и округлые зерна темно-серого кварца. В шлифах устанавливается, что породы состоят из кварца, калиевого полевого шпата и альбит-олигоклаза. В промежутках между зернами кварца и сферолитами калишпата развит аллотриоморфнозернистый и гипидиоморфный мелкозернистый кварц-альбит-олигоклазовый агрегат с хлоритизированным биотитом и серицитизированным щелочным шпатом.

По мере постепенного приближения к зоне максимального изменения (к трещине) наблюдается последовательное исчезновение (разложение) олигоклаза, затем хлорита, калишпата, кальцита и альбита. Олигоклаз замещается криптокристаллическим кальцитом в ассоциации с мелкозернистым кварцем, альбитом и серицитом. По хлориту развивается серицит в парагенезисе с редкими зернами пирита. Калишпат, а затем альбит разлагаются на серицит, гидрослюда и кварц. Из сульфидных минералов кроме пирита в составе гидроберезитов устанавливаются арсенопирит, сфалерит, марказит и единично зерна галенита (?). Сульфиды образуют синметасоматическую вкрапленность во внутренних зонах. Суммарное содержание их не превышает 0,1—0,3 %.

Таким образом, строение метасоматической колонки гидроберезитов, образовавшихся по гранит-порфирам, можно представить следующим образом:

- | | |
|-------------|---|
| Колонка VII | 0. Автометасоматически измененные гранит-порфиры.
Кварц, серицит, альбит, олигоклаз, хлорит, калишпат. |
| | 1. Кварц, серицит, альбит, кальцит, калишпат, хлорит. |
| | 2. Кварц, серицит, пирит, гидрослюда, альбит, кальцит (арсенопирит). |
| | 3. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит, альбит (арсенопирит, сфалерит). |
| | 4. Кварц, серицит, гидрослюда, пирит (марказит). |

Переходя к рассмотрению особенностей проявления гидроберезитизации в дайках диабазового состава (кварцевые диабазы), следует заметить, что в пределах месторождения эти дайки имеют небольшую мощность и обычно почти полностью изменены. Поэтому составление метасоматических колонок, образовавшихся по ним, связано с определенными затруднениями. Наиболее крупное дайковое тело диабазов известно в карьере № 2. Здесь оно срезается зоной дробления и подвергается гидроберезити-

зации. Наблюдаемые в этой дайке фрагменты метасоматической зональности характеризуются набором следующих парагенезисов (зон):

Колонка VIII

1. Центральная часть дайки.
Кварц, серицит, пирит, альбит, тальк?, хлорит, кальцит.
2. Кварц, серицит, пирит, альбит, кальцит, доломит (арсенопирит, сфалерит).
3. Кварц, серицит, пирит, альбит, доломит (арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит).
4. Кварц, серицит, пирит, альбит (арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит).
5. Периферическая часть дайки.
Кварц, серицит, гидрослюда, пирит (сфалерит, галенит, марказит).

Особенности проявления процесса гидроберезитизации в кварц-турмалиновых метасоматитах наиболее хорошо можно исследовать в седловине горы Байца. Первое, что обращает на себя внимание при знакомстве с этим участком, это высокая устойчивость турмалинизированных пород к замещению, несмотря на то, что они интенсивно подроблены и «пропитаны» последующими процессами. Лишь в отдельных шлифах можно заметить очень небольшие изменения, которые выражаются в развитии серицита, реже пирита и кальцита по реликтовым зернам плагиоклаза и хлорита. В участках интенсивного дробления и изменения образуются своеобразные породы, характеризующиеся изобилием прожилков сложной морфологии, состоящих из осколков турмалинизированных пород, сцементированных мелкозернистым кварц-кальцит-серицитовым агрегатом с отдельными зернами пирита, реже галенита, сфалерита и арсенопирита (фиг. 34). Пирит в отдельных случаях образует редкую и очень мелкую вкрапленность в турмалинизированных породах, где он тесно ассоциирует с турмалином, внедряется в него по трещинкам, обрастает и несколько корродирует иглоочки турмалина. Аналогичным образом изменяются при гидроберезитизации и кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты, что можно наблюдать в карьере № 2.

Как видно, приведенные выше метасоматические колонки и отдельные фрагменты колонок, образовавшихся по гранит-порфирам, кварцевым диабазам и турмалинизированным метасоматитам, обнаруживают совершенно определенные черты сходства с детально описанной колонкой гидроберезитизированных пород, сформировавшихся по гранитам (колонка VI). Это сходство заключается в устойчивости хлорита во внешних частях колонок, карбонатов в промежуточной области, кварца, серицита, альбита, пирита и гидрослюда во внутренних зонах метасоматических колонок. Исходя из этого, можно заключить, что гидроберезитизация гранитов, гранит-порфиров и кварцевых диабазов происходила одновременно, в близких физико-химических условиях, под воздействием одних и тех же гидротермальных растворов.

Б е р е з и т ы, как говорилось выше, по времени образования синхронны с гидроберезитами. Березитизация установлена в глубоких горизонтах Илинского месторождения, но наиболее характерны березиты для левобережных участков. Здесь они развиваются в трещинах отрыва, сопряженных с Илинским или с Левобережным разломом, и соответственно этому образуют серию линзо- и жиллообразных практически монокварцевых тел небольших размеров. Эти тела обрамляются мало-мощным симметрично-зональным ореолом измененных пород и иногда сопровождаются кварц-арсенопиритовой минерализацией, которая по отношению к березитам является более поздней, что подробно будет рассмотрено в следующей главе.

Вещающими породами описываемых метасоматитов являются биотитовые граниты, внешне и петрографически не отличающиеся от гранитов Илинского месторождения, описание которых приведено выше.

Переход от неизмененных гранитов к кварцевой жиле осуществляется постепенно. Во внешней зоне происходит замещение биотита хлоритом, серицитом и пиритом, а олигоклаза — кальцитом и альбитом. Следующая зона характеризуется разложением калишпата на серицит и кварц. Затем происходит замещение кальцита и хлорита доломитом ($No = 1,683-1,688$). По мере усиления интенсивности преобразования происходит разложение альбита на кварц и серицит, вместо доломита появляется маложелезистый сидерит, отвечающий по оптическим константам брейнериту ($No = 1,733-1,739$). По мере дальнейшего приближения к кварцевой жиле неустойчивыми оказываются карбонат, а затем пирит. В результате в контакте с кварцевой жилой образуется маломощная оторочка (зона) практически биминеральных кварц-серицитовых пород, в которых отмечаются единичные и очень мелкие зерна пирита. В кварцевой жиле, которая, видимо, может представлять центральную зону колонки, иногда отмечается микро- и макропрожилковидная кварц-арсенопиритовая минерализация, не отличающаяся от таковой в жилах грейзеновой формации.

Суммируя результаты петрографических наблюдений, можно представить строение зонального ореола околожильно измененных пород в виде следующей схемы:

Колонка IX	0. Биотитовые граниты. Кварц, альбит, калишпат, олигоклаз, биотит.
	1. Кварц, серицит, пирит, кальцит, альбит, хлорит, калишпат.
	2. Кварц, серицит, пирит, кальцит, альбит, хлорит.
	3. Кварц, серицит, пирит, доломит, альбит.
	4. Кварц, серицит, пирит, брейнерит, альбит.
	5. Кварц, серицит, пирит, брейнерит.
	6. Кварц, серицит, пирит.
	7. Кварц, серицит.
	8. Кварц.

Сравнивая строение этой колонки с детально охарактеризованными колонками березитовой формации, можно видеть, что она практически не отличается от типичных березитов по В. А. Жарикову и Б. И. Омеляненко [1965]. Аналогичного типа околожильно измененные колонки березитов наблюдались нами на Дарасунском месторождении, а также в глубоких горизонтах (среди гранитов) Балейского.

Аргиллизиты, в отличие от березитов и гидроберезитов, не получили в районе столь широкого распространения. Они устанавливаются на участке Байца и на горе Грищевской, где развиваются среди вулканогенных пород, представленных риолит-дацитовыми субщелочными порфирами, туфами и туфобрекчиями кислых эффузивов. Структурно аргиллизиты приурочены к тем же зонам тектонических брекчий, что и гидроберезитовые метасоматиты (см. рис. 9), но в отличие от них развиваются в самых верхних горизонтах этих зон.

Внешне процесс аргиллизации выражается в резком осветлении эффузивных пород, петрографическая характеристика которых приведена в I части. Характерно, что макроскопически полосы аргиллизированных пород представляются весьма однородными, особенно в зонах дробления, и не поддаются расчленению на метасоматические зоны.

В шлифах видно, что процесс изменения эффузивных пород начинается с замещения мелких пластинок биотита бледно-зеленым хлоритом в ассоциации с тонкочешуйчатой слюдой. Последняя не поддается оптической диагностике. Постепенно хлорит исчезает, а слюда начинает интенсивно развиваться по полевым шпатам. При этом вначале исчезает альбит-олигоклаз, а затем калишпат.

В связи с чрезвычайной тонкозернистостью реакционных минералов были выполнены фазовые рентгеноструктурные анализы всех степеней (зон) изменения эффузивных пород. Данные этих анализов показали полное отсутствие в колонках серицита, характерного для гидроберезитов, и широкую устойчивость гидрослюда.

Из сульфидных минералов в аншлифах отмечаются единичные и очень мелкие зерна пирита, образующего синметасоматическую вкрапленность во внутренних зонах.

Таким образом, результаты петрографических и рентгеноструктурных исследований позволяют представить строение колонки аргиллизированных пород следующим образом:

Колонка X	0. Исходные эффузивные породы. Кварц, калишпат, альбит-олигоклаз, серицит, биотит.
	1. Кварц, гидрослюда, калишпат, альбит, хлорит.
	2. Кварц, гидрослюда, калишпат, альбит, пирит.
	3. Кварц, гидрослюда, калишпат, пирит.
	4. Кварц, гидрослюда, пирит.

Таким образом, проведенные минералого-петрографические исследования позволили установить гетерогенность гидротермально-метасоматических образований Алханайского района, охарактеризовать особенности минерального состава, зональности метасоматитов, их пространственно-временных и генетических взаимоотношений друг с другом и с магматизмом, что позволяет подойти к решению вопросов стадийности процессов минералообразования и разработке критериев их золотоносности.

ГЛАВА 2

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АЛХАНАЙСКОГО РАЙОНА

В рудах золоторудных месторождений золото часто находится в дисперсном состоянии и не всегда сопровождается сульфидной минерализацией [Петровская Н. В., 1973; Петровская Н. В. и др., 1976; Ивенсен Ю. П., Левин В. И., 1975; и др.]. Поэтому для выделения минеральных золотоносных ассоциаций и типа руд оказалось необходимым выполнить (наряду с петрографическими и минераграфическими изучениями околорудно измененных пород и рудных минералов) необходимый объем аналитических исследований.

Количество золота в породах определялось атомно-абсорбционными и пробирными анализами, золото в минералах определялось нейтронно-активационным методом. Пробирные анализы были выполнены в Ангарской геологоразведочной экспедиции старшим инженером Н. П. Лазаревой. Остальные аналитические исследования проведены В. Г. Цимбалист и Р. Д. Мельниковой в ИГиГ СО АН СССР. Кроме того, в работе использованы материалы В. А. Вахрушева и В. В. Клопотова, любезно предоставленные для нашей работы.

В результате проведенных исследований установлено, что из всего многообразия метасоматических пород золоторудная минерализация ассоциирует с кварц-амфиболовыми, биотит-апатитовыми, гидроберезитовыми, березитовыми и грейзеновыми метасоматитами.

Кварц-амфиболовые породы макро- и микроскопически не обнаруживают признаков сульфидной минерализации, хотя в одном аншлифе были встречены тончайшие прожилки кварца с очень мелкими отдельными зернами пирита и арсенопирита. Содержание золота в кварц-амфиболовых породах в целом невысокое. Распределено оно достаточно равномерно и концентрируется в дисперсном состоянии преимущественно в амфиболах.

В биотит-апатитовых породах отмечаются единичные зерна арсенопирита, пирита, пирротина, антимонита, молибденита и золота. Сульфидные минералы обычно ассоциируют с синметасоматическим кварцем, но чаще всего они встречаются в тончайших прожилках кварцевого и кварц-кальцитового составов. В этих же прожилках отмечаются редкие крупинки самородного золота.

А р с е н о п и р и т и **п и р и т** по сравнению с другими сульфидными минералами встречаются наиболее часто. Для арсенопирита характерны хорошо образованные кристаллы длиной до 1 мм. Пирит образует более крупные кристаллы (0,5—2 мм), отдельные зерна его достигают 5 мм. Облик кристаллов обычно пентагондодекаэдрический, реже встречаются октаэдрические и кубические кристаллы пирита. В тех случаях, когда пирит ассоциирует с арсенопиритом, можно видеть, что последний в виде мелких игольчатых кристалликов нарастает на грани кристаллов пирита, а иногда почти полностью замещает его. Обратных взаимоотношений не наблюдалось.

П и р р о т и н встречается в виде мелких включений в арсенопирите и пирите. Форма зерен его неправильная угловатая, реже каплевидная. Размер их колеблется от 0,001 до 0,016 мм, реже встречаются более крупные (до 0,05 мм) выделения. В отраженном свете пирротин розовато-кремовый с коричневатым оттенком. Отражательная способность ниже, чем у арсенопирита. Двухотражение слабое, в сиреневато-розовых тонах и наблюдается только в иммерсии. Минерал обладает ясной анизотропией с цветным эффектом при неполном скрещивании николей (желтовато-серый, коричневатый-розовый). По материалам В. А. Вахрушева пирротин относится к моноклинной разновидности.

А н т и м о н и т — очень редкий минерал. Встречен в протоловках из биотит-апатитовых метасоматитов. Представлен он тонкими игольчатыми кристалликами с характерной поперечной штриховкой в плоскостях граней. Цвет свинцово-серый, блеск яркий металлический, размер кристаллов: длина около 1,5—2 мм, ширина — 0,08—0,06 мм. В. А. Вахрушевым отмечен антимонит в двух аншлифах, где он представляет собою единичные зерна неправильной формы, размером около 0,2 мм. Определен им минерал по оптическим свойствам — по яркому белому цвету в отраженном свете, высокой отражательной способности, резко выраженной анизотропии, а также низкой твердости. Взаимоотношения с другими сульфидами не наблюдалось.

М о л и б д е н и т редок, на Дыбыксинском месторождении встречен в прожилках и гнездах кварц-турмалинового состава. Здесь он образует характерные изогнутые таблитчатые кристаллики с волнистым угасанием. Цвет минерала в отраженном свете белый, в скрепленных николях сильно изотропен. При слабом нарушении строгой скрещенности николей молибденит обнаруживает слабый цветной эффект в тонах от желтого до нейтрально синего. В протоловках с Дыбыксинского карьера молибденит встречается в единичных зернах, имеющих чешуйчато-неправильные формы. Размер чешуек молибденита 0,2—0,4 мм. Цвет их сероватостальной.

З о л о т о. Характерно, что между золотом и сульфидами нет определенных пространственных связей. Напротив, оно приурочено к синметасоматическому кварцу и к кварцевым прожилкам. Часто золото в виде зерен и пленок встречается на поверхности шестоватых кристаллов апатита и между чешуйками биотита (фиг. 51, 52), иногда оно проникает в глубь зерен этих минералов по плоскостям спайности и микротрещинок.

При исследовании монофракций устанавливается, что золотишки чаще всего образуют пластинки и чешуйки, реже лапчатые агрегаты (фиг. 53). Средний размер золотинок — 0,01—0,05 мм, реже — 0,15—0,25 мм. Единичные зерна достигают 0,9—1,5 мм. В аншлифах часто отмечаются идиоморфные выделения золота.

По данным В. А. Вахрушева, в золоте устанавливаются крайне низкие содержания примесей, в том числе серебра, меди, суммарно не более 1—2 вес.%. Остальные примеси (магний, железо, никель) находятся в количестве сотых долей процента.

Кроме самородного золота, которое встречается редко, в биотит-апатитовых метасоматитах устанавливаются высокие содержания дисперсно-

го золота (табл. 16). Главным «концентратором» его является апатит, в меньших, но также достаточно высоких количествах золото содержится в биотите и кварце.

Как видно, биотит-апатитовые породы являются более золотоносными, чем кварц-амфиболовые. Кроме того, они сопровождаются убогой сульфидной минерализацией.

Гидроберезитовые метасоматиты отличаются большим разнообразием сульфидных минералов: пирит, марказит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото и арсенопирит.

Золото. Видимое золото обнаружено в составе кварц-серицит-пирит-альбит-гидрослюдистой зоны колонки гидроберезитов. Здесь оно образует мелкие (0,0п—0,00п мм) неправильной и пластинчатой формы выделения. Распределение золота весьма неравномерное — от единичных зерен до кучных скоплений. Наиболее часто они размещаются в мелкозернистом кварц-серицитовом агрегате (фиг. 54), реже отмечаются на поверхности и внутри крупных зерен кварца (фиг. 55). В одном аншлифе обнаружено золото в сростании с пиритом (фиг. 56). Золото Илинского месторождения, выделенное из кварц-карбонатного прожилка, характеризуется примесью серебра 1%, меди — 0,1, железа — 0,01, магния — 0,001% [Кузьмин А. М., Шубин Г. В., 1966].

Пирит — наиболее характерный минерал гидроберезитизированных пород, отличающихся четко выраженной зональностью (колонка VI и др.). Содержание пирита в породах в целом невысокое и составляет: в зонах 1—4 около 0,3%, в зонах 5—6 — 0,5—1%, в зонах 7—8 — 3—5%, в зоне 9 — единичные зерна.

Пирит, как правило, образует равномерную синметасоматическую вкрапленность, в редких случаях образует гнездообразные обособления и прожилки. Размер зерен его варьирует от 0,0п до 1 мм. Отдельные зерна — 5—7 мм. Наиболее распространены простые формы кристаллов {100}, {210}, {111} и их комбинации. Внутреннее строение пиритов выявилось структурным травлением при помощи HNO_3 , $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$ и $\text{CaF}_2 + \text{HNO}_3$. При этом оказалось, что в центральной части он имеет мозаичное строение и состоит из агрегатов мелких зернышек изометрической и неправильной формы. Некоторые зерна минерала обладают ясно выраженной зональностью. Выявленное внутреннее строение кристаллов пирита позволяет судить о неравномерном их росте на фоне изменяющихся условий минералообразования.

Характер взаимоотношения пирита с другими минералами в значительной мере определяется его высокой кристаллизационной способностью. Обычно пирит выделяется в виде идиоморфных зерен среди других минералов. Взаимоотношения его с кварцем гидроберезитовых пород свидетельствуют о совместной кристаллизации. В аншлифах можно видеть развитие пирита в кварце, и в то же время кварц корродирует пирит и внедряется в него по трещинкам. В ассоциации пирита с арсенопиритом наблюдается тесное вращение одного минерала в другой, что говорит о совместном отложении этих минералов. С галенитом, сфалеритом и халькопиритом пирит встречается редко. В этих случаях он образуется значительно раньше, чем сульфиды меди, свинца, цинка. Видно, как эти сульфиды корродируют и замещают пирит.

Марказит встречается в ассоциации с пиритом в гидроберезитах. Обычно он образует очень мелкие зерна и их агрегаты. Цвет марказита кремово-белый, в скрещенных николях окраска его изменяется от синевато-серой до розовой или от зеленоватой до фиолетовой. Благодаря этому марказит поддается хорошей диагностике. В метасоматической колонке гидроберезитов он встречается только в кварц-серицит-пирит-гидрослюдистой зоне, где образует оторочки вокруг зерен пирита, и в отдельных случаях полностью замещает его.

Марказит отмечается не только на поверхности, но и в керне скважин до глубины 280 м, что может свидетельствовать о гипогенной природе его образования.

Х а л ь к о п и р и т встречается в наиболее измененных зонах гидроберезитов, образующихся по кварцевым диабазам (колонка VIII). В количественном отношении он резко уступает пириту, арсенопириту и другим сульфидам. Содержание халькопирита в породах обычно не превышает десятых долей процента. Образует он очень мелкие округло-неправильные зерна размером около сотых долей миллиметра. В ассоциации с халькопиритом отмечаются пирит и арсенопирит, которые не соприкасаются друг с другом. Кроме того, тончайшая эмульсионная вкрапленность этого минерала наблюдалась в сфалерите. Такие наблюдения, судя по экспериментальным данным [Donnay G., Kullerund G., 1958], могут свидетельствовать о том, что отложение сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита происходило при температурах около 350°.

С ф а л е р и т, как и халькопирит, встречается во внутренних зонах гидроберезитовой колонки. Здесь он образует идиоморфные зерна размером не более 1 мм, а также развивается вокруг кристаллов пирита. Содержание сфалерита в аншлифах обычно составляет десятые доли процента, в среднем — 0,3% от площади среза.

Г а л е н и т, как правило, пространственно тесно ассоциирует со сфалеритом, где они совместно замещают пирит и арсенопирит. Минерал оптически изотропен и не имеет внутренних рефлексов. Содержание его в гидроберезитах составляет в среднем около 0,5%.

Охарактеризованные выше рудные минералы пространственно тяготеют к внутренним зонам колонки гидроберезитов, образуя в них синметасоматическую вкрапленность. Кроме того, в редких случаях среди этих зон встречаются микро- и макропрожилки (псевдопрожилки) кварц-арсенопиритового состава с повышенным содержанием дисперсного золота. В виде единичных зерен сульфидные минералы отмечаются в составе кварцевых и кварц-карбонатных внутриминерализационных прожилков.

Элементы-примеси в пиритах. Из изложенного материала видно, что пирит является одним из наиболее характерных и распространенных сульфидных минералов, образующих синметасоматическую вкрапленность в колонках гидроберезитов. Достаточно высокие содержания его в породах позволили выделить необходимые количества материала для исследования характера распределения элементов-примесей и золота. Были изучены пириты из различных зон и колонок гидроберезитов, образующихся в неодинаковой геолого-структурной обстановке. Содержание элементов-примесей в пиритах определялось количественно-спектральным методом, а золота — нейтронноактивационным (табл. 24).

С е р е б р о, концентрирующееся в пиритах, изменяется в узких пределах от 0,5 до 7,0 г/т. Средний уровень концентрации оказался равным 1,9 г/т. Серебро и золото не коррелируются.

К о б а л ь т и н и к е л ь. Содержание этих элементов варьирует в заметных пределах: кобальта — 40—580 г/т; никеля — 57—520 г/т. Как видно, распределение весьма неравномерное, что характерно для многих золоторудных месторождений. Уровень среднего значения никеля (247 г/т) оказался несколько выше кобальта — 56 г/т.

Можно отметить, что между золотом и этими двумя элементами намечается отрицательная корреляция.

Ц и н к. Среднее содержание цинка оказалось невысокое — 256 г/т. Распределение более или менее равномерное. Полученные при анализе значения обычно находятся в пределах 100—830 г/т. В одной пробе оно оказалось равным 2100 г/т, что, по всей видимости, обусловлено наличием в анализируемом материале незначительной механической примеси сфалерита.

С в и н е ц обнаружен во всех пробах. Среднее содержание составляет 272 г/т. Распределение очень равномерное.

М е д ь выявлена в небольших количествах (15—550 г/т). В одной пробе содержание ее достигает 650 г/т, что, вероятно, обусловлено незначительной примесью халькопирита.

В и с м у т распределен в пиритах весьма неравномерно, практически от 0 (сл.) до 560 г/т. Наибольшая концентрация его (580 г/т) устанавливается для пирита, образовавшегося при гидроберезитизации кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов.

М ы ш ь я к является типоморфным элементом для золоторудных месторождений. В пиритах Илинского месторождения он постоянно устанавливается и притом в повышенных количествах. Распределение его весьма неравномерное — от 1600 до 23000 г/т, что обусловлено двойственной природой нахождения мышьяка, а именно: он в больших количествах изоморфно входит в пирит или образует самостоятельный минерал — арсенопирит. Арсенопирит на месторождении — второй по распространенности сульфидный минерал после пирита. Поэтому повышение содержания мышьяка в отдельных пробах, вероятно, связано с механической примесью арсенопирита, от которого трудно избавиться при подготовке монофракций пирита.

З о л о т о. Если исключить из внимания две первые пробы (табл. 24), характеризующиеся высокими концентрациями золота, то можно видеть, что содержание золота в пиритах метасоматической колонки более или менее закономерно увеличивается от внешних зон к внутренним. При этом наименее золотоносными (920—11 120 усл. ед.) являются пириты из внешних зон. В промежуточных зонах, где устойчивы карбонаты, золотоносность пирита несколько повышается (24 690—33 940 усл. ед.) и во внутренних зонах колонки, представляющих область интенсивной пиритизации, содержание золота достигает 62080—135 000 усл. ед. В этом же направлении увеличивается содержание золота в породах и составляет для зон устойчивости хлорита — 70—1200 (в среднем 180) усл. ед.; карбонатов — 370—7200 (1950) усл. ед. и зон интенсивной пиритизации — 1200—82 000 (в среднем 31 700) усл. ед. Простейшие пересчеты показывают, что большая часть золота находится не в составе пиритов, а в породах. При этом отношение Au в породах к Au в пиритах для различных зон сохраняется более или менее постоянным и составляет для зон хлоритизации 1,57, карбонатизации — 2,17, пиритизации — 1,73. То есть оказывается, что в пиритах содержится около 30% дисперсного золота, а остальная часть (не ясно в каком состоянии) находится в метасоматическом кварц-серпичитовом агрегате.

Наиболее богаты золотом (1 592 000—2 920 000 усл. ед.) пириты из гидроберезитовых метасоматитов, которые по минеральному составу соответствуют области интенсивной пиритизации метасоматической колонки, но образовались в зоне тектонических брекчий — по обломкам гранитов и по гранитам, прилегающим к зонам брекчирования. Такое распределение золота можно объяснить, согласно исследованиям В. Ф. Гуреева и др. [1968], явлениями более длительного осаждения золота в зонах тектонических брекчий по сравнению с вмещающими их породами. Это вполне допустимо, поскольку в таких зонах, с одной стороны, могли долго содержаться растворы, из которых золото в дисперсном виде постепенно осаждалось и накапливалось на поверхности пиритов, а с другой стороны, они могли представлять открытую систему для продолжительной фильтрации гидротермальных золотоносных растворов.

Березиты и кварц-мусковитовые грейзены, как уже отмечалось выше, по характеру ассоциирующейся с ними рудной минерализации не отличаются друг от друга. В обоих случаях она представлена тончайшими микро- и макропрожилковидными, линзообразными кварц-арсенопиритовыми обособлениями, локализующимися среди кварцевых жил и реже

околожильно березитизированных и грейзенизированных пород. Под микроскопом устанавливается, что главными минералами этих образований являются кварц и арсенопирит, отношения которых варьируют в очень широких пределах — от 0,01 до 0,8. В среднем содержание арсенопирита не превышает 25—30%. Следует отметить, что аналогичная по составу и морфологии рудная минерализация встречается, как указывалось выше, и в золотоносных гидроберезитах Илинского месторождения.

Арсенопирит встречается в виде кристаллов призматического габитуса и реже — зернистых масс. Для кристаллов характерен слегка удлиненный призматический облик с преимущественным развитием граней [110] и слабым развитием истрихованных граней [012]. Иногда встречаются крестообразные двойники прорастания по [012]. Размер зерен арсенопирита колеблется от сотых долей до 3,5 мм. В ассоциации с арсенопиритом иногда отмечаются очень мелкие зерна пирита. Взаимоотношения его с арсенопиритом неоднозначны: в одних случаях арсенопирит идиоморфен по отношению к пириту, в других — наблюдается вращение одного минерала в другой. В зоне окисления арсенопирит обычно не устойчив. По нему развивается скородит, обуславливая появление петельчатой микроструктуры замещения (фиг. 57, 58).

По данным спектральных анализов (табл. 24) арсенопирит содержит (в вес.%) кобальта — 0,0025, мышьяка — 5, серебра — 0,00046, марганца — 0,0079, меди — 0,01, свинца — 0,063, цинка — 0,052 и висмута — 0,0037.

При исследовании протолок из кварц-арсенопиритовых гнезд с целью обнаружения в них самородного золота были встречены единичные зерна сфалерита двух разновидностей: 1) красно-коричневый, прозрачный, с ярким алмазным блеском и 2) черно-бурый, матовый, тусклый. А. Р. Корнеева в составе сульфидизированных брекчий, ассоциирующих с березитами, отмечала скопления антимонита.

Содержание золота в зонах кварц-арсенопиритовой минерализации в целом невысокое и зависит от количества в них арсенопирита, в мономинеральной фракции которого устанавливаются достаточно высокие концентрации дисперсного золота (табл. 23, 24).

Суммируя результаты изучения метасоматических пород и рудных минералов, можно сделать следующие выводы:

1. Золоторудная минерализация Алханайского района в целом очень бедна сульфидами. Основным сульфидным минералом является пирит, на втором месте по распространенности стоит арсенопирит. Остальные минералы — галенит, сфалерит, марказит и халькопирит распространены ограниченно. Пирротин и молибденит встречены в единичных англит-фах. Антимонит — в протоловках.

2. Устанавливается две формы нахождения золота в породах и минералах — самородное и дисперсное. Концентраторами дисперсного золота являются апатит, биотит, пирит, арсенопирит, кварц и шерл. Самородное золото обнаружено в сростаниях с кварцем, апатитом, биотитом и пиритом.

3. Резкая неравномерность распределения дисперсного золота в синметасоматических пиритах из гидроберезитовых метасоматитов, образующихся в различных геолого-структурных условиях, свидетельствует о более длительном осаждении золота в зонах тектонических брекчий по сравнению с вмещающими эти зоны трещиноватыми породами.

4. Принимая во внимание морфологию минерализованных зон (тел), особенности их минерального состава, форму (состояние) нахождения в них золота и классификационные подразделения золоторудных месторождений по сульфидно-кварцевому отношению [Петровская Н. В., 1973; Петровская Н. В. и др., 1976], для Алханайского района можно выделить следующие золотоносные минеральные ассоциации или типы золоторудной минерализации:

— штокверковый (гнездово-штокверковый) бессульфидный золото-кварц-амфиболовый, с дисперсным золотом;

— штокверковый (тонко-прожилково-вкрапленный) убогосульфидный золото-биотит-апатитовый, с дисперсным и самородным видимым золотом;

— штокверковый (тонко-вкрапленный) малосульфидный, золото-пиритовый, с дисперсным и самородным видимым золотом в гидроберезитах;

— жильный, по всей видимости, умеренно-сульфидный золото-кварц-арсенопиритовый, с дисперсным золотом в березитах, грейзенах и в гидроберезитах.

Первые два типа золотооруденения наиболее характерны для Дыбкисинского месторождения, третий — для Илинского и четвертый — для левобережных рудопроявлений.

ГЛАВА 3

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ В АЛХАНАЙСКОМ РАЙОНЕ

Данные по минеральному составу и строению метасоматически зональных колоннок в совокупности с экспериментальным, термодинамическим и парагенетическим материалами по условиям гидротермального минералообразования позволяют достаточно уверенно судить о поведении (геохимии) основных пороодо- и рудообразующих элементов, а также сделать вполне определенные выводы о температурах, составе, кислотности-щелочности растворов и других параметрах постмагматического минералообразования. Вместе с тем некоторые элементы-примеси в силу небольших концентраций либо способности к изоморфизму не всегда выделяются в виде минеральных соединений, достаточных для обнаружения под микроскопом. Поэтому для более полного рассмотрения геохимических особенностей постмагматического минерало- и рудообразования наряду с петрографическим изучением пород оказалось необходимым выполнить некоторый объем аналитических исследований, результаты которых сведены в табл. 6—9 и 14—25. Характер распределения золота в зональных колонках метасоматитов показан графически на рис. 22.

Для изучения физико-химических условий образования метасоматитов и золоторудной минерализации в районе были проведены детальные исследования газово-жидких включений в минералах. Определение температур минералообразования проводилось методом гомогенизации, состава и концентраций минералообразующих растворов — методами криометрии, водных вытяжек и индивидуального газового анализа. По углекислотным включениям и включениям, содержащим галит, растворяющийся после гомогенизации газовой фазы, были оценены давления, существовавшие в процессе минералообразования. Измерение температур гомогенизации включений производилось на среднетемпературной термокамере конструкции Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова [1965], определение состава и концентраций растворов включений — на криометрической установке, изготовленной в лаборатории рудных формаций ИГиГ СО АН СССР. Исследования проводились в соответствии с общепринятыми методами [Ермаков Н. П., 1950, 1972; Лесняк В. Ф., 1964; Борисенко А. С., 1977].

Прежде чем перейти к характеристике геохимических и физико-химических условий постмагматического минерало- и рудообразования, необходимо рассмотреть особенности распределения элементов-примесей и золота во вмещающих породах и их минералах.

Анализ табличного материала (табл. 15) показывает, что вулканогенные брекчии (жерловая и краевая фации), пирокластические породы и лавы Алханайской вулканокупольной структуры очень близки между собой по значениям концентраций Cu, Pb, Zn, Au и других элементов и не отличаются от кислых и средних пород по А. П. Виноградову [1962]. Гранит-порфиры и диабазы илинского дайкового комплекса несколько обеднены Mn, Ti, Co, Ni, Cu и незначительно обогащены Pb относительно кларковых значений. Гранитоиды кыринского магматического комплекса в целом характеризуются кларковым содержанием золота и других элементов (табл. 14). Вместе с тем интрузии кварцсодержащих диоритовых порфиров отличаются более низкими концентрациями Mn, Ti, повышенными содержаниями Cu и особенно Au (на два порядка) по сравнению как с гранитами кыринского комплекса, так и с диоритами по А. П. Виноградову. Повышенная золотоносность кварцсодержащих диоритовых порфиров, по-видимому, связана с «раннемагматическим автометасоматизмом», что выразилось в развитии сосюритовых (лейкоксен, эпидот, серицит, каолинит) каемок по плагиоклазу и образовании по нему мирмекитовых структур (фиг. 19, 20), в то время как темноцветные минералы, выделившиеся после плагиоклаза, остаются совершенно свежими. Содержание золота (г/т) в алюмосиликатных минералах вмещающих и гидротермальных пород Алханайского района приведено ниже.

1. Биотитовые граниты: биотит — 0,082; кварц — 0,0034; полевые шпаты — 0,009—0,0085.

2. Биотит-роговообманковые граниты: биотит — 0,098; амфибол — 0,087; кварц — 0,0043; полевые шпаты — 0,0067.

3. Лампрофировая дайка среди биотитовых гранитов: биотит — 0,135; полевые шпаты — 0,0035.

4. Кварцсодержащие диоритовые порфиры: биотит — 0,79; амфибол — 0,072; полевые шпаты — 0,0095.

5. Биотит-апатитовые метасоматиты: биотит — 146—182; апатит — 160—288.

6. Кварц-амфиболовые метасоматиты: амфибол — 1,104—1,055; кварц — 0,09—1,03.

7. Кварц-турмалиновые метасоматиты: турмалин — 0,001—0,0066; кварц — 0,0008—0,0015.

8. Кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты: турмалин — 0,44—0,97; кварц — 0,029; пирит — 6,858.

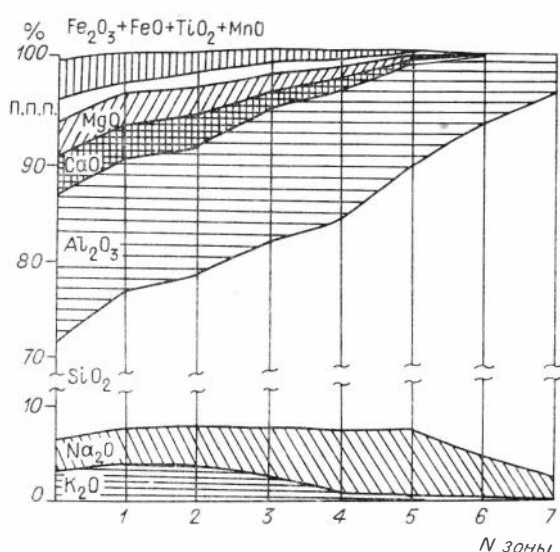
Сравнивая приведенные данные с материалами Ю. Г. Щербакова [1967] по Алтае-Саянской складчатой области, можно отметить, что как породы, так и слагающие их минералы Алханайского района характеризуются более высокими концентрациями золота.

Кварц-полевошпатовые пегматиты, как уже говорилось выше, по набору породообразующих минералов и последовательности их выделения почти не отличаются от вмещающих их гранитов. Пегматиты также не отличаются от биотитовых гранитов и по содержанию элементов-примесей и рудных элементов, в том числе золота (табл. 14). Все это может свидетельствовать о том, что образование пегматитов происходило близко-одновременно с раскристаллизацией гранитоидной магмы из остаточного силикатного расплава, приближающегося по составу к гранитам.

Физико-химические условия. Изучение физико-химических параметров формирования пегматитов кыринского интрузивного комплекса было проведено О. Н. Косухиным [1977], О. Н. Косухиным и И. Т. Бакуменко [1976]. По их данным, образование пегматитов происходило в интервале температур 620—550°C на заключительных этапах кристаллизации гранитов из обогащенного водой магматического расплава. Аплитовая зона пегматитовых тел кристаллизовалась при 570—550°C, пегматитовая — при 560—550°C. Включения в кварце пегматитов состоят из раскристаллизованного силикатного расплава, водного раствора

Рис. 19. Диаграмма изменения химического состава при образовании колонки кварц-полевошпатовых метасоматитов за счет кварцсодержащего диоритового порфирита, Дыбыксийское месторождение.

Диаграмма построена по данным табл. 6, минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке I. Для зон 6—7 химический состав рассчитан по количественному минеральному составу измененных пород.



(не менее 7%) и газовой фазы, представленной практически на 100% группой кислых газов (H_2S , HF , HCl , NH_3). Аналогичного типа включения были установлены и при изучении кварца из пегматоидных образований в гранитах, которые в Алханайском районе относятся к кыринскому комплексу. Кроме расплавных включений в кварце кварц-полевошпатовых пегматитов присутствуют вторичные газово-жидкие включения, появление которых мы связываем с наложением более поздних гидротермальных процессов.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты по сравнению с грейзенами мало изучены, что, по-видимому, обусловлено их ограниченной распространенностью либо, как это отмечает Б. И. Омеляненко [1978], тем, что их, возможно, описывают совместно с альбитизированными породами. Впервые в качестве самостоятельной формации кварц-полевошпатовые породы были выделены на оловянно-вольфрамовом месторождении В. А. Жариковым [1961], а затем детально описаны им совместно с Д. К. Власовой [Власова Д. К., Жариков В. А., 1962]. По материалам этих исследований кварц-полевошпатовые метасоматиты развиваются в апикальной части гранитоидных интрузий и представляют собой наиболее раннюю высокотемпературную стадию приконтактного кислотного выщелачивания, характеризующегося следующим рядом относительной подвижности: H_2O , CO_2 , O_2 , Ca , B , Si , Fe , Mg , K , Na , P , Al , Ti . В Алханайском районе как уже отмечалось выше, кварц-полевошпатовые метасоматиты также, размещаются в краевых частях гранитоидных интрузий, представленных кварцсодержащими диоритовыми порфиритами. Образование их происходило, по представлениям А. И. Кузьмина и Г. В. Шубина, из растворов, «...которые сопровождали продолжавшееся стаивание диоритовой магмы» [1966, с. 25], т. е. в раннеметасоматическую высокотемпературную стадию.

Геохимические условия. Анализ строения колонки кварц-полевошпатовых метасоматитов (колонка I) в совокупности с результатами химических анализов пород (табл. 6), представленных графически на рисунке (рис. 19), отчетливо свидетельствуют о кислотном характере процесса, что выражается в закономерном выносе оснований и увеличении кремния в сторону внутренних зон, вплоть до образования практически монокварцевых пород (гнезда, ядра) в центральной зоне колонки. Приведенные данные свидетельствуют о направленном развитии процесса и позволяют составить аналогичный приведенному Д. К. Власовой и В. А. Жариковым [1962] ряд относительной подвижности элементов.

Весьма своеобразно поведение элементов-примесей в этом процессе. Как следует из табл. 16, он сопровождался закономерным выносом Ba , Sr , Pb , Mo ; выносом и, по-видимому, частичным переотложением из внутренних зон во внешние V , Cu , Co и четким привесом Zn , Ni . Весьма подвиж-

ным при кварц-полевошпатовом метасоматозе оказывается золото (рис. 23) — устанавливается четкий вынос металла, относительное количество которого составляет (вес. %): в зоне 2 — 31, в зоне 3 — 23, в зоне 4 — 50, в зоне 5 — 81, в зоне 6 — 88, в зоне 7 — 98 и в зоне 8 — 99. Несколько повышенное содержание золота во внешней зоне (на 11 %) по сравнению с исходными породами, по-видимому, обусловлено переотложением незначительной части его из внутренних зон.

Физико-химические условия. В кварце и альбите кварц-полевошпатовых пород установлены две группы включений: первичные существенно газовые включения и многочисленные вторичные газовой-жидкие. Газовые включения заполнены малоплотным газом, не сжижающимся при глубоком охлаждении (до -150°), и незначительным количеством жидкой фазы. Гомогенизацию удалось пронаблюдать лишь в нескольких включениях. Во всех случаях она происходила при температурах выше 450°C в газовую фазу. Вторичные включения, приуроченные к различным залеченным кварцем трещинкам, гомогенизируются в интервале температур $310\text{--}180^{\circ}\text{C}$. Они являются двух- или трехфазовыми и состоят из раствора, газа и кристалликов галита. Концентрация раствора включений, по данным криометрического анализа, колеблется от 14 до 28 вес. %. Преобладающими компонентами этих вторичных включений являются NaCl и CaCl_2 .

Кварц-амфиболовые метасоматиты. Амфиболитизация в качестве околорудного изменения пород на золоторудных месторождениях описывается в ряде работ А. Ф. Коробейникова [1964, 1968, 1974; Коробейников А. Ф. и др., 1969], Ю. Г. Щербакова [1967, 1974], С. Д. Шера [1971]. По данным этих исследователей, она проявляется в тесной пространственной связи с кварцевыми, кварц-альбитовыми зонами и прожилками, образуя около них небольшие ореолы и оторочки в той или иной мере амфиболитизированных пород. Встречается амфибол и в отрыве от этих зон в практически неизмененных породах, где он залечивает системы различно ориентированных трещин. По времени образования процесс амфиболитизации обычно предшествует отложению главной (рудной) массы золота. Вместе с тем А. Ф. Коробейников и др. [1969] выделяют высокотемпературный ($420\text{--}240^{\circ}\text{C}$) штокверковый тип убогосульфидных золотых руд с актинолитизацией пород.

В Алханайском районе амфиболовая минерализация также выразилась в развитии небольших по размерам кварц-амфиболовых и амфиболовых линзо- и жилкообразных тел, ассоциирующихся с зонами кварц-полевошпатовых метасоматитов. Характерной особенностью этих тел является практически полное отсутствие признаков метасоматического замещения вмещающих эти образования пород. Все это свидетельствует о том, что кварц-амфиболовые метасоматиты представляют собой типичные продукты отложения. Растворы, обусловившие их формирование, характеризовались «слабой химической активностью» и, по данным термодинамических расчетов Ю. П. Мельника [1973], имели щелочную среду.

Геохимические условия. Анализируя данные табл. 16, можно видеть, что кварц-амфиболовые породы по содержанию рудных элементов резко отличаются от вмещающих кварц-полевошпатовых метасоматитов. Так, концентрации Co , Mo , Mn в них возрастают почти в 10 раз, Ti , Pb , Cu , Ni — более чем в 2 раза, V — в 20 раз, Au — в 1000 раз. Результаты химического анализа амфибола (табл. 9) указывают на высокие содержания в кварц-амфиболовых породах Fe , Mg , Ca и других элементов.

Физико-химические условия. Достаточно полно изучить физико-химические условия образования кварц-амфиболовых пород не представилось возможным из-за ничтожных размеров включений. Они установлены лишь в кварце и были двухфазовыми. Во включениях газ резко преобладает над жидкостью. Температуру полной гомогениза-

ции включений удалось установить лишь в нескольких включениях, во всех случаях она превышала 450°C. Это свидетельствует о формировании кварц-амфиболовых метасоматитов из высокотемпературных газообразных флюидов.

Биотит-апатитовые метасоматиты. Как свидетельствуют обобщающие работы [Тимофеевский Д. А., 1971; Ивенсен Ю. П., Левин В. И., 1975] по эндогенным месторождениям золота, в том числе и по околорудным породам, биотит-апатитовые метасоматиты, по-видимому, не характерны для золоторудных месторождений. Правда, Н. В. Петровская и др. [1976] отмечают, что на месторождении Колар (Индия) в качестве одного из типов околорудных пород выделяется биотитизация (апатит при этом не упоминается), а на наших золоторудных месторождениях иногда встречается апатит, причем он относится к числу рудообразующих минералов (по Н. В. Петровской [1973]).

В Алханайском районе биотит-апатитовые породы, так же как и кварц-амфиболовые, представляют собой типичные продукты отложения или выполнения трещин.

Геохимические условия. По содержанию Mn, Ni, V, Cu и других элементов (табл. 16) биотит-апатитовые породы сопоставимы с кварц-амфиболовыми, но отличаются от них более высокой золотосодержимостью. Кроме того, результаты минералого-петрографических исследований, химический состав биотита (табл. 9) и апатита свидетельствуют о резком увеличении в биотит-апатитовых породах содержаний Cl, F и особенно Са. Данные компоненты, как было показано выше, располагаются в левой части ряда относительной подвижности элементов в кварц-полевошпатовом процессе. При этом многочисленные петрографические исследования по стадийности или последовательности отложения минеральных парагенезисов, сопряженных с процессом или стадией выщелачивания, свидетельствуют о том, что в числе последних выделяются парагенезисы минералов, главными породообразующими компонентами которых являются элементы, открывающие ряд относительной их подвижности стадии кислотного выщелачивания. Теоретически это положение обосновано Д. С. Коржинским и развивается в работах В. А. Жарикова [Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965 и др.]. Исходя из изложенного, мы можем с достаточной уверенностью сделать следующее заключение. Кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые метасоматиты представляют собой последовательный ряд стадий щелочного отложения, сопряженных с кварц-полевошпатовым кислотным выщелачиванием.

Физико-химические условия. Наиболее благоприятный минерал биотит-апатитовых пород для изучения газово-жидких включений — апатит. В нем установлены две группы включений: первичные существенно газовые включения, аналогичные вышеописанным газовым включениям в амфиболе и кварце, и первично-вторичные газово-жидкие. Гомогенизация включений первой группы происходит при температурах >450° (450—470°). Первично-вторичные включения являются двух-трехфазовыми. Третья фаза в них представлена углекислотой или кристалликами галита. Более высокотемпературные включения, содержащие галит (310—280°). Концентрация раствора в них достигает 30 вес. %. При более низких температурах (290 — 220°) захвачены включения с углекислотой. Формирование биотит-апатитовых метасоматитов происходило при температурах, превышающих 450°, при участии газообразных надкритических флюидов. Установленные в минералах этих метасоматитов вторичные газово-жидкие включения соответствуют заключительным внутриминерализованным стадиям.

Кварц-турмалиновые метасоматиты. Турмалинизация относится к числу достаточно широко распространенных процессов околорудного изменения пород. Она описана на грейзеновых, оловорудных, золоторудных, золото-мышьяковых и медных месторождениях [Наковник Н. И.,

1954; Рундквист Д. В. и др., 1971; Кигаи И. Н., 1966; Тимофеевский Д. А., 1972; Горжевский Д. И. и др., 1970а, б; и др.].

Кроме того, турмалин и мощные зоны кварц-турмалиновых метасоматитов устанавливаются на целом ряде низкотемпературных месторождений: ртутных — Терлигхайское, Узунсайское (Тува), сурьмяных и золото-сурьмяных (Забайкалье, Якутия) и некоторых других эпitherмальных месторождениях. Все это свидетельствует о необходимости выделения кварц-турмалиновых пород в определенную формацию, что и было сделано совсем недавно Б. И. Омеляненко [1978]. Он, обобщив имеющийся материал, выделил турмалинизированные породы, содержащие хлорит во внешних зонах колонки, в самостоятельную кварц-турмалин-хлоритовую формацию и показал, что она представляет процесс кислотного выщелачивания. При этом турмалинизирующие растворы характеризовались слабо-кислой или умереннокислой средой.

Интервал температур и давлений образования этих метасоматитов, по всей видимости, достаточно широк. Так, В. Л. Барсуков [1974] приводит следующие параметры: $T^{\circ}\text{C}$ — 300—400, $P_{\text{атм}}$ — 350—400. К. М. Мельникова с соавторами [1977] несколько расширяют температуру образования кварц-турмалиновых метасоматитов (270—430°) и увеличивают давление до 900—1000 атм. Вероятно, интервал температур и давлений может быть значительно расширен, о чем свидетельствуют различные термодинамические условия образования собственно турмалина в природных условиях. Так, известно, что он является характерным минералом, с одной стороны, высокотемпературных метасоматитов (пегматиты, скарны, грейзены, кварц-полевошпатовые метасоматиты и др.), а с другой — имеется целый ряд работ, в которых доказана аутигенная природа турмалинов [Попов В. С., 1964; Исканджанов Б. И., Мухамеджанов С. Р., 1965; Беридзе М. А., 1965; Гелецов Г. Г., 1967; Дубинина В. Н., Ксриплевиц И. А., 1968; Donnay G., Kullerund G., 1958; Govinda Rajulu B. V., Nagaraja H. R., 1969; Govinda Rajulu B. V., Satish P. N., 1969].

Таким образом, постмагматическая турмализация представляет собой процесс кислотного выщелачивания и возможна в широком интервале температур и давлений. Рассмотрим геохимические и физико-химические условия образования турмалинизированных пород Алханайского района.

Геохимические условия. Турмалинизированные породы Алханайского района по характеру метасоматической зональности (колонки II, III) практически не отличаются от колонок, приведенных в работах И. Н. Кигаи [1966] и Е. А. Радкевич и др. [Минерализованные зоны..., 1967], которые Б. И. Омеляненко [1978] относит к кварц-турмалин-хлоритовой формации. Анализируя строение метасоматических колонок II и III, можно видеть, что они характеризуются последовательным сокращением числа минералов, направленным выносом оснований по мере приближения к центральной части кварц-турмалиновой колонки и закономерным привносом в указанном направлении содержаний бора (табл. 17). Такая закономерность в поведении элементов указывает на кислотный характер процесса образования зональных ореолов (колонок) кварц-турмалиновых метасоматитов. Количественно-спектральными анализами устанавливаются вполне определенные закономерности в поведении рудных элементов: отмечается привнос Cu, Ni, Zn, Mo, Co и вынос Pb, Ba, Mn, Ti. Весьма своеобразно и интересно поведение золота. Из рис. 23, построенного по данным табл. 17, можно заключить, что процесс сопровождался выносом золота и весьма сложным характером его перераспределения в зональном ореоле метасоматитов: наблюдается чередование отрицательных и положительных аномалий золота (затухающая синусоида).

Физико-химические условия. Наиболее благоприятен для изучения газовой-жидких включений кварц из агрегата основной массы породы и различного рода более поздних прожилков. Редкие газо-

во-жидкие включения отмечаются и в кристалликах турмалина.

В метасоматическом кварце из агрегата основной массы кварц-турмалинового метасоматита установлены две группы включений: существенно газовые включения, гомогенизирующиеся в газовую фазу, и газowo-жидкие (двух-, трех- и четырехфазовые), гомогенизирующиеся в жидкую фазу. Резко преобладают включения первой группы. Они, как правило, мелкие (до 10 мкм), имеют форму негативных кристаллов кварца или округлые изометричные. Эти включения равномерно распределены в зернах метасоматического кварца и являются первичными. Газовая фаза во включениях этого типа преобладает, жидкая занимает не более 25% объема включений. Гомогенизация их происходит при 410—460°. Включения в кристалликах турмалина, образующегося близкоодновременно с кварцем, гомогенизируются при 420°. При температурах, близких к 410°, в некоторых включениях наблюдаются критические явления (гомогенизация по типу тающей границы). Криометрические исследования включений этой группы показали, что в них содержатся малоплотный газ, не сжижающийся даже при глубоком охлаждении (до —150°), и раствор, концентрация которого колеблется от 4 до 8 вес. %.

Включения второй группы, гомогенизирующиеся в жидкую фазу, являются первично-вторичными для метасоматического кварца, образующегося близкоодновременно с турмалином и первичным по отношению к кварцу, образующемуся после кристаллизации кварц-турмалинового агрегата. Это достаточно хорошо устанавливается по характеру распределения включений в минерале. Включения этой группы двух-, трех- и четырехфазовые. Твердые фазы в них представлены галитом, сильвином и иногда нерастворимой (даже при 600°) фазой неопределенного состава. Общий интервал гомогенизации включений этой группы равен 410—360°. Гомогенизация галита в четырехфазовых включениях в некоторых случаях происходит при температурах 370—395°, что на 120—155° превышает температуру гомогенизации газовой фазы этих же включений. Это дает возможность оценить давления, существовавшие в момент захвата включений [Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В., 1956]. Определенные таким способом давления достигали величин 1300—1750 атм.

Криометрические исследования и изучение температур растворения минералов-узников (галит, сильвин) показали, что в таких включениях законсервированы растворы переменной концентрации от 10—15 до 43 вес. %. Преобладающими компонентами растворов являются NaCl, KCl, CaCl₂. Присутствие хлоридов Na и K в растворе устанавливается по присутствию галита во включениях, а присутствие CaCl₂ — по данным криометрического анализа. Наиболее высокие концентрации раствора (35—43 вес. %) установлены во включениях с температурой гомогенизации 395—360°.

Включения, близкие к вышеописанным, установлены и в кварце из прожилков, секущих кварц-турмалиновые метасоматиты. Общий интервал их гомогенизации составляет 415—320°. Причем включения, захваченные при 415—380°, гомогенизируются в газовую фазу, а при 370—320° — в жидкую. Концентрация растворов включений из жильного кварца близка к концентрации раствора первично-вторичных включений из метасоматического кварца и составляет 15—40 вес. %. Преобладают в растворах NaCl, KCl, CaCl₂.

Кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты по сравнению с кварц-турмалиновыми менее изучены, несмотря на то, что они постоянно отмечаются на многих золоторудных месторождениях [Петровская Н. В., 1967; Горжевский Д. И. и др., 1970б; Тимофеевский Д. А., 1972; Сахарова М. С., 1972; Тупяков В. Е., Широкий О. Н., 1972; и др.]. Проявление кварц-турмалин-пиритовой ассоциации наблюдалось нами на Терлигхайском месторождении ртути (Тува). По данным упомянутых выше исследователей, эта минеральная ассоциация обычно проявляется в виде маломощных

зон прожилково-вкрапленного типа, характеризуется иногда повышенной золотоносностью, но по времени образования предшествует отложению продуктивного золота.

Образование этих метасоматитов, по-видимому, как и кварц-турмалиновых, возможно в широком интервале температур. По данным Л. К. Дмитриева, Ю. В. Ляхова [1968] и Ю. В. Ляхова [1970], формирование кварц-турмалин-пиритовых прожилков Дарасунского месторождения происходило при $T = 420\text{--}320^\circ\text{C}$. Агрегатное состояние раствора при этом изменялось от газообразного ($\geq 350^\circ\text{C}$) до конденсированного флюида ($\leq 350^\circ\text{C}$). Образование кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов Терлигхайского ртутного месторождения, где они ассоциируют с аргиллизированными породами, происходило при температурах ниже 200°C . Характерно, что в начальной стадии минералообразования растворы имели существенно газовое агрегатное состояние, а при $T = 160^\circ\text{C}$ — жидкое.

Переходя к рассмотрению геохимических и физико-химических условий образования кварц-турмалин-пиритовой минерализации, следует заметить, что в Алханайском районе она, как и в других золоторудных районах, проявилась в виде маломощных прожилково-вкрапленных зон и по времени образования предшествовала процессу березитизации, с которой ассоциирует продуктивное золото. Пространственно кварц-турмалин-пиритовые и гидроберезитовые метасоматиты в исследуемом районе совмещены. Поэтому рассмотрение геохимических особенностей образования первых представляется весьма сложным и теряет всякий смысл. Тем не менее можно отметить, что содержания золота в кварц-турмалин-пиритовых метасоматитах на порядок (и более) выше, чем в кварц-турмалиновых; а в участках, где эти турмалинсодержащие метасоматиты интенсивно раздроблены и подвержены последующей гидроберезитизации, происходит резкое обогащение их золотом.

Физико-химические условия. Изучение физико-химических условий образования кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов производилось по газово-жидким включениям в метасоматическом кварце, образовавшемся близкоодновременно с турмалином и в кварце из внутриминерализованных прожилков. Установлены два типа газово-жидких первичных (или первично-вторичных) включений: двух- и трехфазовые. Двухфазовые включения в метасоматическом кварце гомогенизируются в интервале температур $320\text{--}415^\circ\text{C}$, причем гомогенизация их выше 380°C происходит в газовую фазу, а ниже 380° — в жидкую. При температурах порядка 380°C гомогенизация включений происходит по типу «тающей границы». Установленные в этом кварце трехфазовые включения состоят из газа, раствора и кубических кристалликов галита. Полная их гомогенизация происходит при $T = 320\text{--}340^\circ\text{C}$, а растворение кристалликов галита при $120\text{--}130^\circ\text{C}$, что соответствует 27%-ному раствору NaCl.

Крпометрическими исследованиями установлено, что концентрации раствора газово-жидких включений закономерно увеличиваются с понижением $T_{\text{гом}}$ включений: включения с $T_{\text{гом}} = 380\text{--}415^\circ\text{C}$ — 1—5 вес.%; с $T_{\text{гом}} = 330\text{--}370^\circ\text{C}$ — 10—15 вес.%; с $T_{\text{гом}} = 320\text{--}340^\circ\text{C}$ — до 27 вес.%. Преобладающим компонентом минералообразующих растворов является NaCl; кроме того, присутствует CaCl_2 , о чем свидетельствует низкая температура кристаллизации эвтектики растворов ($-54 \div 55^\circ\text{C}$).

Газово-жидкие включения в кварце из внутриминерализационных прожилков по фазовому составу и температурам гомогенизации близки к включениям из метасоматического кварца. Однако растворы, законсервированные в этих включениях, отличаются более высокой концентрацией, достигающей 30—40 вес.%. В некоторых из этих включений растворение твердой фазы (галита) происходило при $T = 350\text{--}370^\circ\text{C}$, что на $30\text{--}50^\circ$ превышает температуру гомогенизации газовой фазы. Это позволяет

определить давление, развивающееся в этих включениях в момент гомогенизации.

Кроме выше описанных, в кварце из кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов присутствуют многочисленные группы вторичных включений, связанных с наложением более поздних процессов, в частности процесса березитизации. К более позднему процессу следует отнести и контактовое воздействие на кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты, вызванное секущей дайкой диабазов (Илинское месторождение), что приводит к разрушению и исчезновению включений.

Таким образом, формирование кварц-турмалиновых и кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов происходило на фоне снижения температур от 460 до 320°C (кварц-турмалиновые) и от 415 до 320°C (кварц-турмалин-пиритовые) и давлений, которые составляли соответственно 1300—1750 и 450—500 атм. В начальные периоды турмалинового метасоматизма флюиды находились в газообразном состоянии и обладали низкой концентрацией растворенных компонентов. В конечные периоды процесса изменения пород и в стадию формирования жильных выполнений произошла конденсация гидротермального флюида в высококонцентрированный гидротермальный раствор щелочно-хлоридного состава. К концу процесса резко повышается плотность минералообразующего раствора и концентрация растворенных в нем компонентов.

Турмалинизация, представляющая, в общем, процесс кислотного выщелачивания, сопровождалась выносом и перераспределением (выщелачиванием и осаждением) нерудных и рудных элементов, в том числе и золота, что привело к формированию отрицательных и положительных аномалий рудных элементов в зональном ореоле околожильных метасоматитов.

Кварц-мусковитовые грейзены. По мнению многих геологов [Щерба Г. Н., 1968; Наковник Н. И., 1954; и др.], грейзенизация представляет собой процесс высокотемпературного метасоматизма, связанного с постмагматическими кислыми растворами, обогащенными летучими компонентами и кремнекислотой. Считается, что грейзенизирующиеся растворы отделяются от кислых гранитоидных интрузий в процессе их раскристаллизации. Однако Д. В. Рундквист и др. [1971; Рундквист Д. В., Павлова И. Г., 1970] считают, что такие растворы могли отделяться не только от гранитоидных интрузий кислого состава, но и поступать в зоны минералообразования из более глубоких очагов, производными которых могли быть и гранитные расплавы. Глубина формирования грейзенов составляет по различным данным 1,5—4 км, температурный интервал — 450—350°C. При более высоких температурах они переходят к кварц-полевошпатовые изменения, а при более низких — в аргиллизиты и березиты [Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965; Рундквист Д. В., Павлова И. Г., 1970, 1975; Щербань И. П., 1975; Омеляненко Б. И., 1978; и др.]. Причем в одних случаях грейзены могут переходить сначала в аргиллизиты, а затем в березиты; в других случаях наоборот — вначале появляются березиты, которые постепенно переходят в аргиллизиты. Эти фациальные переходы в каждом случае определяются температурой, давлением и соотношением активностей углекислоты, калия и натрия в гидротермальных растворах.

Металлогеническая специализация грейзенов достаточно широка. С ними связаны месторождения олова, вольфрама, молибдена, лития и многих других металлов. В качестве дорудных метасоматитов грейзены известны и на золоторудных месторождениях [Вольфсон Ф. И., 1962; Горжевский Д. И., 1962]. В связи с изложенным представляется, что кварцевые жилы с околожильной грейзенизацией или с бескарбонатными кварц-серицитовыми метасоматитами на золоторудных месторождениях распространены более широко, чем это кажется на самом деле, поскольку без петрографических исследований не всегда удастся однозначно опреде-

лить тип изменений вблизи кварцевых жил с золоторудной минерализацией.

Рассмотрим кварц-мусковитовые грейзены Алханайского района. Они, как уже отмечалось выше, образуют довольно мощные жилы среди гранитов, палеозойских (?) метаморфических сланцев и верхнеюрских вулканогенных и магматических образований и сопровождаются умеренно-сульфидной золото-кварц-арсенопиритовой минерализацией.

Геохимические условия. Анализ строения метасоматической зональности (колонка IV) позволяет наметить следующий ряд подвижности элементов: Mg, Fe, Ca, Na, K, Al. При этом первые четыре элемента выносились растворами за пределы всех зон колонки. K и Al, по-видимому, испытывали местное переотложение из внутренних зон во внешние, о чем, в частности, свидетельствуют некоторое уменьшение содержания мусковита и повышение роли кварца в зоне 5 по сравнению с зонами 4, 3 и особенно 2.

Рассмотренные минералого-геохимические особенности указывают на кислотный характер процесса околожильной грейзенизации, который, судя по количественно-минеральному составу зон, имел диффузионный характер и развивался на фоне повышения величины pH растворов вплоть до их почти полной нейтрализации, о чем свидетельствуют устойчивость хлорита во внешних зонах, а также многочисленные термодинамические и экспериментальные исследования по устойчивости слюд, хлоритов и полевых шпатов в зависимости от режима кислотности-щелочности растворов.

Аналитическими исследованиями (табл. 18) устанавливается, что процесс грейзенизации сопровождался незначительным привнесом рудных элементов, одни из которых (Zn, Pb, Mo и В) накапливались преимущественно во внутренних зонах колонки, другие (Ni, V, Cu, Co) — во внешних. Выявляется также четкое перераспределение или переотложение Mn, Ba и Sr из внутренних зон во внешние.

Особый интерес представляет в данном процессе поведение золота. Анализ табличных данных позволяет выделить в колонке зоны низких и высоких концентраций или аномалий золота. Низкие аномалии устанавливаются в составе внутренних зон (5, 4), развивающихся в экзоконтактной части кварцевой жилы. По мере удаления от этих зон содержание золота в метасоматитах закономерно увеличивается, достигая максимальных значений (на порядок выше фона) в составе внешней зоны колонки, характеризующейся устойчивостью хлорита. В данной зоне, как отмечалось выше, растворы теряли свои кислотные свойства. Такой характер распределения концентраций синметасоматического или сингенетического золота в зональной колонке грейзенизированных пород свидетельствует о том, что главным фактором, определяющим морфологию геохимического ореола, является изменение кислотности-щелочности процессов минералообразования.

Физико-химические условия. Для изучения физико-химических параметров были исследованы газово-жидкие включения в кварце из кварцевых жил и околожильногрейзенизированных пород. Установлены три типа газово-жидких включений, отличающихся по $T^{\circ}\text{C}$ гомогенизации и соотношению газовой и жидкой фаз. Включения первого типа существенно газовые: газ — около 80% и жидкость (раствор) — 20% объема включения. $T_{\text{гом}}$ составляет 400—420°C. Криометрические исследования этих включений показали, что в газовой фазе присутствует углекислота — около 0,04 г/см³ раствора. Концентрация включений около 4—8 вес. %.

Включения второго типа также существенно газовые, гомогенизируются в газовую фазу. При комнатной температуре они двух- или трехфазные и состоят из водного раствора, газа и жидкой углекислоты. Углекислота гомогенизируется в газ в интервале температур $+18 \div +20^{\circ}\text{C}$,

плотность ее составляет 0,18—0,3 г/см³. Растворы, законсервированные во включениях этого типа, существенно хлоридно-натровые ($T_{\text{звт}} = 23—25^{\circ}\text{C}$), концентрация их колеблется от 8 до 15 вес.%. Температура полной гомогенизации составляет 300—340°C.

Включения третьего типа, характеризующие процесс выделения золото-кварц-арсенопиритовой минерализации, гомогенизируются в жидкую фазу при 140—260°C. В составе газовой фазы в них также присутствует углекислота, плотность которой составляет 0,4—0,01 г/см³. Раствор этих включений имеет концентрацию 8—12 вес. %.

Таким образом, формирование кварц-мусковитовых метасоматитов Алханайского района происходило в интервале температур 420—300°C при участии кислых хлоридно-углекислых растворов, концентрация которых заметно повышалась в конце гидротермального процесса, обусловившего отложение низкотемпературной (140—260°C) золото-кварц-арсенопиритовой минерализации.

Процесс грейзенизации сопровождался незначительным привнесом рудных элементов, одни из которых накапливались (осаждались) во внутренних зонах и кварцевой жиле, другие, в том числе и золото, переносились кислыми растворами и, по мере их реакционной нейтрализации, осаждались синхронно с развитием метасоматической зональности в составе внешних зон колонки.

Березитовые метасоматиты или как их часто называют — околотрепцинные изменения около кварцевых жил, сопровождают месторождения золота, полиметаллических руд, урана, меди, молибдена. Наиболее характерен этот тип изменения для золоторудных месторождений и в первую очередь — жильного типа. Процесс околосильной березитизации, как это справедливо отмечают Н. В. Петровская [1956а, б], Б. И. Омеляненко [1968], обобщивший большой материал по березитам, всегда предшествует рудоотложению. Вместе с тем известны примеры [Абдукаюмов А. А., 1977] сопряженного развития процесса березитизации и золотооруденения, т. е. синрудные березиты. Однако, как свидетельствует описание А. А. Абдукаюмова, эти синрудные березиты в целом очень сходны с березитоподобными метасоматитами или гидроберезитами Илинского месторождения. Они будут рассмотрены в следующем разделе.

Отмеченное выше «отставание» золотого оруденения по отношению к березитам выражается в том, что золоторудная, обычно золото-сульфидная, минерализация в форме прожилковых выделений накладывается на кварцевые жилы, цементирует обломки кварца, а иногда выходит за пределы жил в березитизированные и даже встречается в практически неизменных породах [Бородаевский Н. И., Шер С. Д., 1967].

Центральная зона березитов — кварцевая жила — нередко существует очень долго. Так, например, на Дарасунском месторождении в пределах одной и той же жилы совмещаются четыре стадии минералообразования, две из которых золотоносны [Дмитриев Л. К., Ляхов Ю. В., 1968; Сахарова М. С., 1972; Тимофеевский Д. А., 1972]. На Средне-Голготайском месторождении устанавливается три стадии: золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая с турмалином и карбонатно-кварцевая [Тупяков В. Е., Широкий О. Н., 1968]. Нередко между выделяемыми стадиями минералообразования происходит внедрение различных даек.

На значительный отрыв процесса березитизации от продуктивных стадий указывают и резкие различия в температурных условиях минералообразования. Характерно, что температуры образования кварцевых жил самых различных месторождений в общем достаточно близки и укладываются в интервал 200—300°C [Омеляненко Б. И., 1968]. Для отдельных месторождений приводятся более высокие температуры (400—180°C) формирования березитосопровождающих кварцевых жил [Коробейников А. Ф., 1977; Проскуряков А. А. и др., 1977; Юдин И. М., Адриано-

ва С. И., 1977; и др.]. Наиболее благоприятный температурный интервал для оруденения составляет 220—150°C, по Н. В. Петровской [1973].

Отличаются березиты от руд и по кислотности-щелочности. Если рудные ассоциации представляют собою стадии щелочного отложения, то процесс березитизации имеет четко выраженный кислотный характер. Причем по мере удаления и взаимодействия березитизирующих растворов с вмещающими породами как в горизонтальном, так и в вертикальном (на выклинке жил) направлениях, происходит постепенная нейтрализация этих гидротерм. По данным Б. И. Омеляненко [1968, с. 378], «...наиболее вероятные значения рН растворов во внутренних зонах находятся в пределах 2,8—5,7 со средним значением 4,3; в средних зонах 4,4—4,7 со средним значением около 5 и во внешней зоне 4,3—6,1 со средним значением 5,2. Образование кальцита при процессе березитизации происходит, вероятнее всего, в близконеutralных в слабокислых условиях». Эти данные рассчитаны для температур 250°C.

Как видно, березитизация, являющаяся наиболее характерным процессом для золоторудных месторождений, представляет собою низкотемпературный процесс гипогенного кислотного выщелачивания, предшествующего отложению золотого оруденения. Ниже рассматриваются геохимические и физико-химические особенности этого процесса и сопровождающего его золотооруденения в Алханайском районе.

Геохимические условия. Анализируя строение метасоматической зональности (колонка IX), можно видеть, что процесс березитизации сопровождался привнесом воды, углекислоты, серы и калия и выносом из внутренних околожилных зон колонки таких элементов, как Na, Ca, Mg и Fe. Не исключено, что они частично поступали в трещинные растворы. Al, вероятно, испытывал местное переотложение из внутренних зон в промежуточные. Повышенные содержания Si в экзоконтактовой части (зона 7) кварцевой жилы, по-видимому, обусловлены двумя факторами: поступлением его из растворов и обогащением (осаждением) кремнеземом данной зоны в результате выноса других элементов.

Аналитическими исследованиями (табл. 19) устанавливается четкий привнос растворами в измененные породы рудных элементов и золота. При этом Zn и Pb дают наиболее высокие концентрации в составе внутренних и промежуточных зон колонки, а Mo и Cu — в промежуточных и внешних зонах. Остальные элементы не обнаруживают четкого распределения в горизонтальном сечении колонки березитов.

Золото по сравнению с другими рудными элементами распределено в колонке более контрастно, но в целом закономерно (табл. 19, рис. 22). Концентрации его варьируют в широких пределах — от 10 до 3300 усл. ед. При этом наиболее низкие значения устанавливаются в различных участках кварцевых жил (преимущественно их краевых частях) и прилегающей к ним кварц-серицитовой зоне (зона 7), характеризующейся максимальным изменением — выщелачиванием исходных пород. По мере приближения к следующей кварц-серицит-пиритовой зоне (зона 6) содержание золота в породах постепенно повышается и в зоне кварц-серицит-пирит-брейнеритового состава (зона 5) достигает максимальных значений. С переходом к следующим, менее измененным зонам (зоны 4—1) колонки концентрация золота в породах постепенно снижается и плавно переходит к фоновым значениям.

Сопоставляя значения величин рН условий образования различных зон колонки березитов и отмеченный характер распределения в них концентраций золота, можно утверждать, что изменение кислотности-щелочности процесса минералообразования является главным фактором, определяющим морфологию околожилных ореолов золота. Далее, если считать данные Б. И. Омеляненко [1968] строго доказанными, можно сделать заключение о том, что при температуре 250°C синметасоматическое или сингенетическое, с развитием зональной колонки березитов, отложе-

ние золота начинается в тот момент, когда величина рН растворов была выше 5.

Аналогичные данные ($\text{pH} \geq 5,2$) приводит А. А. Абдукаюмов [1977], положивший в основу определения величины рН синметасоматического рудоотложения расчетные данные А. Л. Павлова [1968] по растворимости и миграции алюминия в стандартных условиях. Следует, однако, иметь в виду, что повышение температуры процессов минералообразования несколько смещает линию минеральных равновесий в область более низких значений рН. Поэтому приведенная величина $\text{pH} > 5$ для начала сингенетического отложения золота в процессе березитизации может смещаться как в большую, так и в меньшую сторону; но это не играет существенной роли в представлении об условиях переноса Au в кислых растворах и его отложении при нейтрализации растворов, что хорошо согласуется с имеющимися экспериментальными, термодинамическими данными и результатами изучения газовой-жидких включений в жильных и рудных минералах золоторудных месторождений.

Золоторудная минерализация, ассоциирующая с березитами в Алханайском районе, представлена системой тончайших сложнопересекающихся прожилков золото-кварц-арсенопиритового состава. Пространственно они тяготеют к центральным частям кварцевых жил и реже встречаются в промежуточной кварц-серицит-пирит-брейнеритовой зоне колонки околожилльно березитизированных гранитов. Характерно, что по минеральному составу, содержанию элементов-примесей и их спектру (табл. 23) золото-кварц-арсенопиритовые ассоциации из кварцевых жил и околожилльно измененных пород практически не отличаются друг от друга и от березитов, среди которых они локализируются. Приведенные выше признаки свидетельствуют о том, что формирование золоторудной ассоциации могло происходить не из новых, поступающих с глубины порций гидротерм, а из остаточных внутрипоровых растворов, которые при достижении оптимальных термодинамических параметров, эволюционирующих на фоне тектонических подвижек, заполняли возникающие микро- и макропрожилки в породах. Это позволяет рассматривать золотоносную ассоциацию как соответствующую внутриминерализационную стадию, генетически единую с процессом березитизации.

Физико-химические условия. Для выяснения физико-химических параметров формирования березитов и золото-кварц-арсенопиритовой стадий исследовались газово-жидкие включения в кварце. При этом в жильном и околожилльном кварце устанавливаются три группы включений: высокотемпературных существенно газовых, трехфазовых углекислотноводных и поздних низкотемпературных двух- и трехфазовых.

Включения первой группы, природа которых не совсем понятна, гомогенизируются в газ в интервале температур $380-400^\circ\text{C}$. Они заполнены малоплотным газом, не сжижающимся при глубоком охлаждении. Включения второй группы, характеризующие процесс березитизации, распространены более широко. Они состоят из водного раствора, газа и переменных количеств углекислоты. Общий интервал их гомогенизации равен $360-300^\circ\text{C}$. Количество углекислоты во включениях составляет 5—10 вес.%, а плотность — $0,3-0,4 \text{ г/см}^3$. Концентрация растворов колеблется от 6 до 18 вес.%. Наряду с газово-жидкими углекислотно-водными включениями в кварце присутствуют существенно газовые углекислотные включения, что свидетельствует о вскипании гидротермальных растворов и отделении от них углекислотной фазы. Третья группа, представляющая процесс отложения золото-кварц-арсенопиритовой минерализации, характеризуется двух- и трехфазовыми включениями, состоящими из водного раствора и газа или водного раствора и кристалликов галита. Общий интервал гомогенизации этих включений составляет $140-250^\circ\text{C}$. Концентрация законсервированного в них раствора колеблется от 12—20 вес.% (двухфазовые включения) до 27 вес.% (включения с галитом).

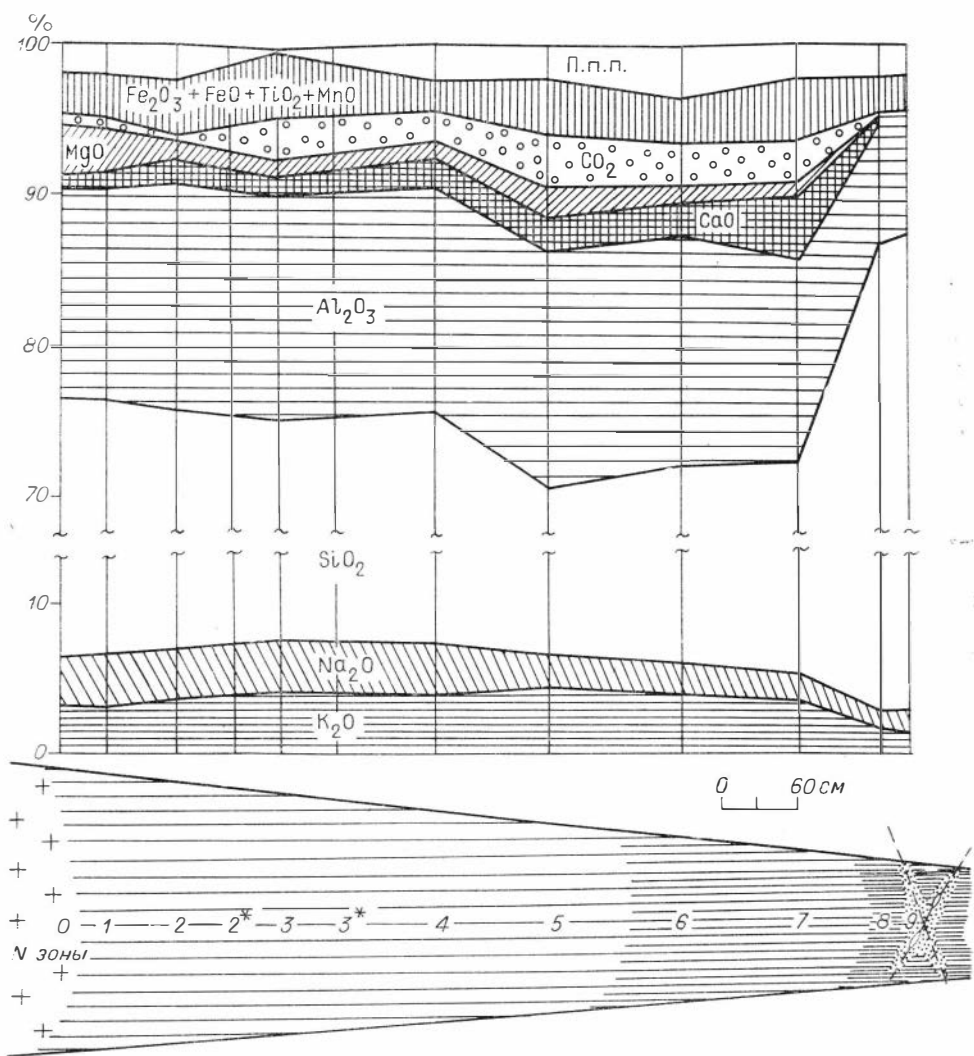


Рис. 20. Диаграмма изменения химического состава при образовании колонки гидроберезитовых метасоматитов за счет гранитов (Илинское месторождение).

Диаграмма построена по данным табл. 7, минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке VI. Усл. обозн. см. на рис. 17. Звездочка обозначает, что химический состав рассчитан по количественному минеральному составу измененных пород.

Гидроберезитовые метасоматиты. Этот тип измененных пород наблюдается нами в районе Ключевского месторождения (Александровский участок). Кроме того, весьма сходные метасоматиты описаны А. А. Абдукаюмовым [1977] на рудопроявлениях в Киргизии. Не исключено, что на золоторудных месторождениях они распространены более широко.

Как было показано, гидроберезиты Алханайского района локализируются в мощных зонах тектонического дробления и оперяющих их многочисленных трещинах. Такой структурный план обусловил развитие метасоматитов брекчиевидной и пятнисто-блоковой текстуры со слабо выраженной (расплывчатой) зональностью. Второй характерной особенностью этих пород является почти полное отсутствие в них прожилковой минерализации, с которой можно было бы связать золотоносность этих пород. Изучение отдельных участков, где более или менее отчетливо проявилась зональность, свидетельствует о симметричном строении ореолов минерального и геохимического плана. Рассмотрим эти закономерности на при-

мере метасоматитов, развивающихся в трещиноватых гранитах и в зонах тектонического брекчирования этих же гранитов.

Геохимические условия. Химизм процесса образования гидроберезитов отчетливо выделяется при рассмотрении данных по минеральному составу колонок V—VIII и химических анализов пород (табл. 7, 8), представленных графически на рис. 20. Как и следовало ожидать, согласно петрографическим исследованиям формирование минеральных парагенезисов внешних зон метасоматической колонки связано не с приносом или выносом элементов, если не считать воды, углекислоты и серы, а с перераспределением их внутри каждой взятой зоны. Образование внутренних зон сопровождалось выносом Ca, Mg, Fe и Al, увеличением содержания Si и, по-видимому, частичным переотложением K и Na. Как видно, гидроберезитизация, так же как и выше рассмотренная березитизация, представляет собой процесс кислотного выщелачивания. Причем, судя по слабовыраженной зоне кварц-серицит-пирит-гидрослюдистого состава и устойчивости доломита в ассоциации с пиритом (вместо брейнерита и пирита в березитах), можно сказать, что гидроберезитизирующие растворы по сравнению с березитизирующими характеризовались несколько повышенной щелочностью, что подтверждается результатами анализа водных вытяжек (табл. 26).

Данные по характеру распределения золота и рудных элементов в зональной колонке гидроберезитов (табл. 20, рис. 21, 23) свидетельствуют о том, что во внешней области, характеризующейся устойчивостью хлорита (зоны 1—4), содержание золота увеличивается по сравнению с исходными гранитами на один порядок; в промежуточной области, характеризующейся устойчивостью карбонатов (зоны 5—7), количество золота повышается еще на один порядок и в зоне колонки, где развит кварц-серицит-альбит-пирит-гидрослюдистый парагенезис, содержание его увеличивается по сравнению с вмещающими гранитами на 3 порядка. В кварц-серицит-пирит-гидрослюдистой зоне, представляющей на уровне карьеров центральную часть метасоматической колонки, содержание золота снижается до 12 000 усл. ед. и более, т. е. оно в 20 раз ниже, чем в зоне кварц-серицит-альбит-пирит-гидрослюдистого состава.

По количеству свинца и цинка внешние зоны (зона 1—6) практически не отличаются от исходных гранитов, зато в центральной зоне количество свинца увеличивается в 20 раз, а цинка — в 100 раз. Весьма интересно ведут себя в колонке медь и кобальт. Небольшие концентрации (соответственно 8—10 и 13—18 г/т) они дают во внешней области. Никель и молибден не обнаруживают заметных колебаний по всей мощности колонки, хотя к внутренней зоне отмечается незначительная тенденция к увеличению их содержаний по сравнению с вмещающими гранитами. Аналогичный характер поведения рудных и нерудных элементов устанавливается и в зональных колонках гидроберезитов, образующихся по кварцевым диабазам и гранит-порфирам (колонки VII, VIII, табл. 21). Убого развитая прожилково-вкрапленная минерализация (золото-кварц-арсенопиритовая и кварц-карбонатная), завершающая образование березитоподобных пород, по всей видимости, не могла оказать определенного влияния на особенности мобилизации и перераспределения «рудного» золота.

С целью выявления характера распределения рудных элементов в метасоматитах брекчиевидной текстуры были проанализированы мелкоосколочная брекчия, матрица брекчии и различные участки зонально измененных крупных обломков гранита. Результаты аналитических исследований, представленных в виде табл. 20 и рис. 21, показали, что в метасоматитах брекчиевидной текстуры (на массу) с размером обломков 1—5 см в диаметре (такие размеры наиболее характерны) содержание золота увеличивается по сравнению с вмещающими гранитами на два порядка и составляет по данным автономно-абсорбционного анализа 600 усл. ед., пробирного — 1000 усл. ед. В окварцованной, серицитизированной и

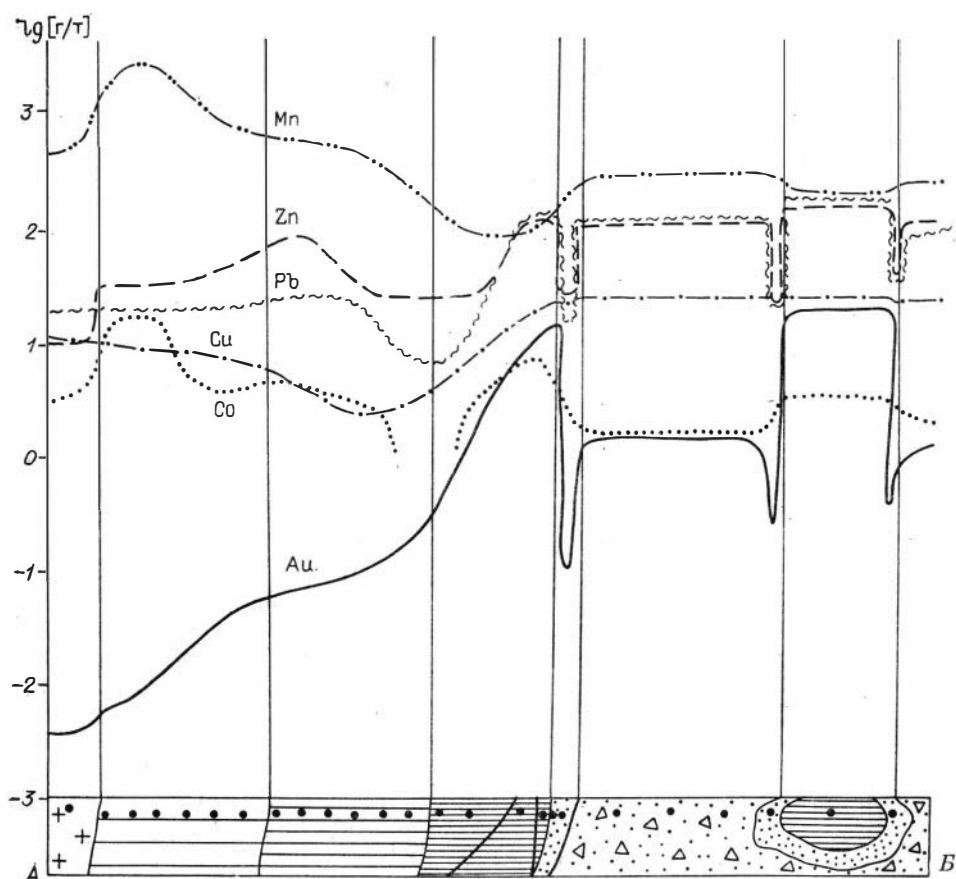


Рис. 21. Поведение элементов-примесей и золота при гидробрецизации гранитов (разрез по линии АБ, см. рис. 17). Крупные точки — места отбора проб.

гидрослюдизированной матрице брекчий количество золота несколько ниже, чем в брекчированных породах (1200 усл. ед.). В крупных (7—15 см) обломках кварц-серицит-альбит-пирит-гидрослюдистого состава количество золота достигает 178 000 усл. ед.— атомно-абсорбционный анализ и 200 000 усл. ед.—пробирный анализ. Высокими содержаниями золота (120 000 усл. ед.) характеризуются гидротермально измененные породы кварц-серицит-альбит-пирит-гидрослюдистого состава, развивающегося около зоны тектонических брекчий. На расстоянии 0,4 м, где развиты кварц-серицит-пирит-альбит-карбонатные ассоциации метасоматитов, содержание золота снижается по данным пробирного анализа до 10 000 усл. ед., атомно-активационного — до 9000 усл. ед.

Как видно, количество золота в гидротермально измененной цементирующей массе брекчий увеличивается по сравнению с гранитами всего лишь на один, реже два порядка; в зонах кварц-серицит-альбит-пирит-гидрослюдистого состава крупных обломков и в прилегающих к тектоническим брекчиям метасоматитов аналогичного парагенезиса количество золота увеличивается на три - четыре порядка.

Таким образом, из приведенного материала можно заключить, что золото и бедная сульфидная минерализация распределяются весьма закономерно относительно минеральных парагенезисов (зон) как в колонках гидробрецитов, формирующихся в зонах трещиноватости, так и в основных зонах тектонического брекчирования пород. Это может свидетельствовать о сингенетическом отложении золота с гидротермальным процессом

образования гидроберезитов на фоне снижения pH минералообразующих растворов.

Физико-химические условия. Наиболее благоприятный минерал этих пород для изучения газовой-жидких включений — кварц. Устанавливаются три главные его генерации: кварц-I — реликтовый (кварц исходных пород — гранитов, кварцевых порфиров), кварц-II — метасоматический, образующийся совместно с карбонатом и серицитом при метасоматическом изменении пород, а кварц-III — жильный, выполняющий более поздние кварцевые или кварц-карбонатные прожилки. В этом минерале установлены четыре типа газовой-жидких включений, отличающихся по температурам гомогенизации и фазовому составу.

Включения первого типа установлены только в реликтовом кварце. Причем они присутствуют в этом минерале не только в зонах гидроберезитизации, но и за их пределами в слабоизмененных и даже не подвергшихся изменению трещиноватых гранитах. Это свидетельствует о том, что включения первого типа соответствуют какому-то более раннему процессу. Эти включения существенно газовые, гомогенизируются при температурах 430—370°C в газовую фазу.

Второй тип включений характерен в основном для метасоматического кварца гидроберезитовых пород. Они, как правило, трехфазовые и состоят из водного раствора, газа и кристалликов галенита. Температура гомогенизации этих включений находится в интервале 300—350°C, что соответствует концентрации раствора 31—32 вес. %. Кроме NaCl в растворе включений содержится незначительное количество CaCl и KCl, о чем свидетельствуют низкие температуры кристаллизации эвтектики этих растворов ($-54 \div 56^\circ\text{C}$) и состав водных вытяжек (табл. 26). Анализируя данные таблицы, можно отметить, что с глубиной в растворе несколько увеличивается концентрация катионов (Ca^+ , Mg^+ , K^+ , Na^+) и анионов (Cl^- , HCO_3^-), т. е. резко возрастает общая минерализованность гидротерм. Значения pH растворов изменяются при этом очень незначительно.

Включения третьего типа, присутствующие как в метасоматическом, так и в жильном кварце, также трехфазовые. Они состоят из водного раствора, жидкой углекислоты и газа. Гомогенизируются включения этой группы в жидкую фазу при температурах 270—315°C. Температура гомогенизации углекислоты составляет $+5 \div +10$, плотность углекислоты 0,8—0,9 г/см³. Концентрация углекислоты во включениях колеблется от 15—10 до 20 вес. %. Концентрация солей в растворе включений, по данным криометрического анализа, составляет 8—10 вес. %. Состав раствора — хлоридно-натриево-кальциевый. Характерно, что во включениях с наибольшим содержанием углекислоты концентрация раствора наименьшая и наоборот. Кроме углекислотноводных включений в метасоматическом кварце отмечаются существенно газовые углекислотные включения, гомогенизирующиеся в газовую фазу при температуре $+10^\circ$. Плотность углекислоты в таких включениях в момент гомогенизации составляет 0,04 г/см³. По углекислотно-водным включениям были оценены давления, существовавшие в момент их захвата. Они составили 700—800 атм.

Четвертый тип включений, установленный в жильном и метасоматическом кварце измененных пород, представлен двух- и трехфазовыми включениями с общим интервалом гомогенизации 120—230°. В метасоматическом кварце эти включения являются вторичными, а в жильном (золото-кварц-арсенопиритовые и кварц-карбонатные прожилки) — первичными и первично-вторичными. Они состоят из раствора и газа, раствора, жидкой углекислоты и газа или раствора, кристалликов галенита и газа. Концентрация углекислоты в углекислотно-водных включениях низкая и не превышает 5 вес. %. Концентрация раствора составляет 5—12 вес. %. В трехфазовых включениях, содержащих кристаллики галенита (температура их гомогенизации 160—230°), растворение NaCl происходит при 120—145°, что соответствует 29—30%-ному раствору NaCl. В двухфазовых

включениях (раствор + газ) также содержатся растворы высокой концентрации (16—22 вес.%). По данным криометрического анализа в их составе преобладают NaCl, KCl, CaCl₂.

Таким образом, формирование гидроберезитов и спнгенетического оруденения происходило на фоне падения температур от 350 до 120° и давлениях, достигавших 800 атм и более. Состав минералообразующего раствора испытывал направленное изменение от существенно хлоридного (начальные периоды процесса) к углекислотно-хлоридному и далее вновь к существенно хлоридному (заключительные стадии). В целом гидротермальный процесс характеризовался нестабильным, прерывистым характером изменения основных физико-химических параметров, о чем свидетельствуют скачкообразные изменения температур минералообразования, резкие смены плотности растворов (вскипание), на что указывает наличие существенно газовых включений наряду с газовой жидкостью.

Аргиллизированные породы довольно широко распространены на золоторудных месторождениях. Они установлены и описаны на месторождениях Восточного Забайкалья [Петровская Н. В. и др., 1961; Русинова О. В., 1970], Средней Азии [Увадьев М. Д. и др., 1976; Завьялов Г. Е. и др., 1976], Трансильвании [Щербаков Ю. Г., 1960], в штате Невада США [Волостных Г. Т., 1972]. Все перечисленные месторождения в целом относятся к золото-серебряной формации. Образуются они в близповерхностных условиях и, по-видимому, при относительно низких температурах. Так, на месторождении Голдфилд (Невада) оруденение прослеживается до глубин 300 м, температура рудообразования 300°C. На месторождениях Трансильвании (Румыния) наиболее богатые руды отмечаются в интервале глубин 100—200 м, хотя некоторые жилы не обнаруживают признаков выклинивания на глубине 700 м. Золотое оруденение Балейского и Тасеевского месторождений локализовано также на небольших глубинах. Причем наиболее богатое оруденение на Балейском месторождении приурочено к монтмориллонитовой подзоне колонки аргиллизированных метасоматитов. Процесс рудообразования в пределах Тасеевского и Балейского месторождений протекал при температурах 280—50°C. Продуктивная же стадия охватывает узкий интервал — 245—200°C [Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В., 1964; Ляхов Ю. В., 1965, 1968].

Как видно, аргиллизация характерна для золоторудных месторождений, формирующихся в близповерхностных условиях при относительно низких температурах (300°C и ниже). С глубиной, где температуры и давления увеличиваются, аргиллизированные породы фациально переходят в березитизированные породы, как это было описано В. Б. Чекваидзе с соавторами [1978] на полиметаллических месторождениях или в альбитизированные метасоматиты на редкометальных рудных жилах [Рехарский В. И., 1957]. На Балейском и Тасеевском месторождениях они на глубине сменяются березитами.

Одним из ведущих факторов, определяющих переход, например, березитов в аргиллизиты, является уменьшение активности углекислоты в растворах [Щербань И. П., 1975; и др.] в связи с вскипанием гидротерм. Отделение углекислоты от флюида в виде отдельной фазы, согласно данным С. Д. Малинина [1965], может происходить в гидротермальных условиях на глубине нескольких сот метров. Минеральный или фациальный тип аргиллизитов определяется, в первую очередь, активностью К и Na в растворах. Величина pH минералообразующего раствора колеблется от 4 до 8. В общем, аргиллизация представляет собой процесс кислотного выщелачивания [Хитаров Д. Н., 1965; Roedder E., 1967; Волостных Г. Т., 1972; Омеляненко Б. И., 1970; Щербань И. П., 1975; и др.].

В Алханайском районе аргиллизированные породы развиваются по гранитам и эффузивам. Структурно они приурочены к широким зонам тектонических брекчий и локализованы в их верхних горизонтах. Отсутствие каолинита, характерного для приповерхностных условий, видимо, может указывать на значительный эрозионный срез зон аргиллизированных по-

род. По минеральному составу они относятся к кварц-гидрослюдистому типу или фации.

Геохимические условия. Данные по строению минералогической зональности аргиллизированных пород не всегда позволяют однозначно судить о геохимических условиях их образования, поскольку слюдистые минералы представляют собой соединения сложного химического состава. Тем не менее анализ колонки X позволяет заключить, что процесс аргиллизации эффузивных пород сопровождался некоторым привнесением К и повышением содержания Si во внутренних зонах. Кроме того, отсутствие карбонатов в составе колонок горы Грищевской и участка Байца может указывать на весьма низкую активность уголекислоты в аргиллизующих растворах.

Процесс аргиллизации, как свидетельствуют результаты аналитических исследований (табл. 22), сопровождался выносом значительной части Mn из внутренних зон и незначительным привнесением Ni, V, Cu, Co, Pb, Zn и Au, которые концентрируются преимущественно во внутренних зонах метасоматической колонки. Характерно, что наиболее высокими содержаниями рудных элементов, в том числе и золота, отличается не центральная, а следующая, примыкающая к ней, зона. Учитывая такой характер распределения золота в колонке аргиллизитов и их общую повышенную золотоносность, можно утверждать, что золото поступало в зону минералообразования вместе (одновременно) с аргиллизующими растворами и осаждалось синхронно или сингенетически с развитием метасоматической зональности на фоне постепенного снижения кислотности растворов (см. рис. 23).

Физико-химические условия. Для их изучения исследовались газово-жидкие включения в метасоматическом кварце из кварц-гидрослюдистых метасоматитов, и установлены два типа газово-жидких включений.

Первый тип представлен двухфазовыми включениями, состоящими из водного раствора и газа. Включения эти встречаются относительно редко. Гомогенизация их происходит при температурах 300—380°C в жидкую фазу. Уголекислота во включениях при охлаждении не устанавливается. Концентрация раствора по данным криометрического анализа составляет 4—10 вес.%. Представляется, что эта достаточно высокотемпературная группа включений связана с более ранним постмагматическим этапом — возможно, с процессом турмализации, так как в аргиллизированных породах устанавливаются повышенные содержания бора.

Включения второй группы, характеризующие процесс аргиллизации, более низкотемпературные, температура их не превышает 280°C (140—280°C). Концентрация законсервированного в них раствора составляет 8—10 вес.%. Все это свидетельствует о том, что образование кварц-гидрослюдистых метасоматитов за счет эффузивных пород происходило при участии слабоконцентрированных гидротермальными растворами, не содержащих сколько-нибудь заметных концентраций уголекислоты, что также подтверждается петрографическими исследованиями. Как видно, аргиллизированные породы образовались при более низких температурах и практически полном отсутствии уголекислоты в растворах по сравнению с гидроберезитами и особенно березитами.

Таким образом, проведенные исследования позволили охарактеризовать геохимические и физико-химические параметры постмагматического минералообразования, особенности эволюции этих параметров во времени и пространстве, установить характер взаимоотношений и условий образования рудных и безрудных метасоматитов. Эти данные в совокупности с геологическими и минералого-петрографическими материалами позволяют подойти к рассмотрению стадийности минерало- и рудообразования в Алханайском районе, а также в определенной мере приблизиться к решению вопроса о генезисе эндогенных геохимических ореолов и месторождений рудного золота.

ЭТАПЫ И СТАДИИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Детальное изучение постмагматических образований Алханайского золоторудного района, физико-химических и геохимических условий их формирования, изучение пространственно-временных и генетических соотношений различных типов гидротермально измененных пород между собой, с орудуемением и магматическими породами этого региона позволили наметить общую схему последовательности формирования минерализации Алханайского рудного поля, а также выделить этапы и стадии постмагматического минерало-рудобразования.

Под этапом минералообразования подразумевается комплекс метасоматических пород, образующихся в тесной пространственно-временной и, по возможности, генетической связи с проявлением определенного типа магматизма. При наименовании этапов и стадий мы придерживались схемы классификации метасоматических процессов, разрабатываемой Д. С. Коржинским и его школой.

Достаточно уверенно в Алханайском районе выделяются пять этапов минералообразования, последовательно сменяющих друг друга во времени. В свою очередь каждый из них подразделяется на ряд стадий.

Ранний магматический этап. Сюда относятся кварц-полевошпатовые пегматиты. Они образуют небольшие по размерам тела среди биотитовых гранитов кыринского комплекса и по минералого-геохимическим особенностям практически не отличаются от вмещающих их гранитов. Эти данные позволяют считать их раннемагматическими (внутриагматическими) образованиями, генетически связанными с кристаллизацией гранитов. По материалам О. Н. Косухина, И. Т. Бакуменко [1976], И. Т. Бакуменко, О. Н. Косухина [1977] и О. Н. Косухина [1977], изучавших условия образования пегматитов в кыринских гранитах Восточного Забайкалья, формирование пегматитовых тел происходило на заключительных этапах кристаллизации этих гранитов из обогащенного водой (до 7 вес. %) магматического расплава.

Этап раннего приконтактового кислотного выщелачивания. Более поздними магматическими образованиями этого района являются малые интрузии кварцсодержащих диоритовых порфиритов, секущих биотитовые граниты кыринского комплекса, а также протерозойские (?) метаморфические сланцы. Эти интрузии образуют довольно крупные штокообразные тела и сопровождаются своеобразными типами постмагматической минерализации с золотым орудуемением. Возраст их по данным калий-аргонового метода датируется как триасовый (табл. 1). По-видимому, они могут представлять самостоятельный магматический комплекс малых интрузий, обособленный от кыринского гранитоидного комплекса.

С этими кварцсодержащими интрузиями диоритовых порфиритов ассоциируют зоны кварц-полевошпатовых, кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых метасоматитов, развивающихся преимущественно в их краевых частях. Тесная пространственная связь перечисленных метасоматитов с интрузиями диоритов, а также близость абсолютных возрастов позволяет высказать предположение о тесной генетической связи этих образований. Этой же точки зрения придерживаются А. М. Кузьмин и Г. В. Шубин [1966].

Кварц-полевошпатовые, кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые метасоматиты рассматриваются нами как продукты соответствующих стадий единого гидротермального процесса. Их возрастные взаимоотношения достаточно однозначно устанавливаются по замещению минералов одного парагенезиса другим и по взаимопересечениям прожилков, относимых к разным стадиям. Наиболее ранними из них являются кварц-полевошпатовые метасоматиты. Их формирование происходило при взаимодействии

высокотемпературных надкритических флюидов на исходные породы, и сопровождалось выносом оснований большинства рудных элементов, в том числе и золота. Если этот ранний процесс кварц-полевошпатового метасоматизма сопровождался выщелачиванием элементов, то образование поздних золотоносных кварц-амфиболовых, а затем биотит-апатитовых пород, напротив, обусловлено «осаждением» этих элементов в трещинных системах. Характерно, что по начальным температурным условиям образования и агрегатному состоянию минералообразующих флюидов ранние и поздние типы метасоматических пород очень близки между собой.

Таким образом, в соответствии с общепринятой терминологией кварц-полевошпатовые метасоматиты следует рассматривать как продукты стадии прерудного кислотного выщелачивания, а золотоносные кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые породы — как сородные или синрудные образования стадии сопряженного отложения. Тесная пространственная, временная и генетическая связь кварц-полевошпатовых, кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых метасоматитов и их закономерная приуроченность к эндоконтактам кварцсодержащих диоритовых порфиритов, а также единонаправленность образующего их геохимического процесса, близость физико-химических параметров формирования и значений абсолютных возрастов позволяют отнести эти метасоматиты и золотое оруденение к единому этапу раннего приконтактового кислотного выщелачивания и генетически связать его со становлением кварцсодержащих диоритовых порфиритов.

Этап позднего кислотного выщелачивания. К этому этапу постмагматического минералообразования мы относим кварц-турмалиновые метасоматиты. Во всех известных в районе случаях они, как правило, развиваются в тесной пространственной ассоциации с интрузиями кварцсодержащих диоритовых порфиритов, которые прорывают кыринские граниты и протерозойские осадочные породы. Это выражается в том, что, во-первых, турмалинизация почти в одинаковой мере накладывается на эти интрузии и генетически связанные с ними кварц-полевошпатовые и другие типы метасоматитов и, во-вторых, не уходит далеко от данных интрузий, хотя и встречается среди вмещающих их гранитов и осадочных пород.

Образование кварц-турмалиновых метасоматитов начиналось, как было показано выше, при достаточно высоких давлениях (1750 атм) и температурах (460°C) под воздействием на породы газообразных борсодержащих флюидов. Минералообразование протекало на фоне постепенного снижения температуры, изменения агрегатного состояния минералообразующего раствора и постоянных внутриминерализационных подвижек. Такое развитие процесса привело к образованию среди собственно кварц-турмалиновых пород многочисленных прожилков кварц-турмалинового, кварцевого и кварц-альбитового составов, которые можно выделить в соответствующие стадии. В целом кварц-турмалиновый метасоматизм сопровождался выносом оснований и перераспределением рудных элементов, в том числе и золота, во внешние метасоматические зоны. Это позволяет отнести турмалинизацию к процессу кислотного выщелачивания.

По сложившейся традиции турмалинизированные породы обычно относят к грейзеновой формации и связывают их с кислыми гранитоидами. Вместе с тем Б. И. Омеляненко [1978], обобщивший материал по турмалиносодержащим метасоматитам, показал, что определенные разновидности их (кварц-турмалин-хлоритовые) обнаруживают тесную пространственную и, возможно, генетическую связь не с крупными гранитоидными интрузивами кислого состава, а с малыми интрузиями гранитоидов повышенной основности, в числе которых отмечаются интрузии диоритового состава.

Кварц-турмалиновые метасоматиты Алханайского района по метасоматической зональности не отличаются от кварц-турмалин-хлоритовых пород, выделяемых Б. И. Омеляненко в самостоятельную формацию,

которая обнаруживает связь с малыми интрузиями гранитоидов повышенной основности. Отмеченное сходство в минеральном составе (метасоматической зональности) и закономерная пространственная приуроченность турмалинизации к интрузиям кварцсодержащих диоритовых порфиров позволяют отнести кварц-турмалиновые породы Алханайского района к кварц-турмалин-хлоритовой формации и связать ее парагенетически с постмагматической деятельностью этих интрузий. Необходимо отметить, что морфологические особенности тел кварц-турмалиновых метасоматитов и их внутреннее строение, а также очень высокое начальное давление их образования свидетельствуют в пользу эксплозивной природы минералообразующих структур.

Поствулканический этап кислотного выщелачивания представлен кварц-турмалин-пиритовой минерализацией, которая получила в районе слабое распространение. По времени формирования она отделена от кварц-турмалиновых метасоматитов предыдущего этапа проявлением верхнеюрского вулканизма, а от метасоматитов заключительного этапа — внедрением полярных по составу даек илинского комплекса и последующим мощным тектоническим дроблением.

Отличаются кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты от кварц-турмалиновых по наличию сульфидов, по составу турмалина (шерл вместо дравита) и по физико-химическим параметрам образования и природе минералообразующих структур. Формирование их начиналось с поступления в зоны маломощных тектонических трещин (вместо эксплозивных (?) структур) борсодержащих газообразных флюидов и происходило при более низких начальных значениях температуры (415°C) и давления (450 атм), чем кварц-турмалиновых метасоматитов (460°C и 1750 атм).

Все изложенное позволяет, с определенной долей осторожности, выделить кварц-турмалин-пиритовую минерализацию в самостоятельный этап, который по отношению к магматизму и геохимическим условиям образования можно назвать поствулканическим этапом кислотного выщелачивания.

Заключительный гидротермально-метасоматический этап. К данному этапу постмагматического минералообразования относятся грейзены, березиты, гидроберезиты, аргиллизиты и ассоциирующая с ними жильная золото-кварц-арсенопиритовая минерализация. Эти типы метасоматитов по времени образования четко отделены от предыдущих этапов проявлением вулканизма, внедрением даек илинского комплекса и интенсивной тектонической деятельностью. В структурном плане они приурочены к трещинам отрыва и зонам тектонических брекчий, оперяющих линейные, видимо, глубинные разломы — Илинский и Байца-Дыбыксинский.

В пределах этих оперяющих структур рассматриваемые метасоматиты размещаются весьма закономерно. Это выражается в том, что в трещинах отрыва образуются кварцевые жилы с околожильно грейзенизированными и березитизированными метасоматитами, со сложнопостроенными синметасоматическими ореолами золота (рис. 21, 22, 23). Характерно, что кварцевые жилы грейзенов во много раз мощнее и протяженнее березитовых жил. Эти отличия могли быть обусловлены неодинаковым эрозионным срезом, либо различной первоначальной мощностью трещин открытия. Учитывая тот факт, что открытые структуры типа трещин к поверхности обычно сокращаются в мощности, расщепляются и нередко выклиниваются либо переходят в зоны тектонических брекчий, а также принимая во внимание температурные условия образования и состав околожильных изменений, можно предположить, что участки проявления грейзеновой минерализации по сравнению с березитовой имеют более глубокий эрозионный срез.

В тех случаях, когда кварцевые жилы с околожильной березитизацией по восстанию переходят в сохранившиеся от размыва широкие зоны тектонических брекчий, вместо березитов формируются обширные зональ-

ные поля гидроберезитов (Илинское месторождение) с синметасоматическим или сингенетическим штокверковым золото-пиритовым оруденением. Выше, по восстанию зон брекчирования, гидроберезиты постепенно переходят в аргиллизированные породы (гора Грищевская) со слабыми синметасоматическими ореолами золота (см. рис. 22, 23).

Рассмотренные выше геолого-структурные, минералого-петрографические, минералогические, физико-химические и геохимические закономерности формирования и размещения грейзенов, березитов, гидроберезитов, аргиллизитов и жильной золото-кварц-арсенопиритовой минерализации позволяют сделать вывод о том, что эти типы метасоматитов и золотое оруденение являются производными одного и того же гидротермального раствора (процесса), испытавшего сложную эволюцию физико-химических и геохимических параметров по мере его продвижения к поверхности и реакционного взаимодействия с боковыми породами в различной геолого-структурной обстановке.

Таким образом, распространенные в Алханайском районе гидротермально-метасоматические породы и проявления золоторудной минерализации относятся к различным этапам минерализации, связанным с мезозойской тектоно-магматической активизацией, широко проявленной в Забайкалье. Для района выделяются пять таких этапов.

1. Ранний магматический этап (пегматиты), генетически связанный с гранитами кыринского интрузивного комплекса (С — Р).

2. Этап раннего приконтактового кислотного выщелачивания (предрудные кварц-полевошпатовые и синрудные кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые метасоматиты), генетически связанный с малыми интрузиями кварцсодержащих диоритовых порфиров (С — Р).

3. Этап позднего кислотного выщелачивания (кварц-турмалиновые метасоматиты), обнаруживающий парагенетическую связь с малыми интрузиями кварцсодержащих диоритовых порфиров (С — Р).

4. Поствулканический этап кислотного выщелачивания (кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты) условно связан с поствулканической деятельностью Алханайской вулcano-купольной структуры (J₃).

5. Заключительный гидротермально-метасоматический этап (J₃), вероятно, имеет парагенетические связи с гидротермальным источником глубинного резко дифференцированного магматического очага, производными которого являлись полярные по составу дайки диабазов и кварцевых порфиров илинского комплекса. Продукты этого этапа — грейзены, березиты, гидроберезиты с сингенетическим малосульфидным золото-пиритовым оруденением, аргиллизиты и жильные внутриминерализационные (внутристадийные) золото-кварц-арсенопиритовая, кварц-карбонатная и карбонатная ассоциации — объединяются в единый генетический ряд формаций, который предлагается называть аргиллизито-березито-грейзеновым рудно-метасоматическим формационным рядом.

ГЛАВА 5

СТРУКТУРНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Изложенный выше фактический материал и данные Г. В. Шубина [1961, 1962, 1963], А. М. Кузьмина, Г. В. Шубина [1966] и А. И. Шевцова [1963] отчетливо показывают, что золоторудная минерализация района контролируется тремя ведущими факторами, на основании которых могут быть разработаны поисковые критерии, главными из которых являются: структурное положение золоторудных участков, минералого-петрографический состав измененных пород и физико-химические условия их образования.

Структурные критерии. Анализ материалов по характеру связи золоторудной минерализации и метасоматитов с тектоническими нарушениями позволяет подразделить последние на три категории: 1) рудоконтролирующие, или рудоподводящие, 2) рудораспределяющие и 3) рудовмещающие, или рудолокализирующие.

Структуры первой категории (Байца-Дыбыксинский и Левобережный, или Илинский, линейные разломы) в плане представляют собой довольно мощные и протяженные линейно-вытянутые тектонические зоны, характеризующиеся интенсивным выщелачиванием пород и полным отсутствием признаков золоторудной минерализации (рис. 8, 9).

Известные в районе рудопоявления золота располагаются на некотором удалении от этих линейных нарушений и локализуются в более мелких структурах второго порядка (оперяющих), сопряженных с первыми, и являются, таким образом, рудораспределяющими. Примером их могут служить зоны тектонических брекчий и трещин открытия, сопряженных соответственно с Байца-Дыбыксинским и Илинским линейными разломами первой категории. Рудораспределяющие структуры подвержены интенсивному гидротермальному изменению, но, в общем, отличаются невысокими содержаниями золота, которое концентрируется главным образом в крупных обломках, глыбах и блоках пород, сохранившихся от измельчения, а также в прилегающих к зоне брекчий породах.

Наиболее благоприятны для локализации оруденения зоны трещиноватости и милонитизации, обрамляющие тектонические брекчии. При этом наибольшего внимания заслуживают места резкой смены дробленых и крупноглыбовых гранитов, милонитов и брекчий, брекчий и трещиноватых пород, а также участки выклинивания («тупики для гидротерм») трещиноватых, милонитизированных и брекчированных зон, т. е. области, обладающие небольшим градиентом анизотропии фильтрационных свойств пород, на границе разделения которого происходят изменения свойств и состава золотоносных гидротерм, и, следовательно, концентрированным «осаждением» рудных элементов.

Структурная подготовка оказывает влияние также и на размеры и морфологию рудных тел. Так, например, если вдоль одиночных трещин и зон милонитизации локализуются линейные плитообразные оруденелые тела метасоматитов, то в узлах тесно сближенных разноориентированных брекчиевых зон и сопутствующих им пересекающихся боковых трещин формируются крупные поля измененных пород, характеризующихся повышенным геохимическим фоном золота. В пределах этих полей рудная минерализация образует, в зависимости от структурного плана, штокверкообразные тела (столбы) неправильной, овальной либо округлой формы.

Принципиально новую морфологию имеют тела метасоматитов и руд, локализованных в оперяющих структурах, сопряженных с Илинским линейным разломом. Для них не характерны столь мощные зоны тектонических и минерализованных брекчий и пород, как в первом примере. Основной структурной единицей здесь являются системы изолированных мало мощных трещин северо-западного простирания, открывающихся при правостороннем смещении всякого блока гранитов в связи с развитием Илинского линейного разлома. Эти трещины, открытые на разных стадиях руднометасоматической деятельности, выступали как рудораспределяющие, так и рудолокализирующие структуры.

Общая совокупность структурных факторов показывает, что с глубиной мощность зон тектонического брекчирования, трещиноватости и какталаза постепенно сужается, а некоторые из них почти полностью выклиниваются, чаще встречается жильный кварц и характерный для березитов тип метасоматического изменения пород. Все это свидетельствует о возможности перехода на более глубоких горизонтах зон тектонического брекчирования в структуры жильного типа, характерные для большинства золоторудных месторождений Забайкалья.

Минералого-петрографические критерии. Постмагматическая деятельность в районе выразилась в формировании разновозрастных, разноэтапных метасоматически измененных пород, отличающихся друг от друга по минеральному составу и условиям образования. Золоторудная минерализация ассоциирует с метасоматитами только двух этапов — раннего приконтактового кислотного выщелачивания (кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые) и заключительного гидротермально-метасоматического.

Кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые породы являются продуктами стадий отложения сопряженных с процессом образования предрудных кварц-полевошпатовых метасоматитов. Пространственно они обычно ассоциируют с внутренними частями предрудных метасоматитов. В структурном плане золотоносные кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые метасоматиты приурочены к зонам трещиноватости, рисунок которых и определяет их морфологические особенности (см. рис. 13).

Золотоносность участков минерализации зависит от соотношения в породах кварца, амфибола, биотита и апатита. Кварц-амфиболовые метасоматиты в целом характеризуются невысоким содержанием дисперсного золота, которое ассоциирует с амфиболом. В биотит-апатитовых породах содержание золота значительно выше. Концентраторами его являются биотит и апатит. Причем наряду с дисперсным золотом отмечается и самородное. Оно образует пленки на поверхности зерен биотита и апатита, а также по микротрещинкам и спайности проникает в глубь этих минералов. Эти данные указывают на то, что «осаждение» золота из растворов начиналось близкоодновременно с кристаллизацией биотита и апатита, а заканчивалось значительно позднее.

Таким образом, формирование кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых метасоматитов и золоторудной убогосульфидной минерализации, локализованных в трещинах (камерах), происходило из одних и тех же растворов на фоне весьма незначительных внутрикристаллизационных подвижек. Поэтому наличие данных пород — прямой поисковый критерий.

Необходимо учитывать, что кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые породы генетически связаны с кварц-полевошпатовым метасоматизмом, который мы относим к этапу приконтактового кислотного выщелачивания в связи со становлением кварцсодержащих диоритовых порфиров. Поэтому для постановки поисковых работ на золото этого типа следует рекомендовать те районы, где закартированы малые интрузии кварцсодержащих диоритовых порфиров и затем особенно тщательно исследовать такие интрузии, с которыми ассоциируют кварц-полевошпатовые, а также кварц-турмалиновые метасоматиты.

Заключительный постмагматический этап минералообразования включает четыре генетически связанные метасоматические формации — кварц-мусковитовые грейзены, березиты, гидроберезиты и аргиллизиты.

Грейзены и березиты образуют линзо- и жиллообразные тела нередко с кварцевой жилой в центре, локализующиеся в трещинах отрыва, образовавшиеся около линейных разломов. Формирование их заканчивалось жильной умеренно сульфидной золото-кварц-арсенопиритовой ассоциацией и, как уже отмечалось выше, сопровождалось привнесом и перераспределением фонового и привнесенного золота в промежуточные и внешние зоны околосильно грейзенизированных и березитизированных пород. Причем установлено, что отдельные жилы не сопровождаются золото-кварц-арсенопиритовой минерализацией. Поэтому обнаружение в том или ином участке грейзеновых и березитовых жил следует рассматривать как косвенный поисковый признак.

Гидроберезиты и аргиллизиты образуют широкие ореолы в зонах тектонического брекчирования и трещиноватости. Первые из них сопровождаются синметасоматическим малосульфидным золото-пиритовым оруденением. Распределено оруденение в зональных ореолах этих метасомати-

тов весьма закономерно — концентрации золота в целом увеличиваются в направлении от внешних хлоритизированных к внутренним пиритизированным зонам, а затем в центральной кварц-серицит-пирит-гидрослюдистой зоне содержание его несколько снижается (см. рис. 23). Пиритизированные зоны кварц-серицит-пирит-альбит-гидрослюдистого состава представляют наибольший интерес. Развиваются они в экзоконтактах тектонических брекчий, по крупным обломкам внутри полос брекчирования, а также вдоль оперяющих брекчий трещин и особенно в узлах пересечения разноориентированных трещин.

Необходимо отметить, что эффективность использования гидроберезитов для обнаружения золоторудной минерализации будет весьма высокой, если поисковые работы будут сопровождаться геохимическим опробованием по зонам, которые достаточно хорошо различаются макроскопически (внешние — хлоритизированные, промежуточные — карбонатизированные и внутренние — пиритизированные) и петрографическим изучением метасоматической зональности. Такая постановка работ позволит целенаправленно и экономично производить детализацию каждого из перспективных участков.

Аргиллизиты, как отмечалось выше, структурно располагаются над гидроберезитами, но отличаются от них очень низкими содержаниями синметасоматического золота. Такая структурно-геохимическая связь свидетельствует о том, что аргиллизиты, так же как и гидроберезиты, имеют важное поисковое значение.

Определенное поисковое значение могут представлять в районе п кварц-турмалиновые метасоматиты. Установлено, что они образуют вокруг себя геохимические ореолы, в которых, в общем, преобладают положительные аномалии золота. Эти аномалии, вовлекаясь в последующие гидротермальные процессы, могли служить дополнительным источником для создания месторождений и проявлений золота. С другой стороны, турмалинизированные метасоматиты, в силу особенностей состава, являются своего рода нейтрализаторами растворов и хорошими «осадителями» золота. Приуроченность к этим породам золоторудной минерализации характерна не только для Алханайского района, но и для других золоторудных полей, где проявился процесс дорудной турмалинизации, на продукты которого были наложены последующие гидротермальные процессы. Такая регионально проявленная взаимосвязь кварц-турмалиновых метасоматитов с золоторудной минерализацией, по-видимому, обусловлена приуроченностью их к одним и тем же долгоживущим структурам. Поэтому наличие обширных полей, характерных для турмалинизированных дорудных метасоматитов, может стать одной из предпосылок для обнаружения золоторудной минерализации.

Физико-химические критерии имеют важное значение для выявления степени золотоносности метасоматитов. Установлено, что наиболее благоприятен для оруденения интервал температур минералообразования ниже 350°C. Второй благоприятный фактор для оруденения — состав минералообразующих растворов. В Алханайском районе это высококонцентрированные (до 32%) существенно хлоридные или хлоридно-углекислые растворы, что характерно и для других месторождений Забайкалья [Коробейников А. Ф., 1974; Ляхов Ю. В., Дмитриев Л. К., 1975; и др.]. Немаловажным фактором, благоприятствующим оруденению, может считаться скачкообразное (неравновесное) изменение физико-химических параметров (T , P , pH и др.) гидротермального минералообразования.

В заключение считаем необходимым отметить, что разработанные выше геолого-структурные, минералого-петрографические и физико-химические критерии обнаружения золоторудной минерализации, по всей видимости, могут быть использованы не только в Алханайском районе, но и в пределах других золоторудных провинций, где устанавливаются сходные структуры и аналогичные типы метасоматически измененных пород.

**СХЕМА СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ЗОНАЛЬНОЙ ТЕРМОГИДРОКОЛОННЫ
И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Теоретические аспекты строения и развития эндогенных и эндогенно-экзогенных гидротермальных рудообразующих систем рассмотрены в работах Г. Л. Пospelova [1962, 1963, 1969, 1973]. В общем виде рудообразующая модель эндогенных гидротермальных систем включает в себя корневую, стволовую зоны и зону рассеивания. Каждая из них имеет свой термодинамический и гидродинамический режим и выполняет вполне определенные функции. Так, в корневой зоне происходят стягивание и вещественная дифференциация флюидов. Стволовая зона, имеющая сложный режим в основном напорного потока, в целом является своего рода каналом, по которому гидротермальные флюиды транспортируются в зону рассеивания. Эти три зоны объединяются в единую систему или модель — фильтрующуюся термогидроколону.

Данные подразделения термогидроколонны использовались в 1975 г. Ю. Г. Щербаковым и Н. В. Росляковой [Щербаков Ю. Г., 1977, 1979] при выделении (систематике и типизации) золотоносных рудных формаций. Отмечая различную природу и глубину заложения термофлюидных систем, Ю. Г. Щербаков выделяет для корневой зоны метаморфические месторождения, которые отличаются бедным большеобъемным вкрапленно-сульфидным и вкрапленно-прожилковым оруденением; в стволовой зоне образуется кварцево-жильное оруденение, и в зоне рассеивания или апикальной близповерхностной зоне локализуются жильно-штокверковые наиболее богатые (бонанцевые) руды. Количество сульфидных минералов и их минеральные разновидности или типы в месторождениях стволовой и апикальной зон термофлюидной системы могут быть различными, что определяется составом пород, вмещающих рудные жилы, и термодинамическим режимом термостатированных интервалов.

Как видно из приведенного, каждому уровню или зоне развития термофлюидных систем присущ вполне определенный формационный тип золотого оруденения. Если представить, что эти формации являются отражением единой эволюционирующей в пространстве и во времени термофлюидной системы (термогидроколонны), то, естественно, между ними должны существовать вполне определенные взаимосвязи или фациальные переходы. Такие переходы, как представляется, наиболее четко будут обнаруживаться не для самих руд, а для околорудных метасоматитов. Поскольку они характеризуются более или менее стабильным составом в достаточно широком интервале глубин, чем наложенные рудные ассоциации, которые весьма изменчивы даже в пределах одного и того же рудного тела (жилы, штокверка и др.) как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

В постмагматической истории минералообразования обычно выделяются дорудные гидротермальные процессы, которые стимулируют вынос и перераспределение рудных элементов на уровнях, близких или чуть отличающихся от кларковых, и собственно рудные процессы (стадии), связанные с наложением «концентрированных рудных флюидов» на дорудные метасоматиты и их металльные ореолы. Наряду с этим широко известным представлением о многостадийности рудообразующего процесса имеются работы, авторы которых показывают возможность и синхронного или сингенетического рудоотложения с околорудным метасоматизмом и отмечают, что рудное вещество в процессе гидротермального минералообразования максимально концентрируется в определенной зоне метасоматической колонки и выделяется (осаждается) в ней в виде синметасоматиче-

ской вкрапленности либо в дисперсном состоянии, а также в форме тонких прожилков (псевдопрожилков), возникающих на фоне внутриминерализационных тектонических подвижек [Злобин В. А., 1972; Абдукаюмов А. А., 1977; Борисенко А. С., Оболенский А. А., 1978; и др.].

Анализируя эти работы, можно сделать заключение о том, что в гидротермальных условиях при удачном сочетании термодинамических параметров в колонках различных метасоматических формаций возникает особая зона, в которой создаются по сравнению с другими наиболее благоприятные условия для концентрации и осаждения рудного вещества. Эта зона имеет свое название — геохимический барьер. В эндогенных метасоматических формациях такой барьер существует, однако природа его (адсорбция, хемосорбция, капиллярная конденсация либо химическое или электрохимическое осаждение и др.), а также и источник рудного вещества — вопросы, требующие своего решения в каждом конкретном случае.

Таким образом, формирование месторождений может происходить в течение всего гидротермального процесса — синметасоматических штокверковых и жильно-штокверковых руд в ранние стадии развития гидротермальной системы и существенно жильных рудных тел в последующие стадии, стадии отложения или выполнения трещинных структур. При этом характерно, что синметасоматическое оруденение формируется в строго определенных геолого-структурных и термодинамических условиях, в то время как жильные рудные тела могут формироваться в более разнообразной обстановке. Они встречаются в различных породах ранних метасоматитов, в составе их различных зон, а иногда выходят за пределы ранних метасоматических колонок в практически неизменные породы.

Рассмотрим особенности строения и развития метасоматически зональной фильтрующей термогидроколонны и закономерности поведения и распределения в ней золотого оруденения на примере Алханайского района. Этот район отличается сложной и длительной историей постмагматической деятельности, проявившейся в связи с различными магматическими комплексами и в неодинаковых структурных условиях. В районе выделяются пять этапов постмагматической минерализации, два из которых сопровождаются золотым оруденением. Золотооруденение первого этапа представлено штокверковыми телами кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых метасоматитов с синметасоматической золоторудной минерализацией. Этот тип оруденения генетически связан со становлением малых интрузий кварцсодержащих диоритовых порфиров. Механизм его образования представляется довольно простым — сопряженно-синхронное рудообразование. Под этой схемой, или моделью, имеется в виду такой случай, когда в раннюю предрудную стадию происходит выщелачивание золота и других элементов из вмещающих пород, т. е. переход элементов в гидротермальные растворы и последующее их «осаждение» при достижении растворами благоприятных геолого-структурных (ловушки, камеры) и физико-химических условий.

В Алханайском районе таким образом сформировалось Дыбыксинское месторождение. Как было показано выше, в процессе его образования выделяются две стадии — предрудная кварц-полевошпатового кислотного метасоматизма и сорудная стадия щелочного отложения, включающая два минеральных парагенезиса (кварц-амфиболовый и биотит-апатитовый).

Предрудная стадия, сопровождающаяся выщелачиванием железа, магния, кальция, золота и других элементов, выразилась в образовании зональной колонки метасоматитов. Внутренние зоны колонки по сравнению с исходными породами характеризуются более низкими содержаниями золота. В центральной зоне вынос благородного металла достигает 99%. Часть золота переотлагалась растворами во внешнюю слабо измененную зону, где прирост его составляет 11% (табл. 16). Остальное золото и другие элементы, попадая в зоны трещиноватости (кристаллизационные

камеры), «осаждались» с образованием кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых пород.

Процесс кристаллизации этих пород происходил на фоне постоянно действующих внутриминерализационных тектонических подвижек и постепенного снижения температуры — от 450 до 220°C. Золото вначале выделялось в дисперсном состоянии вместе с амфиболом, биотитом и апатитом. Затем, при достижении соответствующих температур, происходила интенсивная кристаллизация металла с образованием самородных золотин. Они иногда видны внутри кристаллов прозрачного апатита, но чаще всего встречаются на поверхности биотита и апатита, а также проникают по микротрещинкам и плоскостям спайности в глубь этих минералов.

Второй этап золоторудной минерализации отделен от первого проявлением двух «турмалиновых» этапов, вулканогенной деятельностью и внедрением дайковых тел, и, таким образом, он выделяется в самостоятельный заключительный гидротермально-метасоматический этап. Представляется, что он парагенетически связан с глубоко залегающим резко дифференцированным магматическим очагом, «выдавшим» полярные по составу дайки илинского комплекса — кварцевые диабазы и кварцевые порфиры (гранит-порфиры), о чем свидетельствуют близкая временная и тесная пространственная приуроченность этих даек и золотоносных метасоматитов к одним и тем же долгоживущим тектоническим зонам.

По особенностям строения метасоматических колонок, формирующихся в этих структурах, среди измененных пород рассматриваемого этапа выделяются аргиллизиты (гидрослюдистая фация), гидроберезиты, березиты и грейзены (кварц-мусковитовая фация). Структурно эти метасоматиты локализуются в зонах тектонического дробления и трещиноватости, обнаруживающих с глубиной четкую тенденцию к выклиниванию и переходу в узкие раствороподводящие открытые трещины. В пределах этих минералообразующих структур метасоматиты размещаются весьма закономерно: в верхних горизонтах развиты аргиллизиты, затем они постепенно сменяются гидроберезитами и в области существенного сужения зон брекчирования, где появляются системы открытых трещин, формируются колонки типичных березитовых метасоматитов. Эта схема вертикальной зональности (аргиллизиты → гидроберезиты → березиты) составлена по материалам картирования поверхности, открытых горных выработок и колонкового бурения непосредственно в районе месторождения. Возможность фациального перехода березитов в грейзены однозначно доказывается на примере участков левого берега р. Иля и др.

Приведенные материалы по строению минералообразующей структуры и закономерностям распределения в ней различных гидротермалитов позволяют построить значительный на глубину разрез, который предлагается назвать метасоматической колонной (в отличие от колонки) и рассмотреть механизм ее формирования (рис. 22). Используемые на схеме подразделения — корневая зона, стволочная зона рассеивания и другие — заимствованы из работы Г. Л. Пospelova [1962]. Сложность затрагиваемой проблемы не позволяет пока дать полную или универсальную модель рудно-метасоматической колонны, так как природа и происхождение растворов, источник рудного вещества, формы его переноса и другие рассматриваемые в статье вопросы в настоящее время в определенной мере гипотетичны, дискуссионны и требуют дальнейшего исследования.

Вместе с тем имеющиеся данные по устойчивости ассоциаций минеральных парагенезисов и полученные материалы по вертикальной (см. рис. 22) и горизонтальной (рис. 23) зональности гидротермалитов, участвующих в строении метасоматической колонны, указывают на то, что формирование ее допустимо при соблюдении следующих двух условий: если, во-первых, активность углекислоты и серы в растворах в направлении потока снизу вверх будет вначале увеличиваться, достигая максимальных значений на уровне березитизации, а затем, на уровне «гидроберезитиза-

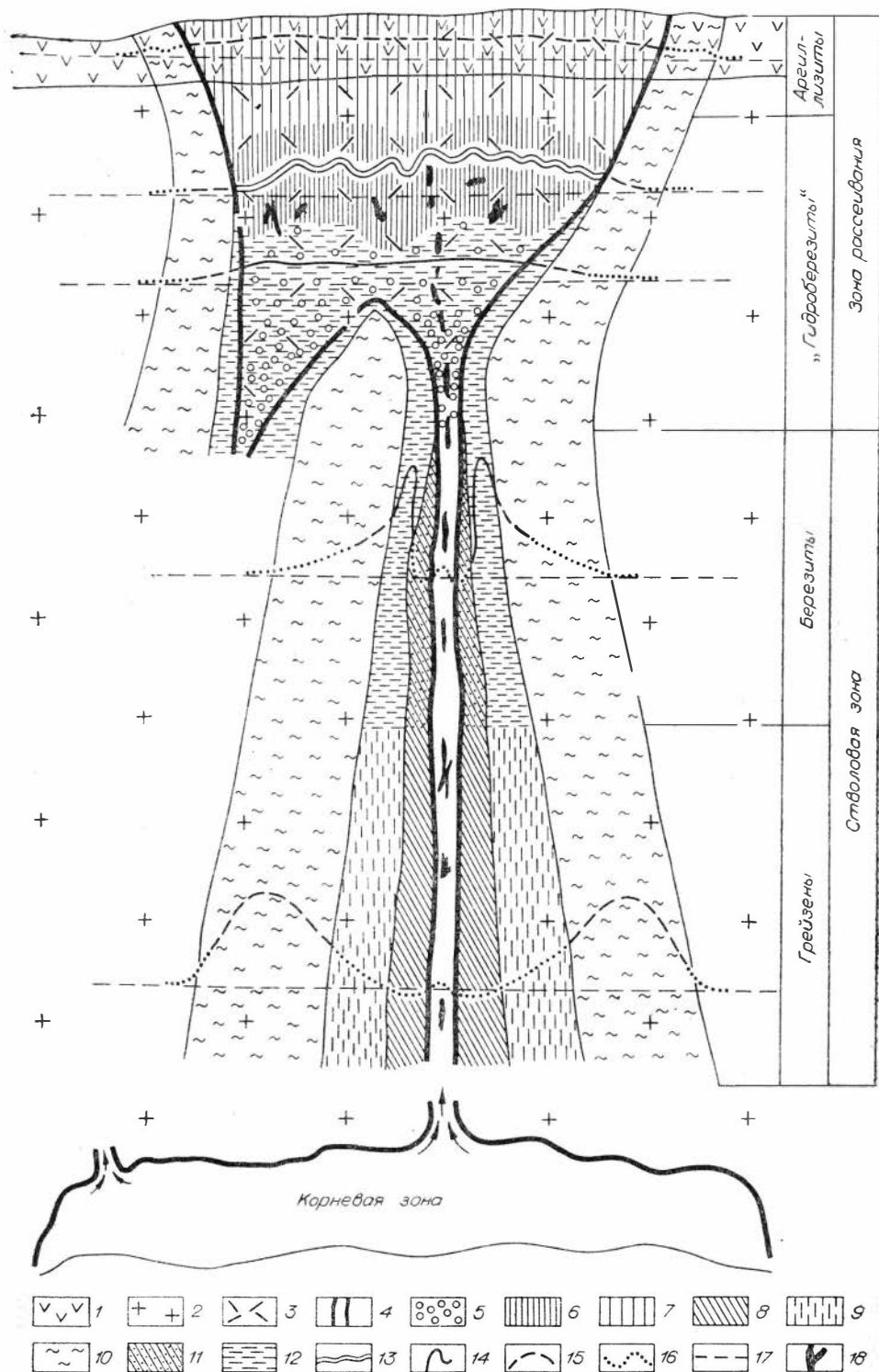


Рис. 22. Схема строения рудно-метасоматической термогидроколонны заключительного постмагматического этапа минералообразования Алханайского золоторудного района. 1 — эффузивные породы; 2 — граниты; 3 — тектонические брекчии; 4—7 — подразделения термогидроколонны: 4 — центральная часть стволовой зоны (система открытых трещин), 5 — область вскипания гидротерм, 6 — область гидроберезитового метасоматизма с сингенетическим рудоотложением, максимум которого находится в зоне кварц-серицит-пирит-альбит-гидрослюдаистого состава, 7 — область отработанных растворов с бедной сингенетичной золоторудной минерализацией в гидрослюдаистых аргиллизитах, максимум которой устанавливается в зоне кварц-пирит-калишпат-гид-

ции» и особенно — аргиллизации, уменьшаться; и, во-вторых, в указанном направлении будет происходить закономерное снижение кислотности растворов или их нейтрализация. Эти тесно взаимосвязанные друг с другом параметры, как известно, определяются, при прочих равных условиях, в первую очередь, температурой и давлением.

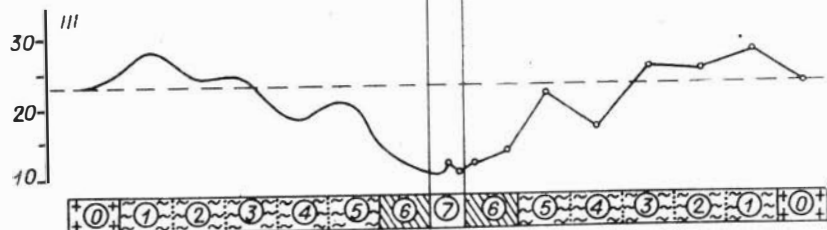
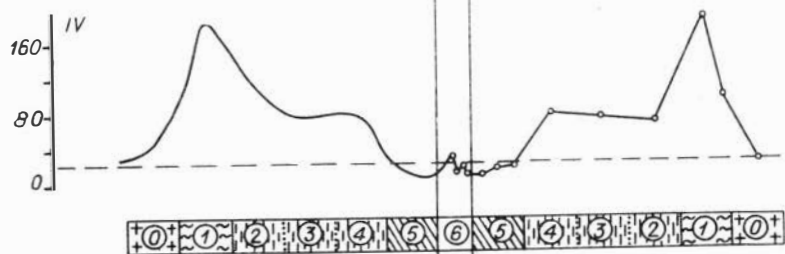
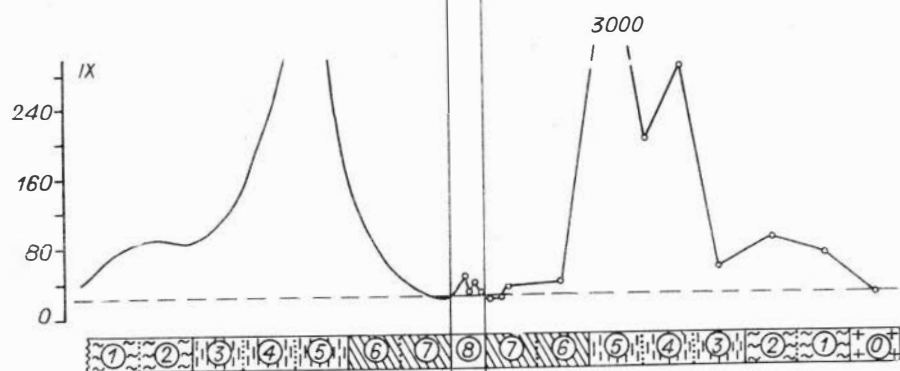
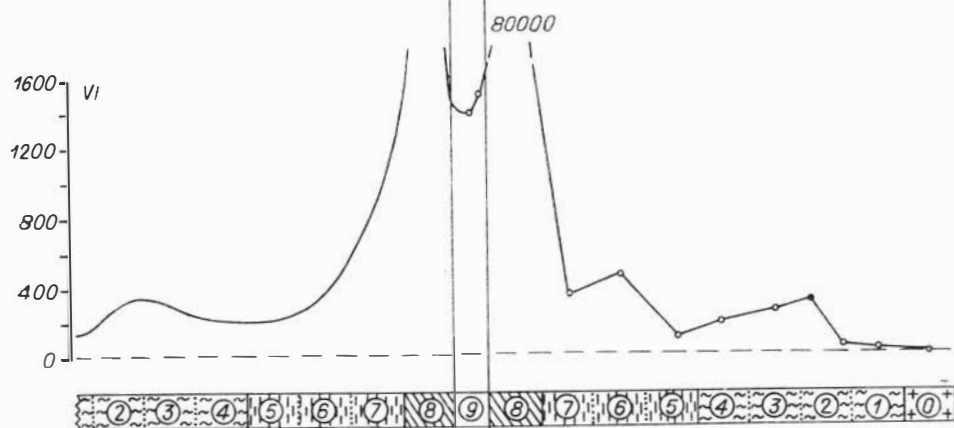
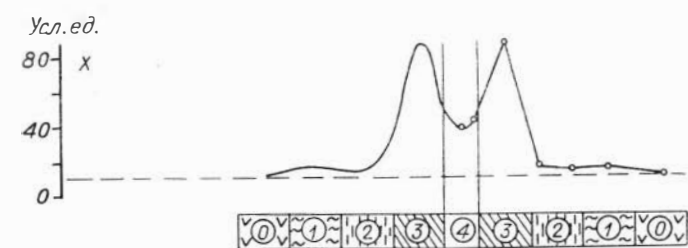
Обращаясь к результатам изучения газовой-жидких включений, можно сказать, что, действительно, температура образования грейзенов составляла 400—420°C, березитов — 300—360°C, гидроберезитов — 300—350°C и аргиллизитов — 140—280°C. Начальные значения плотности углекислоты и концентрации солей в растворе при этом соответственно составляли: 0,04 г/см³ и 4—8 вес.%; 0,35 г/см³ и 6—18 вес.%; низкая и 31—32 вес.%; полное отсутствие и 8—10 вес.%. В указанном направлении закономерно изменялось и агрегатное состояние минералообразующей системы (раствора): в грейзенах — существенно газовое (газ — 80%); в березитах — газовой-жидкое, жидкое; в гидроберезитах — жидкое, газовой-жидкое; в аргиллизитах — жидкий раствор.

Как видно, максимальное значение температуры по колонне метасоматитов снижалось плавно, по крайней мере от березитов до аргиллизитов. В то же время плотность углекислоты и ее агрегатное состояние менялось достаточно резко, и особенно это заметно между растворами березитового и гидроберезитового уровней. Представляется, что увеличение плотности или растворимости углекислоты, а соответственно, и ее активности и активности серы в березитизирующих растворах по сравнению с грейзенизирующими, связанные с изменением агрегатного состояния, обусловлены понижением температуры раствора. Резкое изменение термодинамических параметров при переходе березитов в гидроберезиты, скорее всего, определялось не температурным градиентом, поскольку он в этой области практически отсутствует, а вскипанием растворов в связи с перепадом внутреннего давления в минералообразующей системе при переходе гидросистем из узких раствороподводящих трещин стволовой зоны термогидроколонны в широкую зону брекчирования или зону рассеивания потока (см. рис. 22).

По мере дальнейшей инфильтрации гидротерм по расширяющейся полосе тонкобрекчированных пород плотность углекислоты, а также ее активность и активность серы, судя по количественному минеральному составу зонально измененных пород, постепенно снижались, растворы остывали и на уровне аргиллизации пород практически не содержали углекислоты. Вероятно, она здесь уже в виде углекислого газа удалялась в атмосферу. По данным С. Д. Малинина [1965], отделение углекислоты от флюида в качестве отдельной химически неактивной газовой фазы может происходить в гидротермах на глубинах нескольких сот метров.

Удаление углекислоты из гидротермальной системы способствует ее подщелачиванию. Первоначально кислый раствор подщелачивается также и при снижении температуры и метасоматических реакциях. Учитывая это и данные изучения газовой-жидких включений, мы можем объяснить причины эволюции второго важнейшего термодинамического параметра (кислотности-щелочности), определяющего развитие вертикальной и горизонтальной зональности метасоматитов, приведенных на рис. 22, 23. Величина рН раствора в стволовой зоне колонны, где формировались грейзены и выше березиты (рис. 22), видимо, повышалась постепенно, а в области перехода стволовой зоны в зону рассеивания или березитов в гидроберезиты происходило резкое подщелачивание раствора и затем,

послюдистого состава; 8—12 — ассоциации минеральных парагенезисов: 8 — кварц-мусковитовая; 9 — кварц-мусковит-полевошпатовая; 10 — хлоритизированная; 11 — кварц-серицитовая и кварц-серицит-пиритовая; 12 — кварц-серицит-пирит-карбонатная (в березитах) и кварц-серицит-пирит-гидрослюдистая (в гидроберезитах); 13—16 — распределение и концентрации сингенетического золота в подразделениях термогидроколонны (в условных единицах): 13—1000 п, 14—100 п, 15—10 п, 16—1 п (п изменяется от 1 до 9); 17 — уровень фоновых содержаний золота в породах; 18 — жильная золото-кварц-арсенипиритовая минерализация.



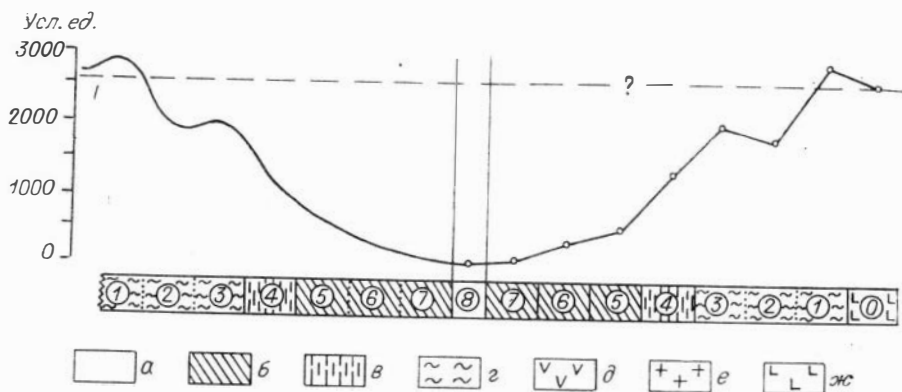


Рис. 23. Закономерности распределения содержания концентраций (справа) и схема морфологии сингенетических ореолов (слева) золота в процессе образования метасоматических колонок Алханайского района (сверху вниз: аргиллизиты, березиты, гидроберезиты, кварц-мусковитовые грейзены, кварц-турмалиновые и кварц-полевошпатовые метасоматиты).

а — центральные зоны колонок: в аргиллизитах — кварц-гидрослюдистого; в гидроберезитах — кварц-серицит-пирит-гидрослюдистого; в березитах, грейзенах и кварц-полевошпатовых метасоматитах — кварцевого; в кварц-турмалиновых метасоматитах — кварц-турмалинового составов. б — внутренние зоны колонок: в аргиллизитах — кварц-калийчат-гидрослюдистого; в гидроберезитах — кварц-серицит-пирит-альбитового; в березитах — кварц-серицит-пиритового; в грейзенах — кварц-мусковитового; в кварц-турмалиновых метасоматитах — кварц-мусковит-турмалинового (?); в кварц-полевошпатовых метасоматитах — кварц-альбит-калийчат-мусковитового составов. в — промежуточные зоны колонок: в аргиллизитах — кварц-альбит-калийчат-гидрослюдистого; в гидроберезитах — кварц-серицит-пирит-альбит-карбонатного; в березитах — кварц-серицит-пирит-карбонатного; в грейзенах — кварц-мусковит-полевошпатового; в кварц-полевошпатовых метасоматитах — кварц-альбит-калийчат-мусковит-турмалинового составов. г — внешние зоны колонок — хлоритизированные породы. д — эффузивные породы. е — граниты. ж — кварцсодержащие диоритовые порфиры. Римские цифры — номера колонок, соответствующие таковым в тексте. Арабские цифры (в кружках) — номера метасоматических зон; точечная линия — микроскопическая граница; сплошная — макроскопическая граница между зонами.

при переходе к аргиллизитам, опять постепенное. Самая верхняя часть продуктов термогидроколони, где могло происходить приповерхностное подкисление гидротерм с образованием зон каолинизации и опализации, в Алханайском районе, вероятно, срезана эрозийными процессами.

Таким образом, особенности строения минералообразующей структуры определяли, с одной стороны, постепенную эволюцию термодинамических параметров (T , P , pH и др.) в стволовой зоне термогидроколони, а с другой — их резкое изменение в области перехода стволовой зоны в зону рассеивания. Важнейшей причиной такого изменения является перепад внутреннего давления в гидротермальной системе. Изменение давления создавало условия для вскипания растворов, сопровождавшегося выделением значительного количества углекислоты, возможно, и других летучих компонентов (кислых газов), что приводило к резкой нейтрализации циркулирующих гидротерм. Явление нейтрализации в этой области и несколько выше усиливалось еще и в связи с возрастающим фронтом метасоматизма в результате увеличения площади соприкосновения активных растворов с обломочными и трещиноватыми породами, расширяющихся зон дробления.

Охарактеризовав основные закономерности формирования зональной колонны метасоматитов, можно перейти к рассмотрению особенностей распределения в ней золотой минерализации. Выше отмечалось, что все типы гидротермалитов отличаются от вмещающих неизмененных пород повышенными содержаниями сингенетичного золота. Проведенные исследования (табл. 18—22) позволили получить количественную характеристику распределения концентраций этого металла и представить морфологию его геохимических ореолов (см. рис. 23).

Сравнивая эти ореолы, можно видеть, что в целом они сходны друг с другом и в каждом из них по содержанию концентраций золота отчетли-

во выделяются две области или аномалии: 1) область низких и 2) высоких или повышенных концентраций. Первая из них локализуется во внутренних зонах колонок, вторая — во внешних и промежуточных. Аналогичные по морфологии ореолы широко развиты и свойственны многим золоторудным гидротермальным месторождениям жильного типа. Однако вопрос о генезисе таких ореолов остается дискуссионным.

Одни исследователи [Рослякова Н. В., Росляков Н. А., 1975] связывают их с миграцией золота в рудные жилы; другие [Розанова Н. А., 1965], напротив, считают, что это обусловлено миграцией золота из «рудных жил»; третьи [Коробейников А. Ф., 1974] полагают, что образование низких и высоких аномалий золота около рудных тел связано с дорудным метасоматизмом стадии кислотного выщелачивания. В то же время некоторые геологи [Злобин В. А. и др., 1979] вообще отвергают наличие пониженных значений золота в составе околорудных ореолов. Причиной такого противоречия, вероятно, являлось то, что исследователи, подходя в каждом случае к рудогенезу с традиционных представлений, обособляют или отрывают процессы околорудного и собственно рудного минералообразования, считая при этом, что в стадию дорудного метасоматизма растворы характеризовались очень низкими содержаниями золота либо вообще были «стерильными» от него.

Если допустить, что золото в заметном количестве находилось и в кислых гидротермах, а при их нейтрализации неравномерно осаждалось в зонах колонки синхронно с их образованием, то отмеченные выше противоречия могут быть во многом устранимы. Перенос рудных компонентов кислыми либо щелочными растворами и их осаждение при нейтрализации этих растворов — ключевой момент в теории рудогенеза, и, таким образом, принятое нами допущение представляется вполне реальным.

Действительно, при рассмотрении закономерностей распределения концентрации золота в зависимости от pH условий минералообразования устанавливается, что в грейзенах, развивающихся в нижней части колонны и являющихся по сравнению с другими метасоматитами продуктами наиболее кислых и наименее минерализованных растворов, аномалия низких концентраций золота, локализуемая в зоне максимального кислотного воздействия растворов на породы, наиболее глубокая и широкая (см. рис. 23). Столь низкие (ниже фоновых) содержания золота в данной зоне позволяют сделать заключение о дополнительном обогащении раствора благородным металлом в связи с его выщелачиванием из вмещающих пород.

Особенности минерального состава зон грейзеновой колонки показывают на обогащение раствора также и такими элементами, как Na, Ca, Mg, Fe, K. По мере дальнейшего продвижения этого, но уже более минерализованного, раствора от раствороподводящих трещин и взаимодействия с породами он утрачивал свою кислотную реакцию, минимум которой достигался во фронтальной хлоритизированной зоне. В указанном направлении (см. рис. 23) столь же закономерно повышается и концентрация золота. Максимум его устанавливается в наиболее хлоритизированной части колонки, а по мере уменьшения степени хлоритизации содержание металла плавно снижается до фоновых значений. Данные по количеству выщелоченного и отложившегося золота в зонах грейзеновой колонки, несомненно, свидетельствуют о его более глубинном источнике.

Переход грейзенов в березиты, как отмечалось выше, характеризовался увеличением активности углекислоты и серы, повышением pH растворов и увеличением их общей минерализованности. По данным Б. И. Омеляненко [1968], начальные значения pH березитизирующих растворов составляют 2,8—5,7 единиц. Такие изменения параметров были обусловлены, во-первых, снижением температуры и, во-вторых, явлениями реакционного взаимодействия растворов с породами в более глубоких горизонтах, где они производили грейзенизацию.

Здесь уместно вспомнить доклад Ф. Д. Летникова с соавторами на совещании по геологии и геохимии эндогенных месторождений золота (Новосибирск, 1975, 9—11 апреля), в котором сообщалось, что понижение $T^\circ\text{C}$ и реакционное взаимодействие растворов являются двумя первостепенными факторами, способствующими возрастанию концентраций растворенных компонентов, в том числе золота, в остаточном растворе или повышению общей минерализованности гидротермальной системы. В связи с особенностями эволюции минералообразующих параметров в колонке березитов по сравнению с грейзеновой колонкой заметно сокращается ширина области, или аномалии, низких концентраций благородного металла и несколько повышается ее общая золотоносность, а главное — происходит смещение области повышенных концентраций в промежуточные зоны колонки и еще на порядок увеличивается содержание в ней золота.

Формирование гидроберезитов протекало практически при тех же температурах, что и березитов, но при участии более минерализованных и менее кислых растворов. Величина рН их, согласно анализам водных вытяжек (табл. 26) из кварца центральной зоны этих метасоматитов, составляла 6,85 единиц, а из кварц-карбонатных внутриминерализационных линзообразных гнезд — 6,90—7,15 единиц. Снижение величины рН растворов было обусловлено удалением части углекислоты из системы при вскипании. Однако, судя по распределению концентраций золота в колонке гидроберезитов (рис. 23), этого снижения рН, по всей видимости, было еще недостаточно для интенсивного выпадения золота из раствора. Лишь в процессе дальнейшего взаимодействия его с породами достигались те оптимальные условия, при которых оно начинало «осаждаться». Показательно, что область повышенных концентраций металла в гидроберезитах по сравнению с березитами смещается еще ближе к центральной зоне колонки и характеризуется еще более высокими (на один-два порядка выше) содержаниями золота.

Рассматривая ореолы золота в колонке аргиллизитов, формирующихся при участии «отработанных» на нижнем гидроберезитовом уровне растворов, нетрудно видеть, что они, несмотря на общую низкую золотоносность, по своей морфологии не отличаются от всех выше охарактеризованных ореолов. Здесь также выделяются область пониженных концентраций металла, локализуемая в центральной зоне колонки, и область повышенной концентрации, расположенная уже в промежуточной зоне, где кислотность была несколько ниже, при которой условия для осаждения золота были наиболее благоприятными. После «прохождения» этой осадительной зоны растворы были уже менее золотоносными, что подтверждается закономерным уменьшением содержания золота в составе внешних зон колонки.

Суммируя данные по строению отдельных метасоматических колонок в генетически единую рудно-метасоматическую гидротермальную систему или колонну, можно свидетельствовать, что поступление золота в зоны метасоматических пород происходило не из специальных рудных порций растворов, а совместно с общим «потоком» гидротерм, которые производили и метасоматоз, и рудоотложение. Золото, как и другие минеральные фазы, участвовало в общем процессе минералообразования. В одних зонах оно было неустойчивым, выщелачивалось и выносилось, в других — концентрировалось и осаждалось из растворов как в самородном состоянии, так и в виде дисперсной примеси, наиболее тесно ассоциируя с новообразованными железосодержащими минералами (хлориты, карбонаты, сульфиды). Эту зону и область сингенетичного «осаждения или накопления» золота предлагается рассматривать в приведенной колонке как подвижный геохимический барьер. Так, в грейзенах этот геохимический барьер располагается во внешней хлоритизированной зоне, в березитах он смещается в промежуточную кварц-серицит-пирит-брейнеритовую зону,

а в гидроберезитах и аргиллизитах — во внутренние зоны соответственно кварц-серицит-альбит-пирит-гидрослюдистого и кварц-пирит-калишпат-гидрослюдистого составов. Управляющей причиной закономерного распределения различных концентраций золота в зонально построенных колонках метасоматитов и положения в них подвижного осадительного геохимического барьера или «накопительной» зоны является изменение кислотно-щелочных условий минералообразования. Волнообразный характер ореолов указывает на прогрессирующее изменение концентраций золота в долгосуществующем гидротермальном потоке.

Необходимо также отметить, что в метасоматической колонне, кроме главного сингенетического оруденения, представленного на месторождении штокверковым малосульфидным золото-пиритовым типом, слабо проявлена и прожилковая умеренно сульфидная золото-кварц-арсенопиритовая минерализация, локализуемая в метасоматитах березитовой и грейзеновой формаций и убого в золотоносных гидроберезитах. Этот тип асинхронной минерализации, как и более поздние кварцевые, кварц-карбонатные прожилки, рассматривается как соответствующие внутриминерализационные стадии, формирование которых сопровождалось локальным перераспределением золота и не оказывало существенного влияния на особенности размещения главного сингенетического оруденения.

Таким образом, по нашим представлениям, предложенная модель синхронного рудообразования, по-видимому, может объяснять природу морфологии геохимических околорудных ореолов золота. Она позволяет выявить и механизм возникновения барьерной осадительной зоны, причину подвижности последней и ее количественную эволюцию в системе долгоживущей зонально развивающейся термогидроколонны, продукты которой предлагается отнести к генетически единому аргиллизито-березито-грейзеновому рудно-метасоматическому формационному ряду. Установление такого ряда дает основание прогнозировать в Алханайском районе скрытое на глубине оруденение и надеяться на возможность обнаружения малосульфидной золото-пиритовой минерализации илинского типа под покровами вулканогенных пород алханайской свиты, затронутых процессами тектонического дробления и последующей слабозолотоносной гидротермальной аргиллизации.

Проведенные авторами исследования позволили существенно дополнить и уточнить имеющиеся данные о геологии, генезисе и закономерностях размещения золотого оруденения в Алханайском районе, который по сравнению с другими золоторудными районами Восточного Забайкалья был слабо изучен. Основные выводы работы могут быть сформулированы следующим образом.

1. Алханайский район отличается сложной и длительной историей геологического развития. Наиболее древними образованиями его являются протерозойские (?) осадочные породы. Они прорываются и метаморфизуются гранодиоритами и гранитами кыринского магматического комплекса (С—Р), широко развитого в Даурском поднятии [Полевая Н. И., Тихомиров Н. И., 1962]. В свою очередь, гранитоидные плутоны, а также протерозойские (?) осадочные породы прорываются небольшими по размерам штокообразными телами кварцсодержащих диоритовых порфиров (С—Р), формационная принадлежность которых не определена. Возможно, они представляют собой самостоятельный комплекс малых диоритовых интрузий. Тектоно-магматическая активизация в районе выразилась в формировании различных вулканогенных пород, объединяемых нами в единую алханайскую свиту (аналог джаргалантуйской и сохондинской свит), датируемую позднеюрским временем [Томсон И. Н. и др., 1963]. Образования этой свиты (лавы, лавобрекчии, туфы, туфобрекчии, игнимбриты и др.) представляют собой производные вулканического сооружения, слагающего крупную вулкано-купольную структуру горы Алханай, занимающую в Онон-Туринской зоне центральное положение. Наиболее молодые образования района — дайковые серии, внутри которых предлагается выделить два комплекса — алханайский и илинский. К первому отнесены субщелочные диоритовые порфиры и их дифференцированные разновидности — слюдяные и роговообманковые лампрофиры. Илинский комплекс, завершающий магматическую деятельность в районе, представляют дайки резко полярного состава — гранит-порфиры (кварцевые порфиры) и диабазы (кварцевые диабазы).

2. В пределах Алханайского района получили развитие два основных типа брекчий — вулканические и тектонические. Первые подразделяются на лаво-, туфобрекчии и брекчии жерловых массивов. Они развиваются только среди вулканогенных пород и не обнаруживают геохимической, минералогической, пространственной и, видимо, генетической связи с золотым оруденением. Тектонические брекчии, в том числе дробленные и трещиноватые породы, развиваются по всем без исключения интрузивным, эффузивным и осадочным образованиям. Они слагают довольно мощные и протяженные зоны, а также оперяющие их структуры, представленные либо трещинами отрыва (открытия), либо полосами брекчирования. Эти тектонические структуры развивались не изолированно, а в тесной связи с магматической и постмагматической (гидротермально-метасоматиче-

ской) деятельностью, обусловившей формирование золотого оруденения в районе.

По характеру соотношения с метасоматизмом и оруденением тектонические структуры подразделяются на рудоконтролирующие, рудораспределяющие и рудо локализирующие. Структуры первой категории представляют собой в плане довольно мощные (до 200 м и более) и протяженные (до 25 км) линейные тектонические зоны. К рудораспределяющим структурам относятся зоны тектонических брекчий и трещин отрыва, оперяющих первые. Золотоносные метасоматиты и оруденение локализуются в контакте с зонами оперяющих брекчий, в узлах пересечения разнориентированных трещин, в местах выклинивания зон милонитизации и брекчирования, и, таким образом, они являются рудо локализирующими структурами.

3. Каждый из выделяемых тектоно-магматических этапов активизации сопровождался вполне определенными постмагматическими (гидротермально-метасоматическими) комплексами пород. Так, кварц-полевошпатовые пегматоидные образования (ранний магматический этап), отнесенные к классу простых пегматитов, генетически связаны с кыринскими гранитами.

Сопряженный комплекс пород (этап раннего приконтактового выщелачивания) — кварц-полевошпатовые, кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые метасоматиты — обнаруживает генетическую связь с малыми интрузиями кварцсодержащих диоритовых порфиров, что отмечалось ранее А. М. Кузьминым и Г. В. Шубиным [1966].

Представителями следующего этапа — этапа позднего кислотного выщелачивания — являются кварц-турмалиновые метасоматиты, которые мы парагенетически связываем с интрузиями кварцсодержащих диоритовых порфиров.

В самостоятельный этап (поствулканический этап кислотного выщелачивания), видимо, можно отнести кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты, которые по времени образования оторваны от предыдущего этапа проявлением вулканической деятельности, а от следующего — внедрением даек иллингского комплекса.

Продуктами заключительного, гидротермально-метасоматического, этапа являются кварц-мусковитовые грейзены, березиты, гидроберезиты и аргиллизиты. Эти четыре типа (формации) метасоматитов объединены в единый генетический ряд — аргиллизито-березито-грейзеновый формационный ряд. Представляется, что он имеет парагенетические связи с глубинным резко дифференцированным магматическим очагом, производными которого были и полярные по составу дайки иллингского комплекса.

4. Для Алханайского района выделены четыре золотоносные минеральные ассоциации, или типа, золотооруденения:

1) штокверковый (гнездово-штокверковый) бессульфидный золото-кварц-амфиболовый, с дисперсным золотом;

2) штокверковый (тонко-прожилково-вкрапленный) убогосульфидный золото-биотит-апатитовый, с дисперсным и самородным видимым золотом;

3) штокверковый (тонко-вкрапленный) малосульфидный золото-пиритовый, с дисперсным и самородным видимым золотом в гидроберезитовых метасоматитах;

4) жильный умеренно-сульфидный золото-кварц-арсенопиритовый с дисперсным золотом в грейзенах, березитах и (реже) в гидроберезитах.

Первые два типа золоторудной минерализации генетически связаны с этапом раннего приконтактового выщелачивания, проявившегося в связи со становлением малых интрузий кварцсодержащих диоритовых порфиров.

Третий и четвертый типы золотооруденения обнаруживают генетическую и пространственную связь с метасоматитами заключительного гидротермально-метасоматического этапа. При этом штокверковый мало-

сульфидный тип оруденения представляет собой сингенетическую или синметасоматическую минерализацию в гидроберезитах, являющихся одной из формаций аргиллизито-березито-грейзенового формационного ряда. Жильная умеренно сульфидная минерализация по отношению к предыдущей более поздняя. Она ассоциирует с грейзенами, березитами и реже с зонами сингенетического оруденения в гидроберезитах.

5. Формирование выделяемых в районе метасоматитов (этапов минералообразования) и оруденения происходило при различных физико-химических параметрах. Так, пегматиты кристаллизовались из остаточного силикатного расплава, обогащенного водой (до 7 вес. %) при температурах 625—550°C.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты этапа раннего приконтактового кислотного выщелачивания и сопряженные с ними кварц-амфиболовые и биотит-апатитовые золотоносные породы формировались в условиях относительно высоких (450—470°C и выше) температур при участии газообразных флюидов, которые к концу процесса, по мере снижения температуры, постепенно сменялись газовой-жидкими и жидкими растворами, содержащими в своем составе углекислоту и заметные количества хлоридов натрия и кальция.

Близкими физико-химическими параметрами характеризовались и начальные периоды формирования кварц-турмалиновых и кварц-турмалин-пиритовых метасоматитов. Ранее высокотемпературные (460—415°C) газообразные флюиды в обоих случаях к концу процессов сменялись существенно жидкими высококонцентрированными (до 43—30 вес. %) растворами щелочно-хлоридного состава. Процесс образования кварц-турмалиновых пород протекал при довольно высоких давлениях (1300—1750 атм), кварц-турмалин-пиритовых — при более низких (450—500 атм).

Образование грейзенов, березитов, гидроберезитов и аргиллизитов, составляющих единый генетический ряд формаций, заключительного гидротермально-метасоматического этапа, происходило в условиях закономерной направленной эволюции термодинамических параметров минералообразующего процесса. Так, формирование грейзенов происходило при участии существенно газовых хлоридно-углекислых (концентрация солей 4—8 вес. %, плотность углекислоты — 0,04 г/см³) флюидов. Березитизирующие растворы характеризовались газовой-жидкими состояниями и более высокой концентрацией солей (5—18 вес. %) и углекислоты (0,3—0,4 г/см³). Аналогичное агрегатное состояние, но несколько повышенное содержание солей (32 вес. %) и более низкие содержания углекислоты устанавливаются для гидроберезитизирующих растворов. Образование аргиллизитов происходило при участии гидротермальных жидких растворов (концентрация солей 8—10 вес. %), не содержащих заметных концентраций углекислоты.

Установленная тенденция в изменении термодинамических параметров минералообразующего процесса объясняется двумя ведущими факторами:

1) постепенным снижением температуры (от 420—400 до 280—140°C) минералообразования по мере продвижения флюидов (растворов) в менее прогретые породы;

2) вскипанием гидротерм в связи с резким изменением давления при переходе гидротермальной минералообразующей системы из узких растворопроводящих трещин, где формировались грейзены и березиты, в широкие зоны тектонических брекчий, в нижних горизонтах которых происходило образование гидроберезитов с синметасоматическим или сингенетическим штокверковым золото-пиритовым оруденением, а в верхних — бескарбонатных кварц-гидрослюдных слабо минерализованных аргиллизитов.

Формирование умеренно сульфидной золото-кварц-арсенопиритовой минерализации происходило в условиях относительно низких температур (250—140°C) при участии высококонцентрированных (до 27вес.%) преимущественно хлоридных растворов. Процесс рудоотложения в целом имел пульсационный характер и развивался на фоне понижения температуры и повышения концентрации минералообразующего раствора.

6. Весь комплекс проведенных исследований позволил подойти к рассмотрению вопроса о генезисе геохимических эндогенных ореолов и месторождений золота, составить схему строения и развития метасоматической зональной термогидроколони и показать закономерность поведения и распределения в ней концентраций сингенетического оруденения и золоторудной жильной минерализации. Эти материалы в совокупности с разработанными геолого-структурными, минералого-петрографическими и физико-химическими поисковыми критериями позволяют наметить перспективные участки для обнаружения золотого оруденения в районе.

- Абдукаюмов А. А. Степень сопряженности золотого оруденения с березитизацией на некоторых рудопроявлениях Киргизии.— В кн.: Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня (золото). Вып. 1. Ташкент: Изд-во Среднеаз. НИИ геологии и минерального сырья, 1977, с. 46—56.
- Аристов В. В., Королев Б. И., Смутьский И. Я. Мезозойский вулкан Алханай в Забайкалье и обоснование поисков скрытого оруденения в прилегающем районе.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 4, с. 57—74.
- Бакуменко И. Т., Косухин О. Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 114—117.
- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
- Беридзе М. А. Аутигенный режим и турмалин в породах юрской аспидной серии Горной Рачи.— Сакартавелое СССР мецниере бата, сообщ. АН ГрузССР, 1965, вып. 37, № 1, с. 91—98.
- Бернштейн П. С. Тектоника Балейского золоторудного района в Восточном Забайкалье.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 31, с. 9—21.
- Борисенко А. С. Изучение солевого расплава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 16—27.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А. Формации метасоматитов на ртутных месторождениях и условия локализации в них оруденения.— Вкн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 168—176.
- Бородаевский Н. И., Шер С. Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 113—126.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Власова Д. К., Жариков В. А. Метасоматические изменения гранитоидов месторождения Майхура.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 5, с. 27—40.
- Волярович Г. П. Основные геолого-структурные особенности размещения золотоносных районов на территории Приморья.— Труды ЦНИИГРИ, 1959, вып. 31, с. 3—8.
- Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 239 с.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.
- Гелецов Г. Г. Об аутигенном турмалине из палеозойских карбонатных толщ Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1967, № 7, с. 155—159.
- Герасимов А. П. Геологические исследования в Зайблонье в 1897 г.— В кн.: Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д. Спб., 1899, с. 89—93.
- Горжевский Д. И. К вопросу о классификации гидротермальных месторождений.— В кн.: Минералог. сб. Львовского геол. о-ва, 1962, № 16, с. 291—301.
- Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А., Биндеман Н. Н., Константинов Р. М. Закономерности размещения эндогенных месторождений.— В кн.: Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970а, с. 181—231.
- Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А., Константинов Р. М. Рудные формации и типы мезозойских эндогенных месторождений.— В кн.: Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970б, с. 144—170.
- Гуреев В. Ф., Константинов М. М., Алышева Э. И. О соотношении сингенетического (тонкодисперсного) и наложенного золота в пирите.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1229—1231.
- Дмитриев Л. К., Ляхов Ю. В. Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье).— В кн.: Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 68—70.

- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 118—122.
- Дубинина В. В., Корнилевич И. А. О поведении турмалина в зоне гипергенеза полиметаллических месторождений (Восточное Забайкалье).— Записки ВМО. Вторая серия, 1968, ч. 97, вып. 3, с. 301—308.
- Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского ун-та, 1950. 150 с.
- Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 371 с.
- Жариков В. А. Кварцево-полевошпатовые метасоматиты в скарновых интрузиях.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 3, с. 671—673.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119—188.
- Завьялов Г. Е., Макаров А. А., Завьялова Д. Г. Метасоматиты Восточного Алмаляка.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов. Л., 1976, с. 110.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
- Злобин В. А. О некоторых причинах возникновения рудных столбов в гидротермально измененных породах.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 29—33.
- Злобин В. А., Гаськов П. В., Вьюшкова Л. В. Условия формирования золоторудной минерализации в терригенных толщах.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 117—139. (Труды ИГиГ, вып. 449).
- Иванкин П. Ф. Проблема пучков малых интрузий и гидротермальных струй на колчеданно-полиметаллических полях Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4, с. 897—899.
- Иванкин П. Ф. О полиметаллических месторождениях Приаргунья.— В кн.: Вопросы геологии Забайкалья. Чита, 1962, с. 8—26. (Труды ЗабНИИ, вып. 1).
- Ивенсен Ю. П., Левин В. И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации. М.: Наука, 1975, с. 3—120.
- Исакджанов Б. И., Мухамеджанов С. Р. О находке аутогенного турмалина в карбонатных отложениях нижнего карбона в Чаткале.— Докл. АН УзССР, 1965, № 1, с. 51—52.
- Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 135 с.
- Китай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение. М.: Наука, 1966. 248 с.
- Клименко В. М. О брекчиях верхнего Акатуя.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1963, с. 43—46.
- Козлов В. Д., Шеремет Е. М., Яновский В. М. Петролого-геохимические различия и вопросы генезиса внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов оловянно-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 4, с. 45—64.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Коробейников А. Ф. Влияние трещиноватости на характер размещения дайковых и постмагматических образований в районе Коммунарского золоторудного узла (Хакасия).— Изв. Томского политехн. ин-та, 1964, т. 127, вып. 1, с. 30—39.
- Коробейников А. Ф. Новый тип околорудного изменения пород в золоторудном поле Коммунар.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 914—917.
- Коробейников А. Ф. Поведение золота при околорудном метасоматозе горных пород некоторых золоторудных месторождений Сибири.— Геохимия, 1974, № 6, с. 831—843.
- Коробейников А. Ф. Свойства и состав минералообразующих растворов золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области по включениям в минералах.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Тезисы докладов. Новосибирск, 1977, т. II, с. 28—29.
- Коробейников А. Ф., Баженов Б. И., Кучеренко И. В., Осипов Л. Г. Гидротермально-измененные породы основных золоторудных полей Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы к симпозиуму. Критерии рудоносных метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 248—249.
- Косухин О. Н. Включения низкотемпературных расплавов в кварце камерных пегматитов.— Геол. и геофиз., 1977, № 10, с. 66—72.
- Косухин О. Н., Бакуменко И. Т. О магматическом этапе пегматитового процесса.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 430—433.
- Косыгин М. К. Геологическое строение Илинского района и генезис золоторудного месторождения Восточного Забайкалья.— Изв. Иркутского горно-метал. ин-та, 1942, вып. 3, ч. 2, с. 78—86.
- Кузьмин А. М., Шубин Г. В. Илинское месторождение (Вост. Забайкалье). Изд-во Томского ун-та, 1966. 93 с.

- Лавин Б. Ч. Алханайская вулcano-купольная структура (Забайкалье). — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные палеовулканологические реконструкции. Тезисы III Всесоюзн. палеовулк. симпозиума, Новосибирск, 1977, с. 185—186.
- Левченко С. В., Мозесон Д. Л. За рудами в Сибирь. М.: Наука, 1978. 143 с.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношение термодинамических параметров $P - T - V$ для воды и 30% растворов NaCl. — Записки ВМО, 1956, ч. 85, № 4, с. 529—534.
- Лесняк В. Ф. Основы изучения физико-химических свойств минералообразующих растворов во включениях в минералах. Львов, 1964. 122 с.
- Ляхов Ю. В. Некоторые особенности формирования Балейского золоторудного месторождения в свете результатов исследования газово-жидких включений. — В кн.: Тезисы докладов 2-й научной конференции Геологической секции им. В. А. Обручева Забайкальск. отдела Геогр. о-ва СССР. Чита, 1965, с. 93—94.
- Ляхов Ю. В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности Балейского рудного поля (Вост. Забайкалье). — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968, с. 240—247.
- Ляхов Ю. В. Об условиях образования высокотемпературной генерации пирротина в рудах Дарасунского месторождения (Вост. Забайкалье). — Минералог. сб. 1970, № 24, с. 220—227.
- Ляхов Ю. В., Дмитриев Л. К. Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Вост. Забайкалье) по включениям в минералах. — Минералог. сб. Львовского ун-та, 1975, № 29, вып. 4, с. 17—22.
- Ляхов Ю. В., Пизнир А. В. К оценке давлений гидротермальных растворов. — Минералог. сб. Львовского ун-та, 1964, № 18, вып. 3, с. 343—348.
- Макиров Я. А. Геологический очерк месторождений золота в Амурском бассейне. Предварительный отчет. — Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1889, т. 20, № 3, с. 56—64.
- Малинин С. Д. Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм. — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных температур и давлений. М.: Наука, 1965, с. 40—95.
- Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 287 с.
- Мельникова К. М., Мессерман И. З., Крюков В. К. Физико-химические условия рудообразования на одном из золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Тезисы докладов. Новосибирск, 1977, т. II, с. 35—36.
- Минерализованные зоны Комсомольского района/Е. А. Радкевич, Л. Г. Коростелев и др. М.: Наука, 1967. 166 с.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
- Наковник Н. И. Грейзены. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 53—81.
- Обручев В. А. Илинское золоторудное месторождение в Восточном Забайкалье. — В кн.: Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 48—79.
- Омельяненко Б. И. О физико-химических условиях процессов околорудного изменения типа березитизации. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 364—381.
- Омельяненко Б. И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематики. — Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 152—162.
- Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.
- Павлов А. Л. Влияние эволюции кислотности-щелочности рудообразующих систем на поведение их компонентов. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. Докл. Сов. геол. на XXIII сессии МГК. (Проблема 7). М.: Наука, 1968, с. 78—89.
- Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных

- эндогенных минеральных образований.— Записки ВМО, 1956а, ч. 85, № 3 с. 321—323.
- Петровская Н. В.** Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото кварцевых образований на примере Енисейского кряжа.— Труды ЦНИГРИЗолото, 1956б, вып. 21, с. 3—46.
- Петровская Н. В.** Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. М.: Недра, 1967, с. 78—112. (Труды ЦНИГРИ, вып. 76).
- Петровская Н. В.** Самородное золото. М.: Наука, 1973. 331 с.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г.** Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Вост. Забайкалье). М.: Недра, 1961, ч. I, 98 с.; ч. 2. 181 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 45).
- Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д.** Формации золоторудных месторождений.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, т. 2, с. 3—110.
- Полевая Н. И., Тихомиров Н. И.** Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Материалы по петрографии гранитоидов Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 7—15.
- Попов В. С.** Об аутигенном турмалине в галогенных отложениях.— Минералогия полезных ископаемых, 1964, № 3, с. 156—160.
- Поспелов Г. Л.** Строение и развитие фильтрующих гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 28—40; № 12, с. 40—57.
- Поспелов Г. Л.** Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений.— Геол. и геофиз., 1963, № 3, с. 20—45.
- Поспелов Г. Л.** Проблемы эндогенной динамической флюидитологии. Статья II. Общие особенности и типы каркасно-флюидитных динамических систем литосферы.— Геол. и геофиз., 1969, № 12, с. 3—18.
- Поспелов Г. Л.** Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 365 с.
- Проскуряков А. А., Сотников В. И., Хрезов В. А.** О составе и РТ-параметрах минералообразующих растворов на золоторудном месторождении Чармитан.— В кн.: Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Тезисы докладов. Новосибирск, 1977, т. II, с. 44—45.
- Рехарский В. И.** О зональности в строении ореола гидротермально измененных пород вмещающих редкометалльные жилы.— Геохимия, 1957, № 3, с. 257—265.
- Розанова Н. А.** Околожильные изменения пород на Центральном месторождении и некоторые данные о распределении в этих породах золота.— Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63, с. 165—172.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А.** Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 129 с.
- Рундквист Д. В., Денисенко Д. К., Павлова И. Г.** Грейзеновые месторождения (автогенез и филогенез). М.: Недра, 1971. 313 с.
- Рундквист Д. В., Павлова И. Г.** Грейзеновая формация метасоматических пород и закономерности ее проявления.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 188—197.
- Рундквист Д. В., Павлова И. Г.** Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 81—91.
- Русинова О. В.** Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 181—188.
- Сахарова М. С.** Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 103—111.
- Смирнов В. И.** Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 2-е изд., 1965. 590 с.; 3-е изд., 1969. 688 с.
- Соболев В. С.** Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы.— В кн.: Минералог. сб. Львовского геол. о-ва, 1950, № 4, с. 3—21.

- Старченко В. В. О возрасте и геологическом положении мезозойских осадочных образований южной части центрального Забайкалья.— Бюл. НТГО, ЧГУ, Чита, 1958, вып. 4, с. 14—20.
- Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР.— Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 1, с. 5—32.
- Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. 260 с.
- Тихомиров И. Н., Козубова Л. А., Тихомиров И. Н. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964. 215 с.
- Томсон И. Н., Архангельская В. В., Семенова Н. Г. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье.— В кн.: Скрытые рудоконтролирующие разломы фундамента. М.: Недра, 1962, с. 85—92. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 84).
- Томсон И. Н., Иванов П. В., Константинов Р. М., Лобанова Г. М. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 12, с. 31—40.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М. и др. О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-аргоновых и свинцово-изотопных методов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1964, № 7, с. 3—11.
- Трегер В. Е. Оптическое определение пороодообразующих минералов. М.: Недра. 1-е изд., 1958. 185 с.; 2-е изд., 1968. 200 с.
- Тупяков В. Е., Широкий О. Н. Условия формирования сложных жил на золоторудном месторождении Средний Голготай.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, 1968, с. 113—117.
- Тупяков В. Е., Широкий О. Н. Особенности распределения золоторудной минерализации на Средне-Голготайском месторождении (Вост. Забайкалье).— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 92—97.
- Увадеев М. Д., Гертман Ю. Л., Мартынов В. В. Типы метасоматических процессов в золоторудных полях Восточного Узбекистана.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов. Л., 1976. с. 114.
- Фогельман Н. А. Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Илинского месторождения в Забайкалье.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 2, с. 90—100.
- Фогельман Н. А. Геологические условия формирования Тура-Илипского золотоносного района Центрального Забайкалья и оценка его перспектив.— Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63, с. 129—143.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91, 119 с.
- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минеральные микровключения. М.: Наука, 1965, с. 74—249.
- Чекваидзе В. Б., Кудрявцева Н. Г., Исакович И. З., Бакуев Н. С. Условия формирования околорудных метасоматитов и руд Рубцовского месторождения на Рудном Алтае.— Геол. рудных месторожд., 1978, № 2. с. 71—82.
- Шевцов А. И. К вопросу о металлогении золота в Восточном Забайкалье.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1963, с. 57—76.
- Шер С. Д. К вопросу о классификации золоторудных месторождений по метасоматическим изменениям вмещающих пород.— В кн.: Минеральный состав руд и изменения вмещающих пород в месторождениях золота, свинца и цинка. М.: Недра, 1971, с. 3—16. (Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. II).
- Шинкарев Л. И. Сибирь: откуда она пошла и куда она идет. Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1974. 488 с.
- Шубин Г. В. Структура Илинского золоторудного месторождения.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1961, № 11, с. 68—72.
- Шубин Г. В. О природе тектонических брекчий Илинского золоторудного месторождения.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископа-

- емым Западной Сибири. Томское отд. МОИП. Томск, 1962, с. 119 — 122.
- Шушин Г. В.** Процессы гидротермальных изменений в рудоотложениях на Дыбк-синском месторождении золота (Вост. Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1963, с. 77—93.
- Шубин Г. В., Шевцов А. И.** Эффузивные и пирокластические образования горы Грицевской Илинского рудного поля.— В кн.: Вопросы геологии Забайкалья. Серия геол. и физ.-хим. Чита, 1962, с. 54—61. (Труды ЗабНИИ, вып. 1).
- Щерба Г. Н.** Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 378—440.
- Щербаков Ю. Г.** О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании.— Геол. и геофиз., 1960, № 6, с. 134—138.
- Щербаков Ю. Г.** Распределение и условия концентраций золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 228 с.
- Щербаков Ю. Г.** Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.
- Щербаков Ю. Г.** Систематика месторождений золота.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 4—12.
- Щербаков Ю. Г.** Источники вещества и типизация месторождений золота.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 33—41.
- Щербань И. П.** Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
- Юдин И. М., Адрианова С. И.** Температурный режим формирования метасоматических и кварцево-жильных образований золоторудного месторождения (Центральные Кызылкумы).— В кн.: Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Тезисы докладов. Новосибирск, 1977, т. II, с. 58—59.
- Яновский В. М.** Метасоматическая гранитизация и гранитоидное магмообразование (на примере юрских интрузий Центрального Забайкалья).— В кн.: Геология магматических формаций. Чита, 1973, с. 70—77.
- Donnay G., Kullerund G.** High temperature chalcocopyrite. Carnegie Inst. of Washington, Year Book 57, 1957—1958, p. 277—283.
- Govinda Rajulu B. V., Nagaraja H. R.** Authigenic tourmalines from the lower Kaladgi sandstones Jamkhandi, Mysore State.— J. Sedimentary Petr., 1969, v. 39, No 1, p. 391—394.
- Govinda Rajulu B. V., Satish P. N.** Occurrence of authigenic tourmalines in the lower Kaladgi quartzitic sandstones of Saundatti Mysore State.— Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1969, ser. A, v. 35, No 5, p. 675—683.
- Roedder E.** Composition of fluid inclusions, in Data of Geochemistry.— U. S. Geol. Prof. Paper, 1967, v. 440 — JJ, 163 p.
- Moenke H.** Mineralspektren II. Berlin: Akademie-Verlag, 1962.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста пород Алханайского района

№ п/п	№ анализа	№ образца	Место отбора образцов	Содержание K_2O , %	Возраст, млн. лет
1	5593	Б-6	р. Иля против устья р. Дыбыкса	$2,57 \pm 0,01$	206 ± 2
2	5586	Б-6/16	Гора Грищевская	$3,42 \pm 0,03$	239 ± 7
3	5594	Ш-74/76	Дыбыксинское месторождение	$2,77 \pm 0,02$	213 ± 13
4	5587	Б-3/2	Водораздел рек Байца — Курлукта	$3,25 \pm 0,03$	187 ± 12
5	5588	Б-3/1а	Там же	$4,17 \pm 0,01$	180 ± 2
6	5589	Б-8/10	р. Шиногода	$5,56 \pm 0,02$	169 ± 4
7	5590	Б-12/10	Гора Алханай, вершина	$5,22 \pm 0,02$	172 ± 5
8	5591	Б-4/12	Гора Грищевская	$5,12 \pm 0,01$	172 ± 10
9	5592	Ш-59/76	Илинское месторождение	$2,58 \pm 0,04$	203 ± 7
10	5595	Ш-82/76	Дыбыксинское месторождение	$1,84 \pm 0,04$	217 ± 3
11	5596	Ш-83/76	Там же	$3,07 \pm 0,02$	199 ± 1

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР (зав. лаб. Л. В. Фирсов). 1—3 — гранитоиды кыринского комплекса: 1 — гранодиорит порфировидный, 2 — гранит крупнозернистый порфировидный, 3 — кварцсодержащий диоритовый порфирит (малая интрузия);

4,5 — дайки кварцевых порфиров (гранит-порфиры) илинского комплекса: 4 — кварцевый микрогранит-порфир, 5 — кварцевый порфир;

6—8 — вулканогенные образования: 6 — лавобрекчия риолитового порфира (жерловой массив), 7 — риолитовый порфир (лава), 8 — риолитовый порфир флюидальный, субщелочной;

9—11 — метасоматически измененные породы: 9 — гидробрезитизированный гранит, 10 — кварц-полевошпатовый метасоматит по кварцсодержащим диоритовым порфиритам, 11 — биотит-апатитовые метасоматические образования в трещинах среди кварц-полевошпатовых метасоматитов

Химический состав вулканогенных пород Алханайского района

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма
<i>а. Эффузивные и пирокластические отложения</i>															
1	22/1	76,02	0,09	13,11	0,60	0,25	—	0,05	0,13	2,33	5,69	0,08	0,90	0,01	99,26
2	24/1	78,80	0,09	10,94	0,81	0,50	0,03	—	—	0,97	6,65	—	0,62	—	99,41
3	Б-4/11	79,00	—	11,90	0,58	0,38	0,06	0,26	0,12	5,54	1,92	0,16	0,50	0,16	100,58
4	Б-4/14	78,43	—	12,00	0,19	0,82	0,03	0,43	0,12	1,07	4,55	0,20	1,57	0,16	99,57
5	Б-4/3	74,80	—	14,00	0,38	0,74	0,03	0,34	0,24	3,05	4,44	0,24	1,14	0,16	99,56
6	Б-4/10	74,96	—	14,05	0,88	0,47	0,07	0,26	0,12	3,90	3,81	0,22	1,01	0,25	100,00
7	С-5	78,34	0,08	11,58	0,22	1,26	0,02	0,24	0,35	2,36	5,12	—	0,83	0,06	100,46
8	21	77,93	0,13	12,81	0,72	0,63	0,01	0,55	0,28	4,11	3,75	—	0,03	0,02	100,97
9	24	71,22	0,20	15,64	1,57	0,82	0,02	—	0,10	3,12	5,14	—	1,56	0,07	99,46
10	ХВ-1010д	75,70	0,09	13,40	1,26	0,27	0,04	0,50	0,09	3,66	3,35	—	1,40	—	99,76
11	ХВ-1049	75,11	0,10	13,40	0,97	0,99	—	0,44	0,09	3,75	5,18	—	0,92	—	100,95
12	С-112	72,86	0,15	13,46	0,99	1,62	0,04	0,05	0,84	3,73	5,06	—	0,78	—	99,58
13	Б-7/1	71,81	—	14,91	1,19	1,18	0,03	0,43	0,12	3,67	5,00	0,34	1,31	0,15	100,14
14	ХВ-1062	74,02	0,18	14,21	1,41	0,36	—	0,06	0,44	3,30	5,52	—	1,17	—	100,67
15	С-109	71,03	0,28	15,05	1,00	1,98	0,06	—	2,10	3,75	4,67	—	0,97	0,02	100,91
16	С-19	72,59	0,14	13,87	0,25	2,60	0,07	0,31	0,77	3,78	5,12	—	1,14	0,07	100,71
17	С-1116	72,57	0,18	13,54	1,47	1,53	0,08	—	0,76	3,78	5,92	—	0,44	0,11	100,38
18	27	74,20	0,16	11,90	1,13	1,90	0,06	0,37	0,45	3,10	5,70	—	0,61	0,03	99,61
19	22	72,00	0,38	13,10	2,10	1,45	0,04	0,26	0,28	4,05	5,35	0,01	0,64	0,08	99,74
20	С-19ж	70,34	0,23	14,11	0,05	3,24	0,12	0,53	1,40	3,48	4,91	—	0,86	0,12	99,39
21	Б-12/10	70,57	0,38	15,25	0,60	1,99	0,10	0,77	1,07	3,67	4,94	0,14	0,78	0,15	100,41
22	23	67,60	0,31	13,77	1,27	2,65	0,03	0,24	1,81	3,86	3,56	—	4,44	0,08	99,62
23	26	74,16	0,15	11,56	1,12	2,90	0,07	0,45	0,37	3,55	4,85	—	0,48	0,05	99,71
24	25	70,26	0,35	14,28	1,45	2,87	0,07	0,45	0,66	4,27	5,47	—	0,12	0,07	100,32
25	С-14	64,86	0,57	16,40	1,47	2,60	0,10	0,75	2,94	3,92	4,30	—	1,35	0,19	99,45
26	28	68,90	0,34	14,60	1,27	3,04	0,06	1,19	0,70	3,83	4,72	—	0,90	0,15	99,70
27	31	63,68	0,45	16,15	0,86	4,00	0,08	0,40	1,48	5,06	6,15	—	0,60	0,16	99,07
28	Б-11/7	61,70	0,90	17,50	—	3,85	0,11	1,80	4,89	3,33	3,04	0,14	2,26	0,40	99,92
29	29	65,10	0,47	15,47	1,73	3,30	0,10	1,31	2,76	3,92	4,68	—	0,50	0,32	99,66
30	Б-12/11	61,84	1,00	16,85	1,07	3,99	0,05	2,32	3,93	3,95	3,15	0,16	1,48	0,30	100,09
31	30	64,60	0,90	14,96	1,26	4,40	0,10	1,10	2,51	4,66	4,40	—	0,50	0,34	99,73
32	110а	61,39	0,80	16,12	1,84	3,59	0,11	1,87	4,35	3,35	3,95	0,20	1,39	0,11	99,07
33	ХВ-1128	63,42	0,64	15,92	2,19	2,33	0,08	2,90	4,73	3,43	3,36	—	1,51	0,18	100,69

34	33	59,60	0,90	18,36	3,12	2,30	0,08	1,54	5,00	3,24	2,33	—	2,35	0,32	99,14
35	32	56,80	1,05	17,00	3,26	3,90	0,06	2,83	5,97	3,29	2,95	—	1,85	0,52	99,48

6. Породы тел жерловой фации

36	Б-9/10	72,18	0,20	13,92	1,38	1,01	0,04	—	0,59	1,00	8,00	0,08	1,15	0,10	99,65
37	Б-8/8	74,98	0,15	13,31	—	1,75	0,21	0,25	0,59	3,73	3,93	—	0,87	0,10	99,87
38	Б-9/1	72,50	—	15,00	1,48	0,74	0,11	0,51	—	2,50	5,64	0,08	0,50	0,50	99,56
39	Б-10/1	71,55	0,20	14,78	0,23	2,04	0,07	0,94	0,84	3,05	5,37	0,14	1,02	0,45	100,68
40	Б-8/6	68,81	0,63	15,59	1,33	2,31	0,07	0,60	2,50	4,05	2,96	0,14	1,01	0,16	100,16
41	Б-8/3	66,30	0,65	16,30	0,08	3,26	0,14	1,28	2,27	4,00	4,17	0,16	1,20	0,15	99,96
42	Б-12/7	64,70	0,77	16,58	1,65	3,02	0,10	1,03	3,58	3,67	3,74	—	0,89	0,36	100,09
43	ХВ-1135	64,41	0,60	16,64	1,29	2,96	0,11	1,07	2,37	4,56	4,97	—	1,08	0,19	100,25

Примечание. 1 — риолитовый порфир, гора Гришневская (3); 2 — риолит-дацитовый порфир, гора Гришневская (3); 3 — брекчия риолитового порфира, гора Гришневская (5); 4 — риолитовый порфир флюидальный с литофизами, гора Гришневская, на вершине (5); 5 — риолитовый порфир флюидальный многопорфировый, гора Гришневская, западный склон (5); 6 — риолитовый порфир флюидальный, гора Гришневская, южный склон (5); 7 — риолитовый порфир флюидальный, гора Гришневская у тригопункта (1); 8 — туф литокристаллокластический риолитового состава, левобережье р. Оленгуй (4); 9 — риолитовый порфир субщелочной, р. Мильдугун, приток Оленгуй (4); 10 — риолитовый порфир, гора Гришневская, на водоразделе (2); 11 — риолитовый порфир субщелочной, р. Байца, вершина, сев. склон горы Алханай (2); 12 — кислая лава субщелочного состава, гора Алханай, вершина (1); 13 — спекшийся туф (палеонгнимбрит) риолитового состава, левобережье р. Салия (5); 14 — риолитовый порфир субщелочной, гора Гришневская (2); 15 — риолитовый порфир субщелочной, гора Алханай, южный склон (1); 16 — риолитовый порфир субщелочной, гора Алханай, вершина (1); 17 — риолитовый порфир субщелочной, гора Алханай, вершина (1); 18 — кварцевый риолитовый порфир, р. Никишиха, приток Оленгуй (4); 19 — кварцевый риолитовый порфир субщелочной, р. Оленгуй, среднее течение (4); 20 — риолитовый порфир флюидальный, гора Алханай, вершина (1); 21 — риолитовый порфир субщелочной, гора Алханай, южный склон (5); 22 — фельзитовый риолитовый порфир (перлит), устье р. Парымки (4); 23 — риолитовый порфир субщелочной, р. Никишиха в бассейне р. Оленгуй (4); 24 — риолит-дацитовый порфир субщелочной, хр. Черского (4); 25 — риолит-дацитовый порфир субщелочной, верховье р. Курлукта (1); 26 — риолит-дацитовый порфир субщелочной, р. Никишиха (4); 27 — ортофир или щелочной трахит, вершина Бол. Улентуя (4); 28 — дацитовый порфир, гора Алханай, северный склон, долина р. Салия (5); 29 — трахидацитовый порфир, р. Никишиха (4); 30 — андезит-дацитовый порфир, гора Алханай, пада Ужбогоз (5); 31 — трахидацитовый порфир, среднее течение р. Оленгуй (4); 32 — андезит-дацитовый порфир субщелочной, гора Алханай, восточный склон (1); 33 — андезитовый порфирит субщелочной, пада Барун-Топ, южные склоны, гора Алханай (2); 34 — андезитовый порфирит, левобережье р. Оленгуй (4); 35 — андезитовый порфирит субщелочной, д. Елизаветино (4); 36 — лавобрекция риолитового порфира, р. Улотуй (5); 37 — лавобрекция риолитового порфира, р. Шиногда (5); 38 — вулканическая брекчия риолитового порфира, р. Улотуй (5); 39 — вулканическая брекчия риолитового порфира, р. Дельон (5); 40 — лавобрекция риолитового порфира, р. Шиногда (5); 41 — гранодиорит-порфир, р. Шиногда (5); 42 — лавобрекция дацитового порфира, гора Алханай, пада Ужбогоз (5); 43 — гранодиорит-порфир, р. Шиногда (2).

Цифры в скобках: (1) — анализы заимствованы из работ Л. В. Соловьевой; (2) — анализы заимствованы из работ В. С. Зубкова; (3) — Шубин Г. В., Шевцов А. И. «Вопросы геологии Забайкалья. Серия геол. и физ.-хим.», Чита, 1961, вып. 1, с. 54—61; (4) — Фомин И. И., Бурда В. И. «Объяснительная записка к листу М-49-VI», 1965; (5) — сборы Е. Н. Лапина по полевым работам 1976 г., химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, аналитик Д. С. Зоркина.

Числовые характеристики верхнеюрских вулканогенных пород по А. А. Заварицкому

№ п/п	№ образца	a	c	b	s	b'	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	a, c	Q
<i>а. Эффузивные и пирокластические отложения</i>															
1	22/1	12,8	0,2	4,4	82,6	0,9	17,6	3,0	—	79,5	38	0,1	11,7	64	+42,9
2	24/1	11,3	0	3,7	85,0	1,2	2,9	0	—	69,0	18	0,08	1,7	—	+49,9
3	Б-4/11	13,9	0,1	2,1	83,9	1,3	42,4	18,2	—	36,5	82	—	24,3	139	+40,7
4	Б-4/14	8,6	0,1	7,7	83,6	1,5	10,7	8,3	—	81,0	27	—	1,6	86	+56,1
5	Б-4/3	12,5	0,2	6,3	81,0	1,5	16,5	7,2	—	76,3	51	—	6,2	62	+41,6
6	Б-4/10	13,1	0,1	5,9	80,9	1,6	20,6	6,5	—	71,8	61	—	13,0	131	+39,8
7	С-5	11,8	0,4	3,7	84,1	1,7	34,5	10,3	—	55,2	41	0,08	3,4	30	+46,2
8	21	13,5	0,3	3,6	82,6	1,8	28,1	22,8	—	49,2	62	0,1	14,0	45	+37,9
9	24	14,2	0,1	7,7	78,0	2,0	26,5	0	—	73,5	46	0,2	17,1	142	+33,2
10	ХВ-1010д	12,2	0,1	6,4	81,3	2,1	20,0	12,0	—	68,0	62	0,1	16,0	122	+42,4
11	ХВ-1049	15,0	0,1	4,0	80,9	2,3	42,0	16,1	—	42,0	53	0,1	19,4	150	+33,4
12	С-112	15,2	1,1	2,7	81,0	2,3	83,0	2,4	—	14,6	52	0,1	29,2	15,0	+30,9
13	Б-7/1	14,7	0,1	6,9	78,3	2,7	29,5	9,5	—	61,0	52	—	13,3	147	+31,3
14	ХВ-1062	14,5	0,4	4,4	80,7	2,8	34,3	3,0	—	62,7	47	0,1	26,9	36	+30,6
15	С-109	14,9	2,4	2,8	79,9	—	92,8	0	4,7	—	55	0,3	28,6	6	+27,6
16	С-19	15,2	0,9	4,1	79,8	3,1	64,6	11,3	—	22,6	53	0,1	6,5	17	+29,3
17	С-111б	16,4	0,5	3,2	79,9	—	84,8	0	13,0	—	49	0,1	39,2	33	+26,5
18	27	14,6	0,4	3,4	81,6	3,3	77,0	17,3	3,8	—	45	0,1	27,0	36	+33,7
19	22	16,2	0,3	3,6	79,9	3,4	85,4	11,1	—	3,7	54	0,4	48,2	54	+27,1
20	С-19ж	14,5	1,7	4,6	79,2	3,5	66,6	17,4	—	14,5	52	0,2	2,9	8	+28,8
21	Б-12/10	14,6	1,2	6,3	77,9	3,7	37,5	19,8	—	41,7	53	0,4	8,3	12	+28,0

22	23	14,0	2,2	4,5	79,3	4,1	82,8	7,8	—	9,4	62	0,3	25,0	6	÷28,8
23	26	14,3	0,3	4,5	80,9	—	78,3	16,0	1,4	—	52	0,1	20,3	47	÷32,6
24	25	16,9	0,8	4,8	77,5	4,7	80,0	15,3	—	2,8	44	0,4	25,0	21	÷20,5
25	C-14	15,1	3,7	5,7	75,5	5,0	65,0	21,7	—	12,0	58	0,6	21,7	4	÷17,8
26	28	14,6	0,8	8,4	76,2	5,9	45,6	23,6	—	29,9	55	0,3	12,6	18	÷24,9
27	31	20,0	0,7	6,4	72,9	—	72,3	10,6	16,0	—	55	0,5	12,8	28	÷5,1
28	Б-11/7	12,3	6,0	7,2	74,5	—	53,5	44,5	1,0	—	63	1,1	—	2	÷18,4
29	29	15,4	2,7	7,4	74,5	—	62,4	27,5	9,1	—	55	0,5	20,2	6	÷15,5
30	Б-12/11	13,6	4,7	9,0	72,7	—	54,0	43,7	1,5	—	65	1,2	10,8	3	÷13,5
31	30	16,3	1,7	9,1	72,9	—	57,0	20,0	14,8	—	61	1,0	11,8	10	÷11,5
32	110a	13,5	4,3	9,5	72,7	—	53,3	31,1	11,8	—	56	1,0	16,3	3	÷14,1
33	XB-1128	12,4	4,4	10,4	72,8	—	39,5	47,4	12,5	—	60	0,7	18,4	3	÷16,4
34	33	11,2	1,8	12,8	74,2	—	40,5	22,0	37,0	—	58	1,1	22,0	6	÷24,2
35	32	12,1	5,8	13,5	68,6	—	50,5	36,4	12,6	—	61	1,4	22,1	2	÷7,2

6. Породы тел жертловой фауны

36	Б-9/1	13,5	0,7	5,3	80,5	2,1	40,0	0	—	60,0	16	0,2	22,5	19	÷36,5
37	Б-8/8	13,2	0,7	4,5	81,6	2,2	35,7	8,6	—	51,4	60	0,1	—	19	÷38,4
38	Б-9/1	12,8	0	8,9	78,3	2,7	20,2	8,7	—	70,0	40	0	13,1	—	÷37,2
39	Б-10/1	13,9	0,9	6,8	78,4	3,5	29,1	21,3	—	48,5	44	0,2	1,9	15	÷31,4
40	Б-8/6	13,3	3,0	5,7	78,0	4,3	57,2	17,9	—	23,8	67	0,7	19,0	4	÷27,8
41	Б-8/3	14,9	2,7	6,9	75,5	5,5	47,0	32,0	—	20,0	59	0,7	2,0	5	÷19,9
42	Б-12/7	13,7	4,3	6,5	75,5	6,2	68,2	26,8	—	4,2	60	0,9	23,4	3	÷19,6
43	XB-1135	17,4	2,5	6,2	73,9	—	62,6	29,7	6,6	—	58	0,7	17,6	7	÷10,3

Примечание. б' — числовая характеристика по Д. С. Шрейнбергу, 1—43 — см. примечание к табл. 2.

Химический состав дайковых пород Алханайского района

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма
<i>а. Дайки лампрофиров</i>															
1	C-115б	59,41	0,75	18,24	2,49	3,05	0,13	1,36	4,00	4,02	3,85	1,00	1,36	0,12	99,78
2	C-110а	61,39	0,80	16,12	1,81	3,59	0,11	1,81	4,35	3,35	3,95	0,24	1,37	0,11	99,00
3	C-115	58,10	0,94	18,42	1,63	4,67	0,15	2,07	5,26	3,67	3,61	—	1,03	0,22	99,77
4	C-189	55,19	1,25	13,98	2,03	5,57	0,29	6,76	5,33	4,13	2,59	—	2,78	0,34	100,24
5	XB-1075	55,96	1,21	16,79	2,17	4,57	0,11	5,00	6,63	3,28	2,11	—	1,29	0,36	99,48
6	XB-986д	52,26	1,55	15,55	2,84	4,31	0,20	4,93	5,80	3,36	3,01	—	5,73	0,61	100,15
7	Б-10/6	52,32	1,41	16,87	3,31	4,20	0,15	5,76	5,50	3,48	2,96	0,48	3,01	0,36	99,81
8	C-14а	54,70	1,16	14,83	2,02	4,94	0,14	6,42	5,40	3,61	2,44	—	3,36	0,17	99,19
<i>б. Дайки диабазов</i>															
9	C-7	54,75	1,37	15,20	1,82	4,67	0,10	3,92	4,56	3,31	3,13	—	7,03	0,44	100,30
10	Б-9/12	53,80	1,52	16,43	2,75	4,73	0,13	4,10	5,32	3,88	2,99	0,50	3,23	0,50	99,88
11	C-200	53,43	1,63	16,39	2,74	4,85	0,12	4,77	6,26	4,00	2,17	—	3,08	0,89	100,33
12	Б-4/18	52,01	1,57	16,63	4,10	3,15	0,15	5,78	6,28	3,33	3,71	0,54	2,25	—	99,50
<i>в. Штоки гранитов сохондинского комплекса</i>															
13	C-270а	73,29	0,16	13,58	0,51	1,44	0,07	0,13	0,96	3,93	5,28	—	0,61	—	99,96
14	C-271б	67,80	0,45	15,65	1,15	2,60	0,07	0,32	2,63	3,89	4,44	—	0,70	0,12	99,82

П р и м е ч а н и е. 1 — керсантит-порфир, гора Алханай, южный склон (1); 2 — керсантит, гора Алханай, вершина (1); 3 — керсантит, гора Алханай, южный склон (1); 4 — спессартит, р. Улутуй, верховье (1); 5 — спессартит, р. Безымянка, правый борт (2); 6 — спессартит, падь Барун-Гон, верховье (2); 7 — спессартит, р. Де-люн, левый борт (3); 8 — спессартит, р. Курлукта, верховье (1); 9 — кварцевый диабаз, Илинское месторождение, карьер 2 (1); 10 — кварцевый диабаз, р. Улутуй (1); 11 — кварцевый диабаз, р. Ниж. Тонгая (1); 12 — диабаз измененный, гора Гришневская, профиль 14(3); 13 — гранит, вершина Ужбогоё (1); 14 — гранодиорит, вершина Ужбогоё (1).

Цифры в скобках: (1) — анализы заимствованы из работ Л. В. Соловьевой, (2) — анализы заимствованы из работ В. С. Зубкова, (3) — сборы Б. Н. Лапина, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. С. Зоркина.

Таблица 5

Числовые характеристики дайковых пород Алтанайского района по А. Н. Заварицкому

№ п/п	№ образца	a	c	b	s	b'	f'	m'	c'	a'	n	t	Φ	a/c	Q
<i>а. Дайки лампрофиров</i>															
1	С-115б	15,1	5,0	8,8	71,1	8,6	70,0	26,8	—	1,6	61	1,0	35,5	3,0	+7,2
2	С-110а	13,5	4,3	9,3	72,9	—	53,7	33,6	11,9	—	56	1,0	16,4	3,2	+14,7
3	С-115	13,8	5,9	10,6	69,7	—	57,0	35,2	7,4	—	60	1,1	13,4	2,3	+5,9
4	С-189	13,5	3,1	16,3	67,1	—	45,2	30,0	23,0	—	70	1,7	10,6	4,3	+4,1
5	ХВ-1075	10,5	6,3	17,1	66,1	—	37,5	50,6	11,4	—	71	1,6	11,4	1,7	—0,1
6	ХВ-986д	12,6	4,9	17,5	65,0	—	39,4	45,7	13,8	—	63	2,2	14,2	2,6	—0,1
7	Б-10/6	12,5	5,5	18,7	63,3	—	37,9	53,7	7,6	—	63	2,0	15,9	2,3	—3,9
8	С-14а	11,5	4,3	19,8	64,4	—	32,0	55,5	11,8	—	70	1,6	8,4	2,7	+1,5
<i>б. Дайки диабазов</i>															
9	С-7	12,6	4,6	14,8	68,0	—	42,8	47,7	8,9	—	62	1,8	10,8	2,7	+6,2
10	Б-9/12	13,5	4,7	16,5	65,3	—	42,7	44,3	12,5	—	66	2,0	14,7	2,9	—1,1
11	С-200	12,4	5,1	18,3	64,2	—	39,2	45,9	15,0	—	73	2,2	13,1	2,4	—1,5
12	Б-4/18	13,0	5,0	19,3	62,7	—	34,0	51,0	14,5	—	57	2,3	18,4	2,6	—5,6
<i>в. Штоки гранитов сохондинского комплекса</i>															
13	С-270а	15,8	0,9	2,2	81,1	—	75,7	12,1	9,1	—	53	0,2	18,2	17,5	+29,7
14	С-271б	15,1	3,0	4,1	77,8	—	83,4	1,2	3,3	—	57	0,5	23,3	5,0	+22,4

Примечание. b' — числовая характеристика по Д. С. Штейнбергу, 1—14 — см. приложение к табл. 4.

**Изменение химического состава (вес. %) при образовании кварц-полевошпатового метасоматита за счет кварцсодержащего диоритового порфирита
(Дыбыкское месторождение)**

Оксиды	№ образца					
	III-302/77	III-74/76	III-79/76	III-80/76	III-82/76	III-82-1/76
SiO ₂	59,70	62,95	68,77	68,65	75,58	79,22
TiO ₂	0,74	0,69	0,56	0,49	0,16	0,21
Al ₂ O ₃	16,87	15,41	13,85	14,89	13,51	11,12
FeO	5,09	3,73	2,24	2,09	0,90	0,31
Fe ₂ O ₃	1,08	0,60	Не обн.	0,61	Не обн.	Не обн.
MnO	0,03	0,08	0,01	0,09	0,01	0,03
MgO	4,80	4,03	2,57	1,66	0,86	0,12
CaO	5,66	4,42	3,70	1,67	1,31	0,43
Na ₂ O	2,32	3,25	3,50	3,04	5,33	5,96
K ₂ O	2,54	3,27	4,00	4,70	0,90	0,71
Li ₂ O	—	0,03	0,02	—	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,15	0,02	0,01	0,08	0,01	0,01
H ₂ O ⁻	—	0,24	0,22	—	0,20	0,13
И. и. п.	1,00	1,52	1,15	1,74	1,02	0,24
С у м м а	99,98	100,24	100,60	99,71	99,80	98,50
F	—	0,065	0,170	—	0,065	0,069
S _{общ}	Не обн.	0,150	0,02	0,07	0,02	0,02
CO ₂	»	0,05	0,05	0,22	0,27	0,08
DV, г/см ³	—	2,63	2,62	—	2,65	2,65
№ зоны	0	1	2	3	4	5

П р и м е ч а н и е. Минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке I. Химические анализы выполнены Э. С. Гуленкой, ИГиГ СО АН СССР.

Изменение химического состава (вес. %) при образовании колонки гидроберезитовых метасоматитов за счет гранитов
(Нилинское месторождение)

Оксиды	№ образца									
	III-102/76	III-92/76	III-93a-76	III-95/76	III-97/76	III-98/76	III-99/76	III-100/76	III-101/76	III-101a-76
SiO ₂	68,80	69,14	67,88	66,62	69,10	63,50	66,16	64,45	82,90	82,53
TiO ₂	0,42	0,42	0,39	0,40	0,30	0,39	0,38	0,32	0,42	0,41
Al ₂ O ₃	14,65	14,43	15,09	15,12	15,37	15,82	15,03	14,17	8,35	8,24
FeO	2,48	2,84	3,08	2,69	1,43	2,06	1,97	2,15	0,69	0,50
Fe ₂ O ₃	0,64	0,62	Не обн.	0,92	0,45	1,10	0,19	1,69	1,95	1,87
MnO	0,12	0,21	0,40	0,80	0,17	0,11	0,14	0,13	Не обн.	Не обн.
MgO	1,88	3,10	1,28	0,94	0,77	1,80	1,29	1,11	0,08	0,07
CaO	2,92	1,07	2,03	0,84	1,19	2,50	2,51	3,46	0,36	0,24
Na ₂ O	3,35	3,65	3,65	3,60	3,65	2,33	2,39	2,78	1,15	1,45
K ₂ O	3,20	3,05	3,48	3,76	3,66	4,77	4,37	3,83	2,32	2,13
Li ₂ O	0,03	0,018	0,018	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ⁻	0,16	0,10	0,20	0,26	0,26	0,28	0,38	0,26	0,24	0,28
П. н. п.	0,94	1,50	2,60	3,78	2,80	5,58	5,34	5,82	2,69	2,54
С у м м а . . .	99,60	100,16	100,11	99,76	99,18	100,28	100,19	100,20	100,88	99,99
F	0,04	0,07	0,06	0,06	0,055	0,065	0,065	0,065	0,045	0,038
S _{обнц}	0,01	0,04	0,14	0,14	0,06	0,08	0,24	0,36	0,72	0,45
CO ₂	0,16	0,70	0,05	3,30	1,78	3,52	3,30	3,95	0,16	Сл.
DV, г/см ³	2,60	2,59	2,61	2,55	2,59	2,56	2,59	2,60	2,62	2,61
№ зоны	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9

П р и м е ч а н и е. Минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке VI. Химические анализы выполнены Э. С. Густецкой, ИГиГ СО АН СССР.

Изменение химического состава (вс. %) при гидроберезитизации кварцевых диабазов

Оксиды	№ образца				
	Б-9/12	С-7	Ш-1/76	Ш-3/76	Ш-106/76
SiO ₂	53,80	54,75	56,75	54,25	53,33
TiO ₂	1,52	1,37	1,44	1,32	0,94
Al ₂ O ₃	16,42	15,20	15,30	15,16	15,01
FeO	4,73	4,67	2,37	4,33	3,97
Fe ₂ O ₃	2,75	1,82	2,47	0,12	0,69
MnO	0,13	0,10	0,21	0,18	0,35
MgO	4,10	3,92	4,20	3,69	2,82
CaO	5,32	4,56	4,65	6,56	6,56
Na ₂ O	3,88	3,31	3,20	2,33	0,92
K ₂ O	2,99	3,13	2,63	3,07	5,02
Li ₂ O	—	—	0,01	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,50	0,44	0,06	0,06	0,02
H ₂ SO ₄	0,50	—	0,30	0,48	0,38
П. п. и.	3,23	7,03	6,28	8,02	9,48
С у м м а	99,87	100,30	99,87	99,60	99,52
CO ₂	—	—	3,52	5,14	0,68

П р и м е ч а н и е. Б-9/12 — метаморфизованный кварцевый диабаз, р. Улотуй (см. табл. 4); С-7 — гидротермально измененный кварцевый диабаз, Илинское месторождение (см. табл. 4); остальные образцы — гидроберезитизированная дайка кварцевых диабазов, Илинское месторождение, карьер 2; Ш-1/76 — состав — кварц, серицит, пирит, альбит, тальк (?), хлорит, кальцит (центральная часть); Ш-3/76 — состав — кварц, серицит, пирит, альбит, кальцит, доломит (промежуточная часть); Ш-106/76 — состав — кварц, серицит, пирит, альбит (периферическая часть дайки). Три последних химических анализа выполнены Э. С. Гуленкой, ИГиГ СО АН СССР.

Т а б л и ц а 9

Химический состав минералов Алханайского района (вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	F	B ₂ O ₃	Сумма
1	39,72	4,83	12,91	13,56	4,55	0,09	11,46	1,93	0,41	7,52	0,44	2,17	0,30	0,10	—	99,99
2	43,29	1,74	11,58	7,77	3,11	0,02	19,54	0,97	0,31	7,66	0,21	2,49	0,21	1,08	—	99,98
3	49,7	1,70	4,27	4,25	8,47	0,12	14,02	10,45	0,64	0,87	0,64	2,72	0,10	2,55	—	100,50
4	52,40	0,70	1,91	2,09	9,18	0,07	17,36	12,69	0,68	0,34	0,09	1,25	0,10	0,43	—	99,29
5	38,53	0,85	29,50	4,59	2,28	0,02	8,70	0,32	1,79	0,72	0,075	2,00	0,40	1,50	9,41	100,68
6	36,62	0,99	32,28	1,19	7,03	0,016	7,41	0,25	1,56	1,66	Сл.	1,70	0,30	0,83	9,80	100,64
7	37,28	1,00	26,30	5,08	11,40	0,700	3,60	0,112	2,02	0,41	0,01	2,00	0,4	0,33	9,63	100,27
8	37,28	1,05	36,50	0,14	4,97	0,04	4,23	0,112	0,70	2,07	0,01	1,60	0,60	0,33	10,36	99,99
9	35,21	0,84	30,32	6,57	5,65	0,026	6,65	0,25	1,55	0,38	Сл.	2,00	0,40	2,00	8,91	100,76

П р и м е ч а н и е. 1—7 — Дыбыкское месторождение, 8 — гора Байца, 9 — Ключевское месторождение (карьер). 1 — биотит из неизмененных кварцсодержащих диоритовых порфиров (Ш-74б/76); 2 — биотит из биотит-апатитовых метасоматитов (Ш-84б/76); 3 — амфибол из неизмененных кварцсодержащих диоритовых порфиров (Ш-74в/76); 4 — амфибол из кварц-амфиболовых метасоматитов (Ш-84в/76); 5 — турмалин (индиголит) из колонки кварц-полевошпатовых метасоматитов (колонка II, Ш-82а/76); 6—9 — турмалин (драгиты) из кварц-турмалиновых метасоматитов массивной (6, Ш-91/76), брекчиевидной (7, 9, Кч-19, К-11/76) и пятнистой (8, Б-3/4) текстур.

Химические анализы биотитов и амф болов выполнены П. А. Сердюковой, турмалинов — И. Л. Козырьевой в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

Таблица 10

Результаты фазового рентгеноструктурного анализа кварцсодержащего диоритового порфирита. Дыбыкское месторождение. Обр. III-74/76

№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	Полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Кальцит
1	70	10.2			+		
2	43	8.5				+	
3	6	7.12					+
4	7	6.46	+				
5	5	5.95	+				
6	4	4.93			+		
7	32	4.27	+			+	
8	20	4.05	+	+			
9	7	3.90	+				
10	26	3.79	+				+
11	18	3.67	+	+			
12	14	3.48	+				
13	100	3.36			+		
14	25	3.29				+	
15	96	3.20	+				
16	33	3.15	+		+	+	
17	14	3.00			+		
18	20	2.95	+			+	
19	10	2.85	+				
20	6	2.82			+		+
21	9	2.72			+	+	
22	9	2.65	+				+
23	6	2.60				+	
24	13	2.54	+			+	
25	17	2.46	+	+			
26	4	2.39	+		+		
27	7	2.35				+	
28	10	2.28		+		+	
29	6	2.24		+			
30	9	2.17		+		+	
31	13	2.13		+			
32	8	2.02	+		+		
33	7	1.983		+			
34	4	1.924				+	
35	22	1.822		+			
36	9	1.805					
37	5	1.783				+	

Примечание. Анализ выполнен в ИГиГ СО АН СССР. Условия съемки — фильтровальное медное излучение, дифрактометр УРС-50-ИМ. Съемку и расчеты производила М. В. Новокнилова.

Таблица 11

Результаты фазового рентгеноструктурного анализа кварц-полевошпатового метасоматита, Дыбыкское месторождение. Обр. III-82/76

№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	Полевой шпат	Кварц	Мусковит	Кальцит	Турмалин
1	7	10.3			+		
2	2	7.1				+	
3	13	6.4	+				+
4	3	5.7					+
5	2	5.06			+		+
6	1	4.72	+				
7	30	4.30		+			+
8	22	4.06	+				
9	7	3.88	+		+		
10	18	3.79	+				
11	23	3.69	+		+		
12	8	3.51			+	+	
13	100	3.36		+	+		
14	91	3.21	+				
15	12	2.99					+
16	13	2.95	+				
17	7	2.87	+				
18	3	2.65	+				
19	5	2.59	+				+
20	6	2.56	+		+		
21	15	2.46		+	+		
22	3	2.41					+
23	3	2.31	+				
24	10	2.29	+				
25	12	2.24		+			
26	3	2.20					+
27	12	2.13	+	+	+		+
28	4	2.05			+		+
29	7	1.989			+		
30	2	1.933					+
31	4	1.891	+				

Примечание. Анализ выполнен в ИГиГ СО АН СССР. Условия съемки — фильтровальное медное излучение, дифрактометр УРС-50-ИМ. Съемку и расчеты производила М. В. Новокнилова.

Рентгенограммы биотитов

1		2		3		4	
<i>i</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
100	10	100	10,1	100	10,3	100	10,2
—	—	20	5,04	10	5,0	10	5,0
30	4,6	—	—	—	—	5	4,8
—	—	40	4,57	—	—	—	—
20	4,23	—	—	—	—	5	4,2
5	3,70	—	—	—	—	10	3,68
5	3,53	—	—	—	—	10	3,58
100	3,34	100	3,36	100	3,38	90	3,57
—	—	20	3,14	20	3,15	20	3,16
5	3,02	—	—	10	2,96	—	—
—	—	20	2,88	—	—	15	2,94
5	2,80	—	—	5	2,82	—	—
20	2,73	—	—	5	2,73	10	2,73
—	—	80	2,65	15	2,65	10	2,67
80	2,63	—	—	—	—	10	2,63
30	2,51	40	2,507	80	2,53	50	2,52
60	2,44	—	—	—	—	10	2,44
—	—	80	2,45	10	2,46	—	—
10	2,31	—	—	—	—	—	—
20	2,27	20	2,279	—	—	5	2,28
10	2,23	—	—	—	—	—	—
—	—	80	2,186	10	2,19	—	—
40	2,175	—	—	—	—	10	2,18
5	2,119	—	—	—	—	—	—
40	2,002	80	2,006	80	2,02	90	2,01
—	—	20	1,915	—	—	—	—
20	1,909	—	—	—	—	—	—
10	1,860	—	—	—	—	—	—
20	1,810	—	—	—	—	—	—
—	—	20	1,746	—	—	—	—
10	1,741	—	—	—	—	—	—
20	1,716	—	—	—	—	—	—
60	1,672	80	1,676	30	1,683	30	1,680
—	—	80	1,548	10	1,547	—	—

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — биотит и лепидомелан по В. И. Михееву, 1957; 3 — биотит из неизмененных кварцосодержащих диоритовых порфиритов, Дыбыкское месторождение, обр. III-745/76; 4 — биотит из биотит-анатитовых метасоматитов, Дыбыкское месторождение, обр. 845/76. Анализы выполнены в ИГиЛ СО АН СССР. Условия съемки — фильтровальное медное излучение, дифрактометр УРС-50-ИМ. Съемку и расчеты провела Г. Д. Терлецкая.

Рентгенограммы турмалинов

№ п/п	1		2		3		4	
	I	d, ° Å	I	d, ° Å	I	d, ° Å	I	d, ° Å
1	40	6,41	30	6,5	10	6,4	30	6,4
2	30	5,00	20	5,0	10	5,0	20	4,99
3	20	4,61	20	4,6	28	4,6	25	4,6
4	70	4,24	60	4,26	40	4,2	60	4,2
5	70	4,00	100	4,01	100	4,0	100	4,0
6	70	3,505	90	3,50	—	—	—	—
7	5	3,406	10	3,40	10	3,40	10	3,38
8	90	2,977	90	2,99	40	2,978	50	2,96
9	5	2,906	—	—	—	—	—	—
10	5	2,635	—	—	—	—	—	—
11	100	2,584	100	2,59	100	2,595	100	2,58
12	10	2,419	20	2,41	10	2,395	20	2,37
13	10	2,388	—	—	—	—	—	—
14	10	2,361	20	2,35	10	2,358	25	2,34
	—	—	10	2,31	—	—	—	—
15	10	2,200	10	2,20	—	—	—	—
16	10	2,177	—	—	10	2,178	10	2,19
17	20	2,133	10	2,14	10	2,131	10	2,11
18	50	2,050	40	2,01	30	2,053	45	2,04
19	40	1,926	30	1,928	20	1,929	30	1,925
20	5	1,887	10	1,885	—	—	—	—
21	5	1,854	10	1,859	10	1,858	10	1,853
	—	—	10	1,793	—	—	—	—
22	5	1,788	—	—	—	—	—	—
23	2	1,751	5	1,748	—	—	—	—
24	2	1,697	5	1,696	—	—	10	1,691
	—	—	15	1,679	—	—	—	—
25	30	1,670	10	1,665	10	1,669	—	—
	—	—	—	—	—	—	20	1,657
26	20	1,648	—	—	10	1,650	—	—
27	30	1,598	20	1,599	20	1,601	30	1,598
28	5	1,535	5	1,537	5	1,535	10	1,534
29	30	1,516	15	1,509	10	1,511	—	—
30	5	1,488	5	1,487	—	—	—	—
31	30	1,464	20	1,462	—	—	—	—
	—	—	—	—	10	1,458	—	—
	—	—	—	—	—	—	10	1,450

П р и м е ч а н и е. 1 — турмалин по ASTM № 11-592; 2 — турмалин из кварц-полевошпатового метасоматита (индиголит), Дыбыкское месторождение, обр. Ш-82а/76; 3 — турмалин из массивных кварц-турмалиновых метасоматитов (дравит), Дыбыкское месторождение, обр. Ш-91/76; 4 — турмалин из пятнистых кварц-турмалиновых метасоматитов, Илинское месторождение, гора Байца (дравит), обр. Б-3/4. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР. Условия съемки — фильтровальное медное излучение, дифрактометр УРС-50-ИМ. Съемку и расчеты производила Г. Д. Терлецкая.

Содержание элементов-примесей и золота в интрузивных породах Алханайского рудного узла (г/т)

№ п/п	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
<i>I. Граниты (кыринский комплекс)</i>													
1	700	2300	56	60	10	4,5	500	50	20	10	1,2	30	0,0052*
2	1200	3200	8	70	8	2,0	1100	1000	24	30	0,5	16	0,0017
3	480	3000	4	28	8	1,0	1800	2500	18	30	0,6	12	0,0012
4	400	3500	10	50	3	4,0	1100	600	16	30	0,6	12	0,0011
5	500	3500	10	80	8	4,0	1300	1200	18	30	0,5	10	0,0022
<i>II. Кварц-полевошпатовые пегматиты (кыринских гранитов)</i>													
6	700	200	1	20	42	3	50	200	30	30	2,0	22	0,0036
7	350	300	1	1	10	1	400	420	30	30	0,5	20	0,0018
8	400	270	2	10	15	2	320	400	25	45	1,2	20	0,0022
<i>III. Кварцсодержащие диоритовые порфириды</i>													
9	160	2500	14	60	100	3,0	1200	2000	14	30	2,0	100	0,26
10	100	3000	62	160	250	7,0	550	50	14	10	1,2	100	0,29
11	70	3000	48	100	160	4,0	700	35	18	10	2,8	35	0,18
<i>IV. Диабазы и габбро-диабазы (илинский комплекс)</i>													
12	400	8000	40	250	25	16,0	—	—	12	30	1,2	40	0,041*
13	460	8000	58	200	27	9,0	—	—	12	50	1,8	50	0,032*
14	1000	7000	70	100	30	10,0	300	500	7	50	Сл.	—	0,0041
15	900	5000	80	120	60	30,0	600	1800	13	30	1,2	10	0,0036
16	330	6000	1	90	14	5,0	750	1700	100	300	0,9	10	0,0032
17	270	2500	1	55	5	1,0	250	1600	10	40	0,5	10	0,0012
18	520	7000	60	300	24	2,0	—	—	12	8	0,8	18	0,0017
19	900	4000	40	150	32	10,0	1600	2500	30	70	0,9	4	0,0015
20	700	5000	32	150	15	4,0	—	—	45	200	1,2	30	0,0010
21	950	7000	25	220	50	12,0	700	2600	10	70	0,5	10	0,0010
<i>V. Гранит-порфиры (илинский комплекс)</i>													
22	350	2500	10	20	5	2,0	—	—	16	30	0,5	22	0,026*
23	500	5000	3	50	1	1,0	300	—	7	70	Сл.	—	0,0086
24	180	2000	20	40	10	1,6	—	—	25	30	1,0	100	0,0052
25	250	1800	1	10	5	1,0	650	350	22	40	0,9	53	0,0019

Примечание. 1, 12—15, 23 — Илинское месторождение, карьер № 2; 2 — Дыбыксинское месторождение, правый борт р. Иля; 3, 17 — левый борт р. Тангай, в 2 км выше устья; 4, 5 — уч. Косуртая; 6—8 — уч. Косуртая, Грязнуха и Илинское месторождение; 9 — 11 — Дыбыксинское месторождение, водораздел рек Славянка и Дыбыкса; 16 — уч. Шиногда; 18 — левый борт р. Иля против устья р. Курлукта; 19—22, 25 — уч. Байца, западный склон горы Байца; 24 — Илинское месторождение, канава № 1.

Номера образцов: 1 — Ш-92/76, 2 — Ш-311/77, 3 — Ш-386/77, 4 — Ш-284/77, 5 — Ш-286/77, 6 — Ш-440/77, 7 — Ш-245/77, 8 — Ш-135/77, 9 — Ш-302/77, 10 — Ш-74/76, 11 — Ш-79/76, 12 — Б-2/2, 13 — Ш-1/76, 14 — Ш-68/76, 15 — Ш-416/77, 16 — Ш-227/77, 17 — Ш-394/77, 18 — Ш-104/76, 19 — Ш-213/77, 20 — Б-3/8, 21 — Ш-261/77, 22 — Б-3/1а, 23 — Ш-17/76, 24 — Ш-70/76, 25 — Ш-216/77.

В этой и следующих таблицах, за исключением специально оговоренных случаев, золото определено атомно-абсорбционным методом в ИГиГ СО АН СССР, аналитик канд. хим. наук В. Г. Цимбалист, остальные элементы определены количественным спектральным анализом в ИГиГ СО АН СССР, аналитик ст. инженер А. А. Алабина. Звездочкой отмечены анализы, не включенные в подсчет средних.

Содержание элементов-примесей и золота в вулканогенных породах Алханайского рудного узла. (г/т)

№ п/п	№ образца	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
<i>I. Эффузивные породы</i>														
1	Ш-247/77	750	4000	26	50	23	10,0	800	2200	35	50	0,9	120	0,0076*
2	Б-12/7	550	4000	12	100	14	5,0	—	—	23	50	1,8	140	0,0069*
3	Б-11/6	470	5500	30	230	16	14,0	—	—	22	60	1,4	30	0,0014
4	Б-11/7	550	5500	19	150	14	26,0	—	—	12	30	0,8	20	0,0012
5	Ш-261/77	950	7000	25	220	50	12,0	700	2600	10	70	0,5	10	0,0010
<i>II. Пирокластические породы</i>														
6	Б-7/3	420	4500	10	200	18	5,0	—	—	16	30	0,9	30	0,0015
7	Б-7/1	250	2500	16	7	14	1,4	—	—	16	30	1,1	19	0,0012
8	Б-7/4	250	1600	20	40	10	1,0	—	—	18	30	1,3	300	0,0008
<i>III. Жерловые породы</i>														
9	Б-12/2	480	3000	16	80	45	3,0	—	—	25	32	1,2	30	0,0015
10	Б-10/1	500	1300	18	50	3	2,0	—	—	24	30	1,0	80	0,0014
11	Б-9/10	170	1900	10	5	10	1,4	—	—	25	30	1,5	14	0,0013
12	С-21/2	700	650	20	22	70	10,0	50	200	22	30	1,6	10	0,0013
13	Б-10/4	320	2000	16	16	14	2,0	—	—	23	20	0,7	22	0,0012
14	Б-8/8	320	2000	16	65	15	1,4	—	—	40	30	1,4	16	0,0010
15	Б-9/7	220	1300	40	5	14	16,0	—	—	40	40	2,0	100	0,0010
16	Б-8/6	260	5000	14	90	5	2,5	—	—	18	30	0,7	80	0,0008
17	Б-9/1	280	1200	20	4	16	1,4	—	—	95	30	1,8	10	0,0008
18	Б-8/10	470	2000	10	20	5	20,0	—	—	25	25	1,2	100	0,0007

Примечание. 1, 5 — уч. Байца, правый борт р. Байца в 3 км выше устья; 2, 9 — гора Алханай, падь Уябогой; 3, 4 — гора Алханай, северные склоны; 6—8 — левобережье р. Салня; 10, 13 — р. Делюн; 11, 17 — р. Улотуй; 12 — левый борт р. Тангая в 2 км выше устья; 14, 16, 18 — уч. Шиногда.

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) в процессе образования колонки кислотного выщелачивания (кварц-полевошпатовый метасоматизм) и сопряженного отложения (Дыбыкенское месторождение)

№ п/п	№ зоны	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	0	160	2500	14	60	100	3,0	1200	2000	14	30	2,0	100	2 600
2	1	100	3000	62	160	500	7,0	550	50	14	10	1,2	100	2 900
3	2	70	3000	48	100	160	4,0	700	35	18	10	2,8	35	1 800
4	3	40	1600	52	40	50	2,3	100	10	10	45	1,9	300	2 000
5	4	30	1500	50	37	40	1,3	70	4	7	49	1,0	300	1 300
6	5	25	1000	45	20	30	0,9	60	—	5	55	0,5	250	500
7	6	35	950	35	20	40	0,8	—	—	7	50	0,7	150	300
8	7	25	950	45	25	20	0,9	—	—	6	45	0,6	50	50
9	8	30	1000	40	15	30	0,5	—	—	5	55	0,5	150	10
10		300	2000	130	300	70	3,5	—	—	17	30	50,0	30	11 000
11		250	2150	150	400	80	3,8	—	—	23	62	45	15	7 000
12		100	3600	150	250	65	3,5	—	—	20	80	50	10	180 000
13		150	1000	200	200	90	4,5	—	—	40	90	60	5	110 000

Примечание. 1—9 — колонка кварц-полевошпатовых метасоматитов (минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке I); 10, 11 — кварц-амфиболовые и 12—13 — биотит-анатитовые метасоматиты стадии отложения.

Таблица 17

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) при образовании кварц-турмалиновых метасоматитов по гранитам

№ п/п	№ зоны	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	0	612	3100	17,6	52,6	7	3,0	1160	1070	19	26	0,68	16	23
2	1	300	2200	9	38	7	1,0	900	1100	22	30	0,6	18	28
3	2	580	140	9	23	9	3,0	900	900	18	50	0,5	40	25
4	3	350	3000	8	32	13	1,0	1300	800	20	30	0,5	100	26
5	4	250	2500	3	20	10	1,0	1700	1400	18	30	1,2	30	17
6	5	350	3000	16	70	40	5,0	20	1400	13	30	2,0	100	22
7	6	300	2500	16	70	40	5,0	20	1500	12	50	1,5	120	14
8	6	280	2200	18	70	35	6,0	20	1600	10	70	0,9	—	12
9	7	800	2000	60	100	70	30,0	120	2000	1	50	0,6	—	11
10	7	400	1800	10	24	7	3,0	100	400	3	60	0,6	—	12

Примечание. Минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке III. 1—8 — измененные граниты, 9—10 — кварц-турмалиновая жила.

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) при образовании колонки кварц-мусковитовых грейзенов по гранитам

№ п/п	№ зоны	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	0	612	3100	17,6	52,6	7	3,0	1160	1070	19	26	0,68	25	23
2	1	900	5200	10	100	12	5	600	420	3	30	0,5	25	190
3	2	1400	4500	5	40	12	3	500	4500	2	30	0,6	20	71
4	3	1400	4500	2	70	8	4	550	400	3	30	0,5	30	77
5	4	800	4200	9	45	12	3	530	120	45	30	0,5	40	80
6	5	500	3500	10	80	8	4	1300	1200	18	30	0,5	10	22
7	5	20	1000	1	1	8	5	300	30	12	70	2,2	40	9
8	5	25	800	2	2	7	5	250	30	10	75	2,0	35	20
9	6	250	100	2	2	3	1	30	20	20	45	0,6	35	12
10	6	120	150	2	7	7	2	250	200	10	50	0,5	22	22
11	6	130	70	1	1	12	1	30	10	10	50	0,6	35	13
12	6	200	100	1	8	4	1	130	200	14	30	0,6	28	33

П р и м е ч а н и е. 1—8 — грейзенизированные граниты (минеральный состав зон 0—5 приведен в колонке IV); 9—10 — зальбандовал (серый кварц) и 11, 12 — центральная (сахаровидный кварц) части кварцевой жилы (зона 6).

Т а б л и ц а 19

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) при образовании колонки березитов по гранитам

№ п/п	№ зоны	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au	Au*
1	0	612	3100	17,6	52,6	7,4	3,1	1160	1070	19	26	0,68	16	23	23
2	1	500	2700	8	100	90	5	1300	1600	70	60	1,5	50	73	70
3	2	300	1000	10	5	20	1	180	45	100	90	1,3	14	90	75
4	3	250	5500	3	70	30	2	1800	200	100	70	0,9	45	57	80
5	4	110	180	1	3	12	1	—	—	100	80	2,0	26	290	—
6	4	180	1800	5	18	10	1	850	40	150	100	0,5	30	200	225
7	5	140	1000	3	9	90	1	1500	50	100	160	1,7	12	3300	2900
8	5	180	3000	2	13	11	1	850	40	100	90	0,8	18	1400	—
9	6	250	3800	10	140	30	1	1200	330	200	200	0,9	45	38	50
10	7	250	3800	1	40	20	1	1300	120	150	100	0,9	20	19	30
11	8	220	—	1	7	15	1,5	220	60	60	1350	0,6	—	15—50	—

П р и м е ч а н и е. Минеральный состав зон приведен в колонке IX. Au* — содержания золота во второй симметричной половине зональной колонки березитов. 15—50 — предел колебаний в содержании золота в кварцевой жиле (по пяти анализам).

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) при образовании колонки гидроберезитов (I—II) и при гидроберезитизации гранитов в зоне дробления (12—16)

№ п/п	№ зон	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	0	616	3100	17,6	52,6	7,4	3,1	1160	1070	19,2	26	0,63	16	23
2	1	700	2300	56	60	10	4,5	500	50	20	10	1,2	30	52
3	2	2000	2300	42	62	10	13,0	500	25	18	40	1,0	180	72
4	2	3000	2200	36	65	8	17,0	450	40	48	59	1,0	120	340
5	3	4000	1900	42	65	7	18,0	620	14	20	45	1,0	80	280
6	4	1000	2300	35	70	40	3,0	600	12	35	30	1,0	70	212
7	5	700	1900	27	60	8	5,0	700	16	30	30	0,8	60	100
8	6	650	3000	25	68	3	4,0	400	7	32	45	0,9	200	480
9	7	650	2700	27	60	3	4,0	100	1	23	40	1,0	140	340
10	8	45	850	22	12	14	2,0	10	1	100	300	0,8	120	82 000
11	9	500	1900	27	50	5	3,0	700	14	22	30	1,0	60	1 400
12		400	2800	35	90	27	1,5	—	—	100	100	1,0	150	10 000
13		350	2500	20	50	27	3,0	—	—	26	30	1,6	300	1 200
14		320	3000	18	18	10	5,0	—	—	25	40	1,0	250	3 400
15		250	3500	25	100	27	4,0	—	—	150	120	0,5	90	200 000
16		200	3000	25	22	29	4,5	—	—	170	130	0,4	120	120 000

П р и м е ч а н и е. Минеральный состав метасоматических зон приведен в колонке VI. Номера образцов по порядку номеров: 1 — средние содержания для гранитов (см. табл. 14); 2—11 — соответственно — Ш-92/76, Ш-93а/76, Ш-94/76, Ш-95/76, Ш-96/76, Ш-97/76, Ш-98/76, Ш-99/76, Ш-100/76, Ш-101/76; 12 (Б-1) — мелкоосколочная брекчия (на массу); 13 (Б-1/А) — цементирующая масса (матрица) брекчий, с парагенезисом гидротермальных минералов — кварц, серицит, пирит, гидрослюда (зона 9); 14 (Ш-150/76) — краевая часть обломка гранитов, с парагенезисом гидротермальных минералов — кварц, серицит, пирит, гидрослюда (зона 9); 15 (Ш-150а/76) — центральная часть крупного обломка, с парагенезисом гидротермальных минералов — кварц, серицит, пирит, альбит, гидрослюда (зона 8); 16 (Ш-60/76) — измененный гранит в экзоконтакте с зоной брекчирования, с парагенезисом вторичных минералов — кварц—серицит—пирит—альбит—гидрослюда (зона 8).

Т а б л и ц а 21

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) при гидроберезитизации кварцевых диабазов

№ п/п	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	620	4700	10	100	13	8,0	900	2500	10	65	0,5	1	23
2	1200	4300	30	130	18	8,0	400	650	12	75	0,7	25	24
3	700	1300	9	23	14	1,0	750	450	20	30	0,6	12	37
4	800	5500	33	180	18	12,0	600	3000	12	70	0,6	1	700
5	700	3800	40	90	12	23,0	280	—	10	35	1,0	70	1900
6	420	9000	40	25	22	10,0	—	—	15	45	1,8	32	17 000
7	350	5500	9	72	9	5,0	600	1400	18	80	0,5	16	19 000
8	230	1100	5	22	12	2,0	270	350	25	30	0,5	14	460

П р и м е ч а н и е. 1 — неизменный кварцевый диабаз; 2,3 — хлоритизированные кварцевые диабазы (внешние зоны колонки); 4 — хлоритизированный и карбонатизированный кварцевый диабаз (промежуточная зона колонки); 5—7 — карбонатизированные и пиритизированные кварцевые диабазы (внутренние зоны колонки); 8 — серицитизированный и пиритизированный кварцевый диабаз (центральная часть колонки).

Поведение элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) при образовании колонок
аргиллизированных пород по эффузивным породам

№ п/п	№ зоны	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	0	750	600	1	6	6	1,0	350	70	25	30	0,9	10	11
2	1	750	4000	26	150	23	10,0	800	2200	35	50	0,9	12	16
3	2	750	3700	32	150	22	8,0	900	2200	20	30	0,9	12	14
4	2	640	2800	35	130	25	1,0	900	2100	18	30	0,5	11	15
5	3	1100	2200	10	70	12	3,0	550	450	18	50	0,6	20	100
6	4	150	1000	5	5	20	1,0	400	50	28	30	1,4	5	41
7	4	120	3500	8	70	8	1,0	700	500	27	40	0,5	22	45
8	4	420	1200	20	4	14	2,0	800	2200	20	10	1,0	23	44
9	3	720	1300	5	4	5	1,4	—	—	20	30	0,9	20	72
10	2	140	1400	12	4	5	1,4	—	—	18	10	0,8	40	17
11	1	850	1400	5	4	5	1,8	—	—	100	30	0,5	200	12
12	0	80	1800	10	5	12	14,0	—	—	12	30	1,2	35	12

П р и м е ч а н и е. Минеральный состав зон (0—4) приведен в колонке X. 1—7 — участок Байца, 8—12 — гора Грицевская.

Т а б л и ц а 23

Содержание элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) в зонах жильной кварц-арсено-пиритовой минерализации, развивающейся по березитам (1—7) и кварц-мусковитовым грейzenам (8—10)

№ п/п	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba	Sr	Pb	Zn	Mo	B	Au
1	1000	100	5	3	10	30,0	100	—	700	50	Сл.	—	12 000
2	50	50	2	2	70	1,0	20	40	100	130	0,5	1	22 000
3	50	100	Сл.	1	30	Сл.	—	100	3 000	200	1,0	—	130 000
4	100	50	10	1	20	1,0	—	100	10 000	700	1,0	—	180 000
5	100	—	14	9	32	1,0	11	10	100	1000	Сл.	—	3 000
6	10	—	10	1	7	1,0	150	30	100	1000	1,8	—	30 000
7	100	50	1	1	35	3,0	80	500	100	180	3,0	—	12 000
8	220	400	10	8	22	2,0	250	70	100	30	5,0	20	4 300
9	250	240	1	9	12	1,0	150	30	100	90	1,8	25	1 200
10	100	60	2	2	2	1,0	20	10	100	40	0,9	15	1 000

Содержание элементов-примесей (г/т) и золота (усл. ед.) в пиритах

№ п/п	Ni	Co	Cu	Pb	Bi	Zn	As	Ag	Au	Au°
1	57	48	500	160	1,3	650	9 500	1,6	2 920 000	137 000
2	140	140	180	370	8,1	680	20 000	2,2	1 592 000	82 000—20 000
3	89	49	66	140	25,0	260	6 000	1,0	135 000	
4	220	160	120	350	72,0	220	6 000	1,6	63 560	31 700
5	520	250	40	370	Сл.	480	1 600	2,0	62 080	1 200—82 000
6	200	190	79	210	110,0	210	4 200	0,79	33 940	1950
7	79	40	76	470	34,0	210	8 000	1,0	28 400	370—7200
8	—	120	230	300	—	430	9 500	Сл.	24 690	
9	250	290	32	110	6,4	210	1 800	0,5	11 120	180
10	500	250	250	100	15,0	2100	2 500	2,1	9 200	70—1200
11	500	180	100	280	260,0	100	7 900	2,5	65 800	435
										130—770
12	—	25	100	630	37,0	510	500 000	4,6	249 800	71 200
										12 000—180 000

Продолжение табл. 24

№ п/п	Ni	Co	Cu	Pb	Bi	Zn	As	Ag	Au	№ скв.	Интервал, м
13	260	240	160	270	12	130	2 400	0,4	560	4	214—216
14	340	270	210	140	13	100	8 000	0,29	—	4	232—236
15	380	350	210	340	11	160	8 100	0,6	920	4	258—259
16	320	250	190	380	23	460	8 400	1,3	—	4	259—260
17	220	180	110	180	10	460	17 000	2,5	—	4	270—272
18	270	240	190	240	10	200	5 600	0,7	560	4	277—279
19	230	180	130	210	16	170	21 000	3,0	1270	2	57—58
20	270	200	110	330	13	380	13 000	2,0	—	2	59—61
21	190	150	650	300	18	250	20 000	3,3	—	2	61—62
22	320	280	80	320	19	200	11 000	4,0	—	2	62—64
23	470	270	96	350	45	300	15 000	2,7	—	2	71—73
24	200	150	65	300	13	190	30 000	2,0	—	2	86—87
25	240	140	67	180	2	150	16 500	0,8	—	2	87—88
26	280	180	140	240	28	160	8 900	7,0	—	2	96—97
27	250	220	130	270	26	120	11 000	1,1	—	2	97—98
28	320	180	270	560	13	270	4 300	1,8	900	6	281—283
29	220	180	84	340	30	250	12 000	3,8	1200	6	287—290
30	220	150	83	150	26	100	8 400	2,7	860	5	68
31	200	110	30	110	25	100	18 000	3,1	860	5	79—82
32	160	140	380	250	30	170	5 600	2,6	3740	8	71
33	65	66	240	550	14	830	4 000	1,3	830	8	163
34	240	580	15	580	15	130	8 000	1,3	—	8	179
35	300	260	150	24	25	110	8 400	1,4	1400	2	162—163
36	200	180	65	250	25	180	15 000	1,4	—	2	231
37	82	88	84	100	80	100	11 000	1,5	—		Карьер
38	100	120	50	240	16	130	23 000	1,4	—		Карьер

Примечание. 1, 2 — пириты из гидроберезитов кварц-серицит-пирит-альбит-гидрослюдистого состава (зона 8), образующихся: 1 — в экзоконтакте с зоной брекчирования; 2 — по центральной части обломка в зоне брекчирования. 3—10 — пириты из колонки гидроберезитов (колонка VI), образующейся около трещин в гранитах: 3—5 — из гидроберезитов кварц-серицит-пирит-гидрослюдистого состава (центральная зона — 9); 6—8 — из гидроберезитов кварц-серицит-пирит-альбит-карбонатного состава (промежуточные зоны — 7, 6, 5); 9—10 — из гидроберезитов внешних хлоритизированных зон (зоны — 3, 2). 11 — пирит из зон гидроберезитизации, развивающейся по дробленым кварц-турмалин-пиритовым метасоматитам. 12 — арсенопирит из золото-кварц-арсенопиритовой прожилковой минерализации в березитах.

Au° — средние (в числителе) и крайние пределы содержания металлов в породах метасоматической колонки (колонка VI) гидроберезитов, из которых был выделен пирит.

Содержание элементов-примесей определено количественным спектральным методом в СибГЕОХИ СО АН СССР, г. Иркутск. Золото в пиритах определено нейтронно-активационным, в породах — атомно-абсорбционным методом Р. Д. Мельникова и В. Г. Цимбалит, ИГиГ СО АН СССР.

13—38 — содержания элементов-примесей в пиритах Илинского месторождения, по данным В. А. Вахрушева и В. В. Клопотова. Золото определено атомно-абсорбционным методом (аналитик А. А. Хлебникова), остальные элементы — методом количественного спектрального анализа (аналитик А. Д. Глазунова), Институт геохимии СО АН СССР.

Содержание элементов-примесей и золота во вмещающих породах Алханайского рудного узла (г/т)

№ п/п	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Co	Ba
1	612 400—1200	3100 1900—5000	17,6 4—56	52,6 28—80	7 3—10	3 1—4	1160 500—1800
2	110 70—1200	2833 2500—3000	41 14—62	106,6 60—160	170 100—250	5 3—7	816 550—1200
3	696 270—1000	5437 2500—5000	38 1—8	148 55—220	26 5—60	9 1—30	695 300—1600
4	310 180—500	2933 1800—5000	8 1—20	33 10—50	5 1—10	1 1—1,6	475 300—650
5	656 470—950	6000 5500—7000	24 19—30	200 150—220	26 14—50	17 12—26	—
6	306 250—420	2866 1600—4500	15 10—20	82 7—200	14 10—18	2,5 1—5	—
7	372 170—700	2035 650—5000	18 10—40	36 4—65	20 5—70	6 1,4—20	50

Окончание табл. 25

Sr	Pb	Zn	Mo	Au	n	Au ^o
1070 50—2500	19 16—24	26 10—30	0,68 0,5—1,2	0,0023 0,0011—0,0052	5	0,0024
700 35—2600	15 14—18	17 10—30	2 1,2—2,8	0,243 0,18—0,29	3	0,0034
1783 500—2600	28 10—100	96 8—300	0,7 Сл.—1,0	0,00216 0,001—0,0041	8	0,0064
350	18 7—25	47 30—70	0,6 Сл.—1,9	0,0052 0,0019—0,0086	3	0,0015
—	15 10—22	53 30—70	0,9 0,5—1,4	0,0026 0,0010—0—0012	3	0,0054
—	16 16—18	30 30—30	1,1 0,9—1,3	0,0011 0,0008—0,0015	3	—
200	34 18—95	30 20—40	1,3 0,7—2,0	0,0011 0,0007—0,0015	10	—

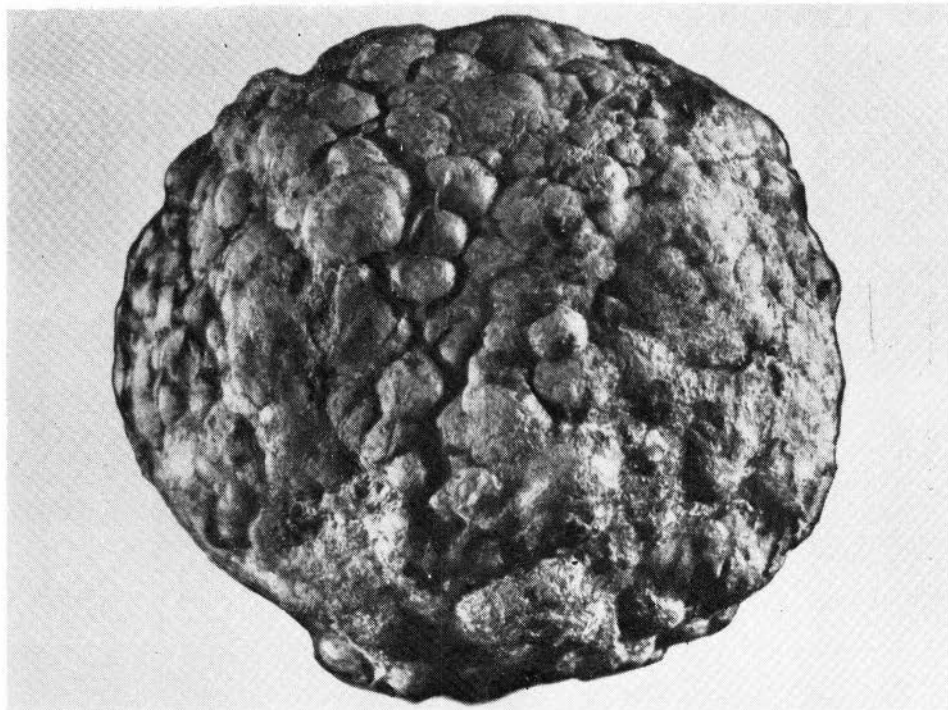
Примечание. 1 — гранитоиды кыринского комплекса (К—Р); 2 — малые интрузии кварцсодержащих диоритовых порфиров, автометасоматически измененные (К—Р); 3 — дайки диабазов и габбро-диабазов (J₃); 4 — дайки кварцевых порфиров (гранит-порфиры) (J₃); 5—7 — вулканогенные образования (J₃); 5 — эффузивные, 6 — пирокластические, 7 — жерловые породы. В числителе — средние содержания, в знаменателе — крайние пределы вариации, n — число анализов. Au^o — средние содержания золота в породах Алтае-Саянской складчатой области по Ю. Г. Щербаконю [1967].

Таблица 26

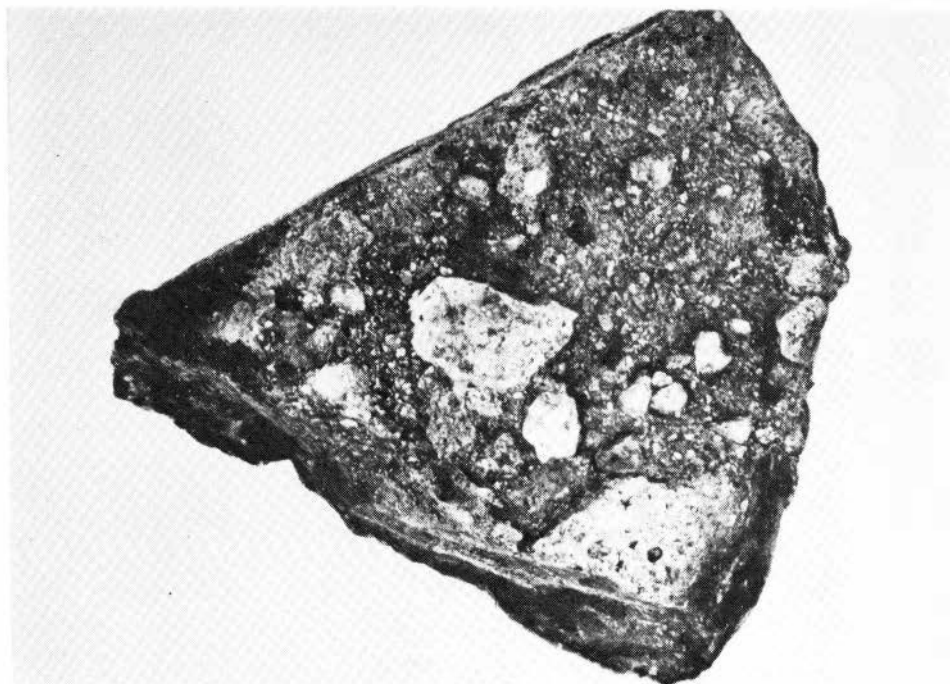
Результаты анализа состава водных вытяжек из кварцев Илинского месторождения

№ п/п	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Σ, мг/л	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ, мг/л
1	6,85	Сл.	Сл.	11,87	16,58	0,7	29,15	12,72	18,30	Сл.	31,02
2	7,05	6,79	Сл.	4,45	7,13	0,9	19,27	1,19	20,74	Сл.	21,93
3	6,90	3,39	Сл.	7,12	14,83	0,6	25,94	10,34	17,08	Сл.	27,42
4	7,15	30,54	4,15	11,87	23,05	1,0	70,61	54,59	20,74	Сл.	75,33

Примечание. 1 — кварц из монокварцевого псевдопрожилка, синхронного с процессом гидроберезитизации, карьер № 1; 2—4 — кварц из кварц-карбонатных гнезд: 2 — карьер № 2; 3 — карьер № 1; 4 — скважина № 4а, гл. 296,5м. Номера образцов: 1—Ш-45/76, 2 — Ш-146/76, 3—Ш-133/76, 4—4а-296, 5/77. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР, инженер-химик Л. В. Гудина.



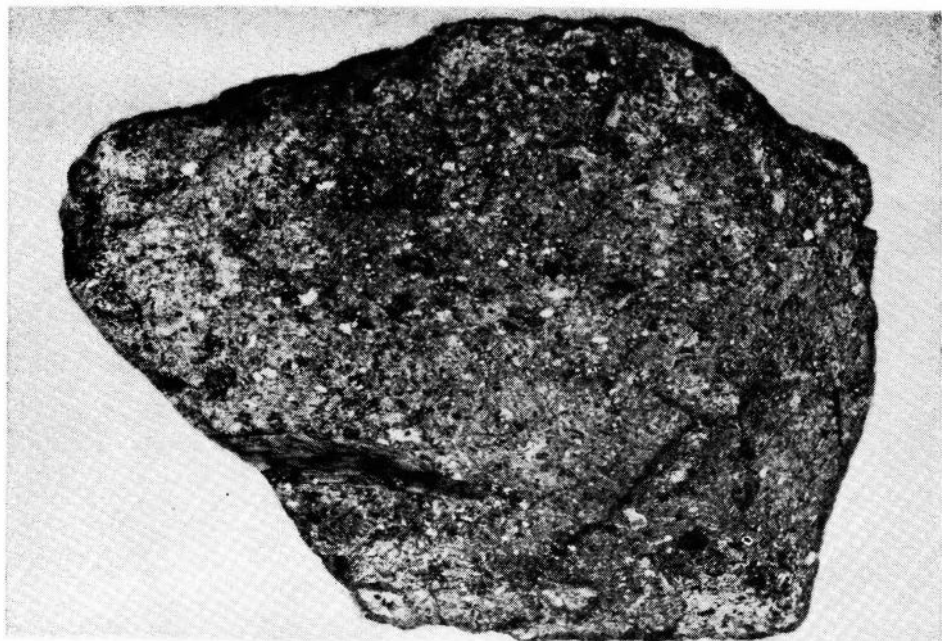
Фиг. 1. Сферолитовые образования в субщелочном риолитовом порфире, гора Грицевская. 2/3 натур. вел.



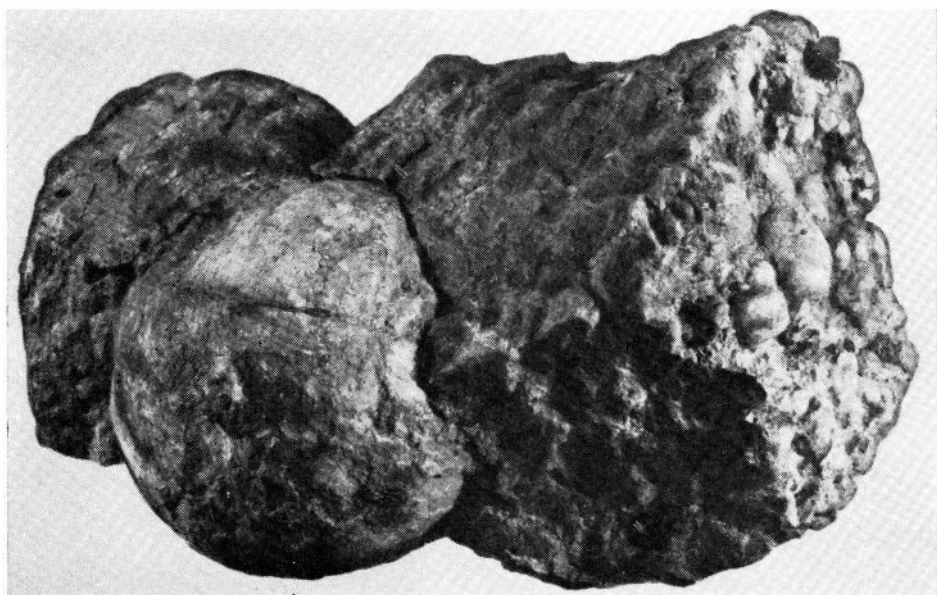
Фиг. 2. Вулканическая брекчия волочения краевых зон жертвового массива, р. Шинюгда. Увел. 2.



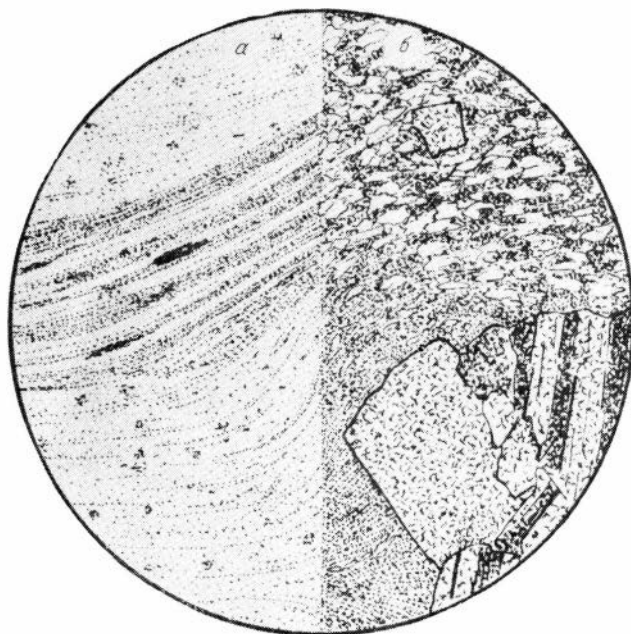
Фиг. 3. Лавобрекчия дацитового порфира, падь Ужбогоё, жерловая фация. 1/4 натур. вел.



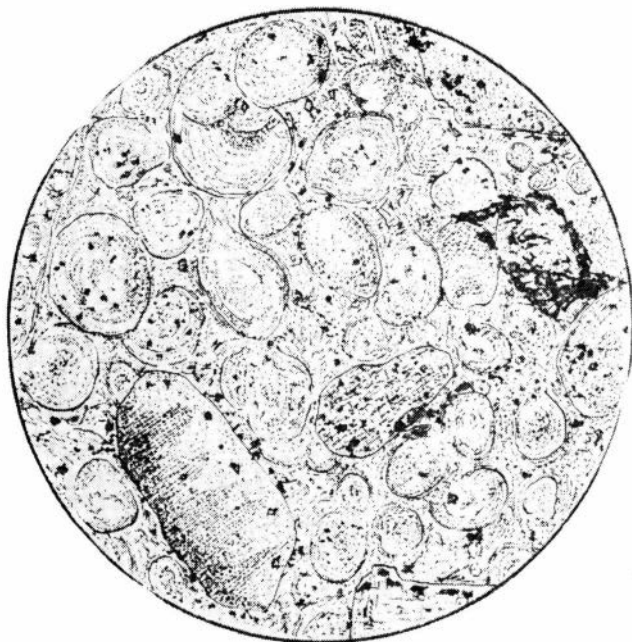
Фиг. 4. Вулканическая брекчия риолитового состава, гора Алханай, жерловая фация. Натур. вел.



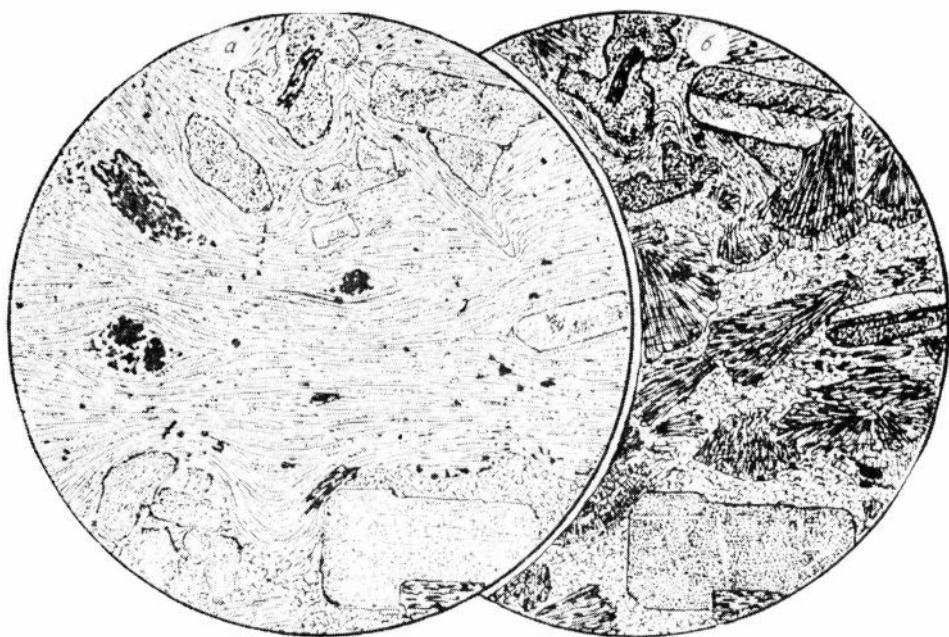
Фиг. 5. Шаровые образования (сферолиты) в риолитовом порфире, гора Грищевская.
Натур. вел.



Фиг. 6. Риолитовый порфир субщелочной, гора Алханай, р. Курлукта, истоки. $d = 5,0$ мм; a — без анализатора, b — николи $+$. Четко видна микроплойчатая флюидальность, затухающая в скрещенных николях. Основная масса аллотриоморфная и микрофельзитовая.



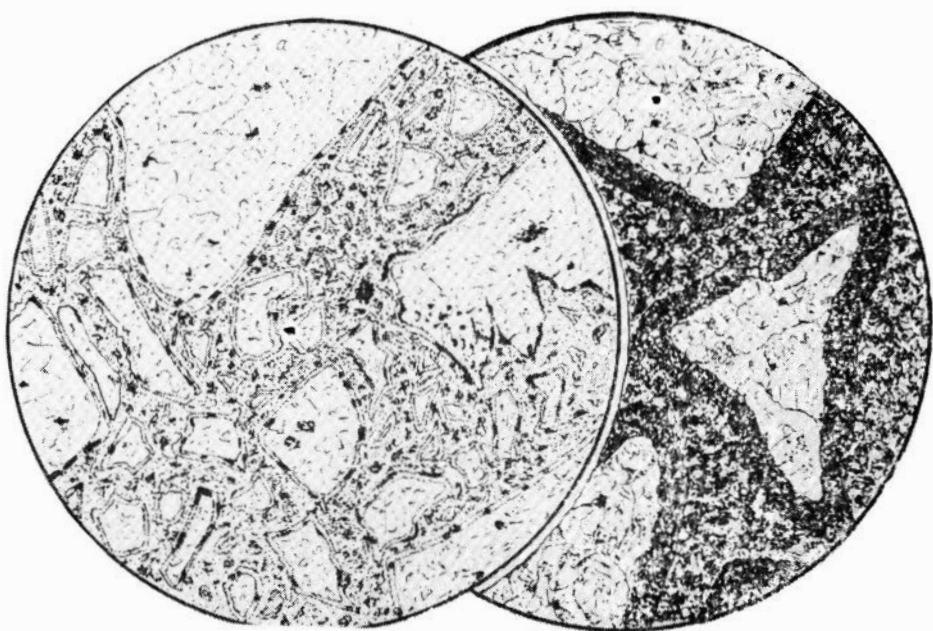
Фиг. 7. Риолит-дацитовый порфир (обломок в лаве), гора Алханай, жерловая фация. Без анализатора, $d = 5,0$ мм. Реликты овальных микротрещин в кислой лаве особенно четко видны при выведенном анализаторе. Редкие мелкие выделения ортоклаза педитизированы.



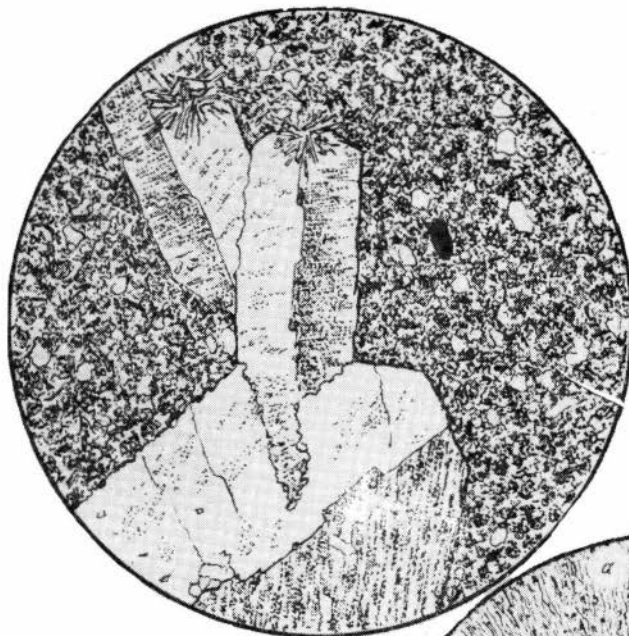
Фиг. 8. Риолитовый порфир субщелочной, р. Курдукта, верхнее течение, алханайская свита, $d = 5,0$ мм; а — без анализатора, микроплойчатая флюидальность основной массы и обилие мелких выделений щелочного полевого шпата, б — николи $\perp$. Раскристаллизованная основная масса с обильными розетками и веерами лучистого ортоклаза, не подчиняющихся направлению флюидальности.



Фиг. 9. Риолитовый порфир субщелочной, гора Грищевская, алханайская свита. Никол $\perp$, $d = 5,7$ мм. Литофизы в основной массе порфира.

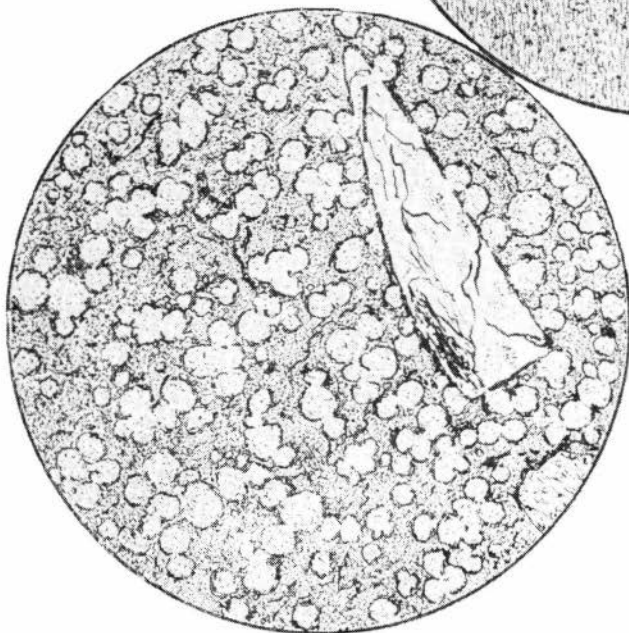
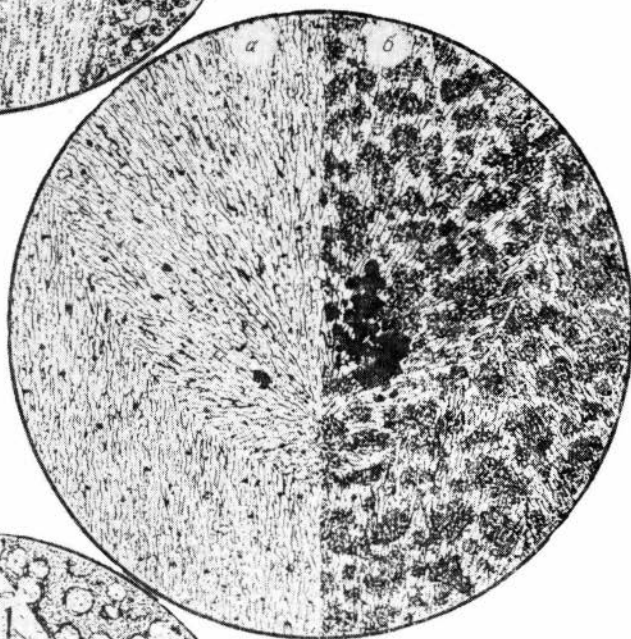


Фиг. 10. Лавобрекчия риолитового порфира, гора Алханай, вершина, жерловая фация. a — без анализатора, $d = 3,1$ мм; b — никол $\perp$, $d = 0,9$ мм. Четкие реакционные каймы в многочисленных обломках лавобрекчии.

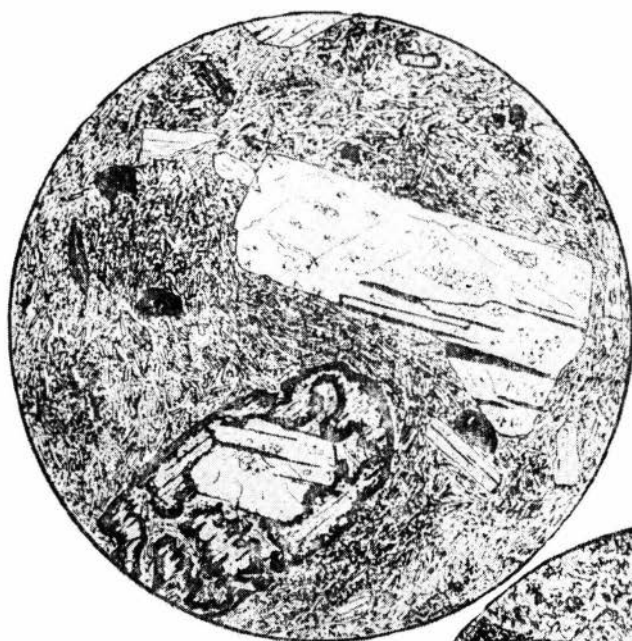


Фиг. 11. Дацитовый порфир субщелочной, гора Алханай, подножье, северная часть, алханайская свита. Николы +, $d = 3,1$ мм. Типичная аллотриоморфнозернистая кварц-полевошпатовая структура породы и гломеровые скопления выделений ортоклаза с простыми двойниками.

Фиг. 12. Дацитовый порфир субщелочной, гора Грищевская, алханайская свита. $d = 1,9$ мм. а — без анализатора, б — николы +. Сложное сферолитовое строение лучистых агрегатов щелочного полевого шпата.



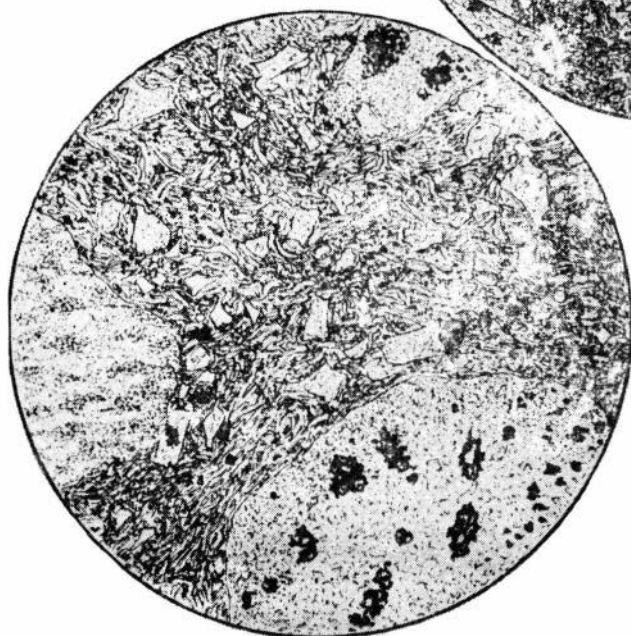
Фиг. 13. Дацитовый порфир субщелочной, гора Грищевская, западная часть, алханайская свита. Без анализатора, $d = 2,1$ мм. Бобовидная текстура породы обусловлена расположением пылевидного рудного вещества в основной массе.



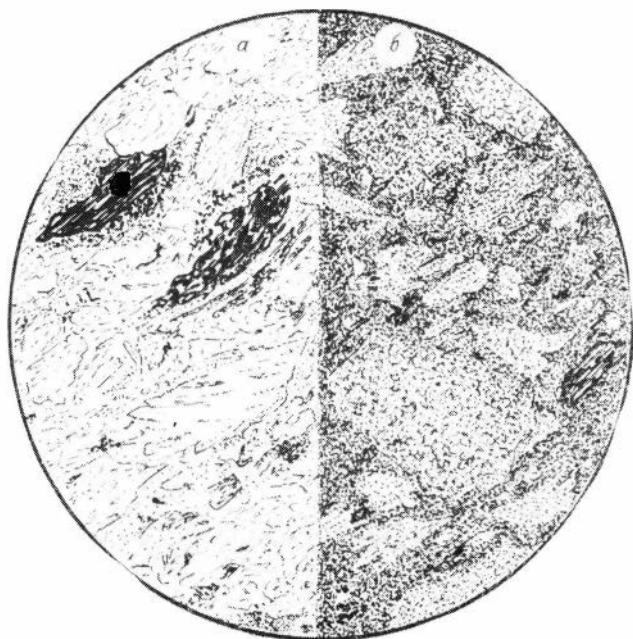
Фиг. 14. Андезитовый порфирит субщелочной, гора Алханай, алханайская свита. Николь $\perp$, $d = 2,1$ мм. Пилотакситовая структура основной массы. Выделения плагиоклаза и роговой обманки.



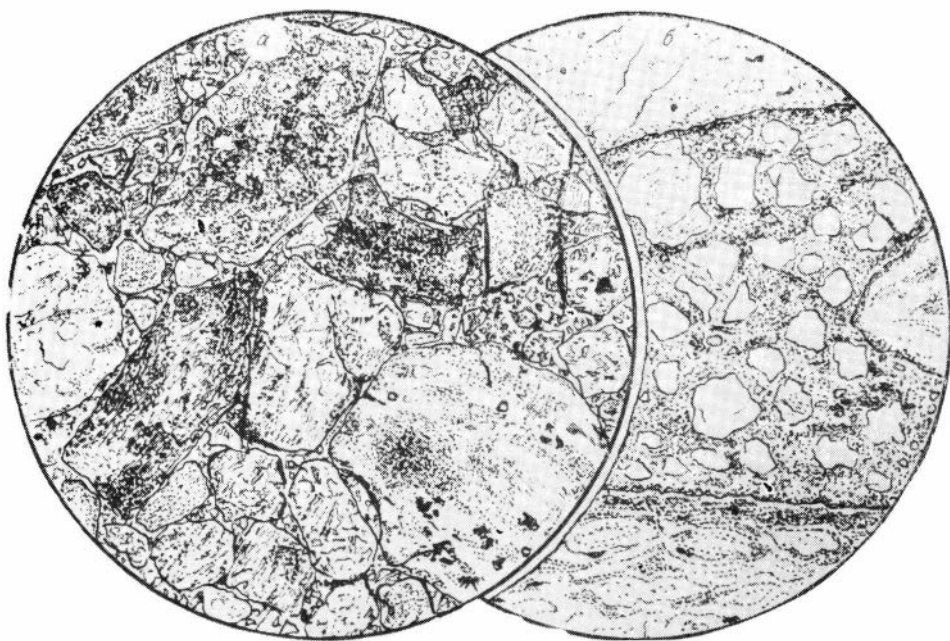
Фиг. 15. Лавобрекция андезитового порфирита, падь Ужбогоё, алханайская свита. Николь $\perp$, $d = 4,0$ мм. Основная масса изобилует обломками с фельзитовой структурой и порфировыми выделениями плагиоклаза, пироксена и хлоритизированной роговой обманки.



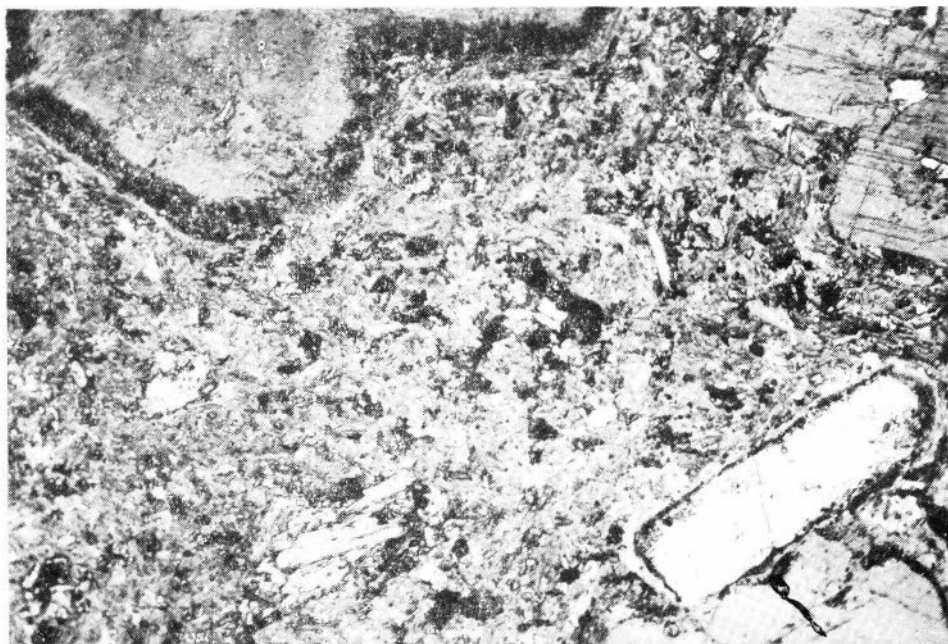
Фиг. 16. Надтектонный пгним-брит (туфоллава), р. Салня, алханайская свита. Без анализатора, $d = 4,0$ мм. Осколки эффузивных пород и минералов (полевой шпат) сцементированы рогульчатыми сваренными осколками раскристаллизованного стекла.



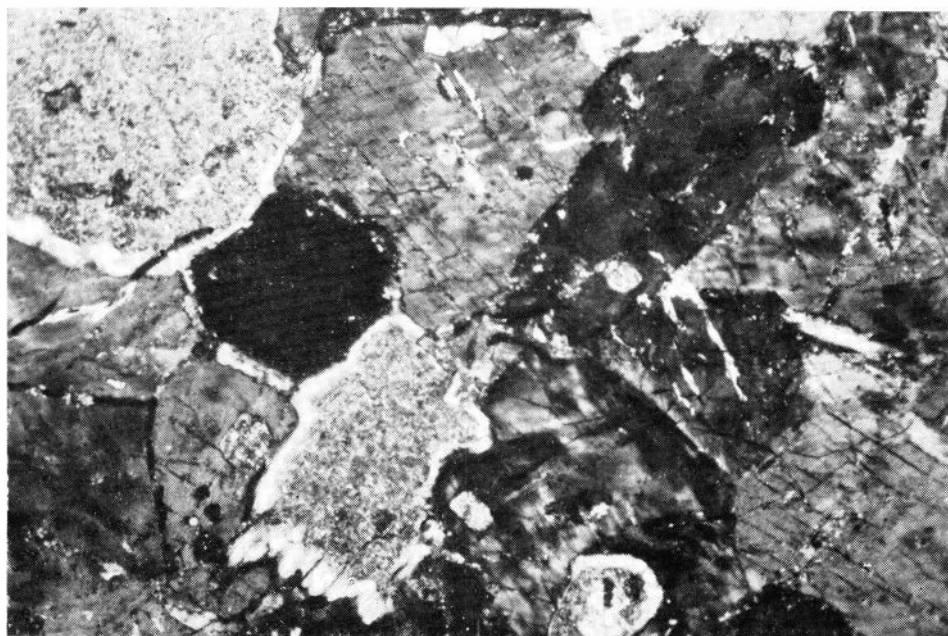
Фиг. 17. Палеотинный пгнимбрит (туфолава), р. Курлукта, алханайская свита, а — без анализатора, б — николи+, $d = 5,0$, мм. Пинерновая структура, сложенная ориентированными осколками раскристаллизованного стекла с рваными краями (фьямме).



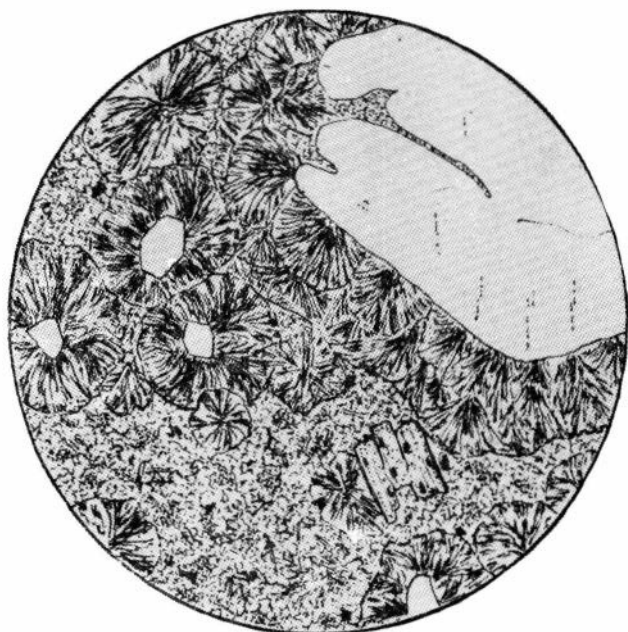
Фиг. 18. Вулканомиктовые породы алханайской свиты (а — гравелит неотсортированный, литокластический, гора Грицевская; б — песчанник слоистый отсортированный, р. Салня). Без анализатора, $d = 3,1$ мм.



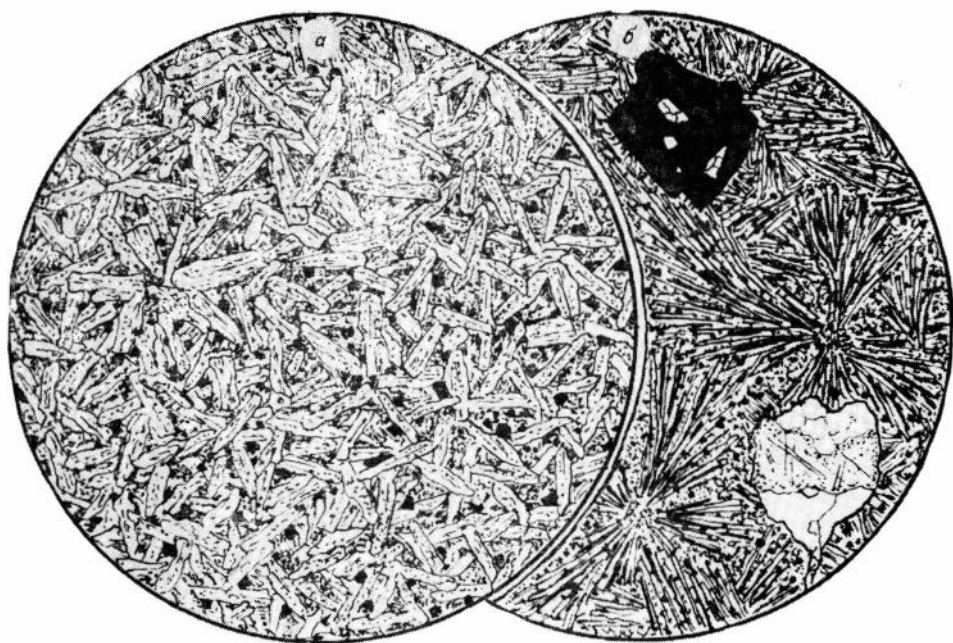
Фиг. 19. Кварцсодержащий диорит, р. Дыбыкса. Без анализатора, увел. 200. Видны реакционные каймы соссюритизации по андезину.



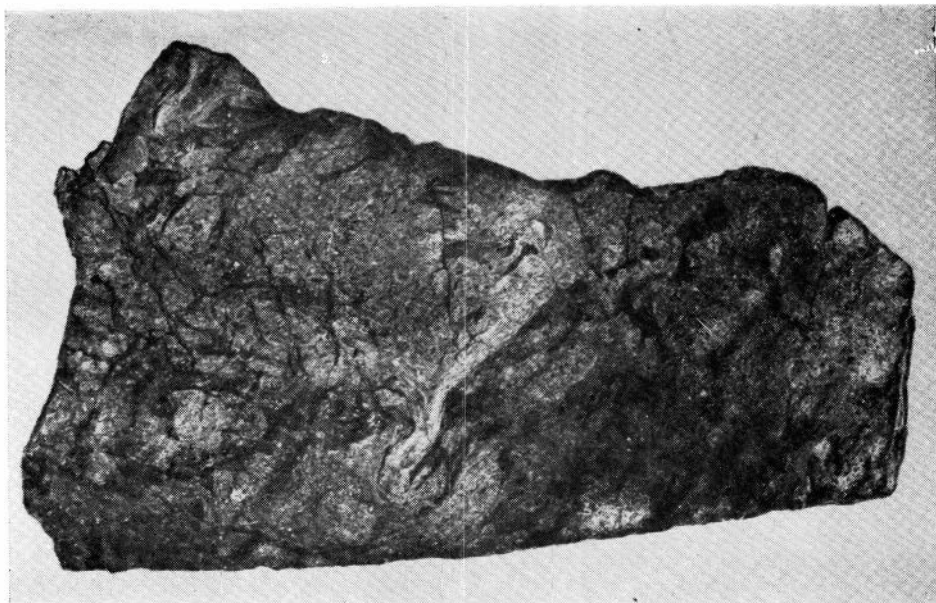
Фиг. 20. Кварцсодержащий диорит, р. Дыбыкса. Без анализатора, увел. 200. Микроклиновая кайма («футляр») альбита, образующаяся при интенсивной соссюритизации андезита.



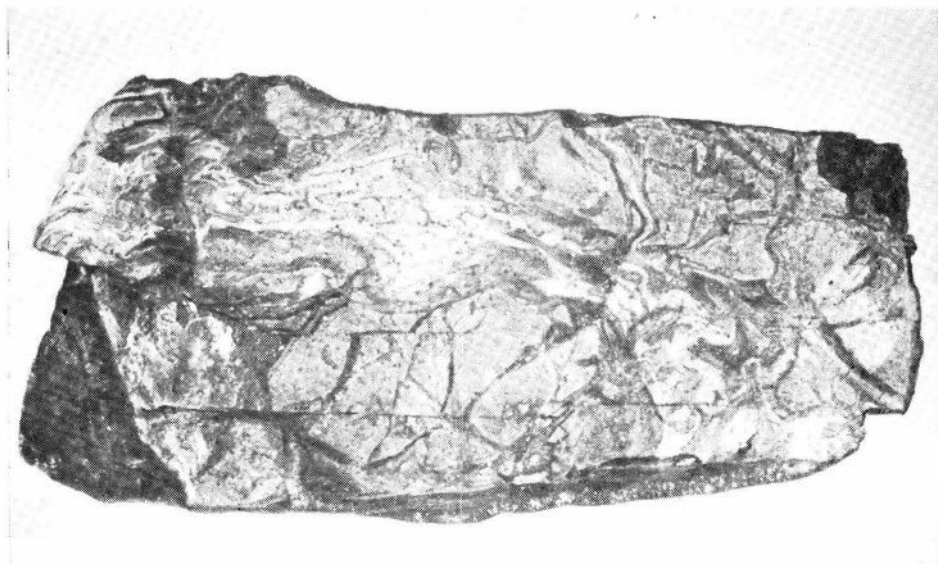
Фиг. 21. Гранит-порфир, дайка. Илинское месторождение, карьер № 5. Николл +, $d = 5,0$ мм. Сферолитовые образования щелочного полевого шпата, окаймляющие зерна кварца; основная масса аллотриоморфная,



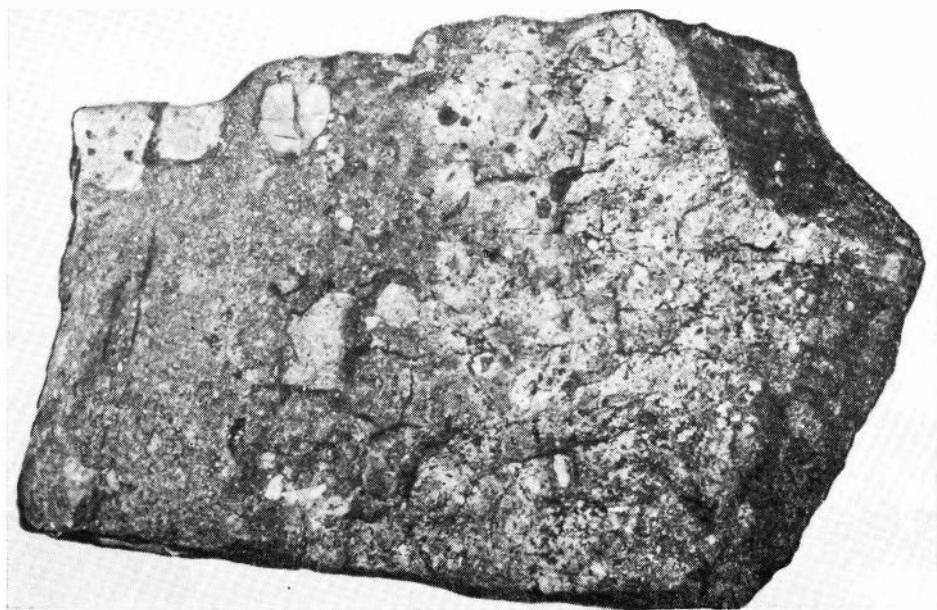
Фиг. 22. Диорит, дайка, Илинское месторождение (а — карьер № 2 — мелкозернистая диоритовая структура; б — Золотая Горка — метельчато-варнолитовая структура). Николл +, $d = 3,1$ мм.



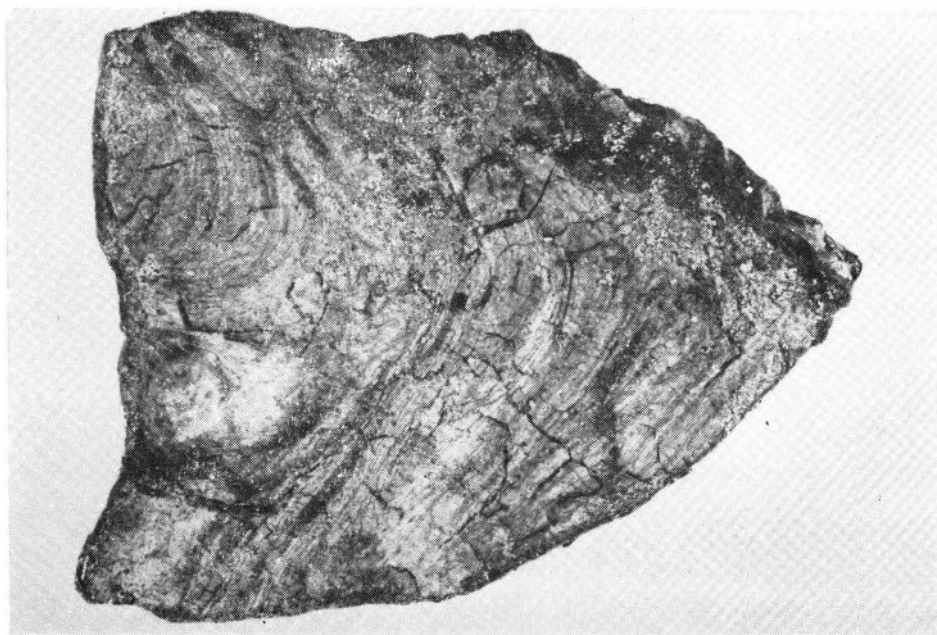
Фиг. 23. Лавобрекчия риолитового порфира субцелочного состава, р. Шиногда, жертвовый массив. 1/4 натур. вел. Грибообразная флюидалность вязких лав, образующаяся при выдавливании распада.



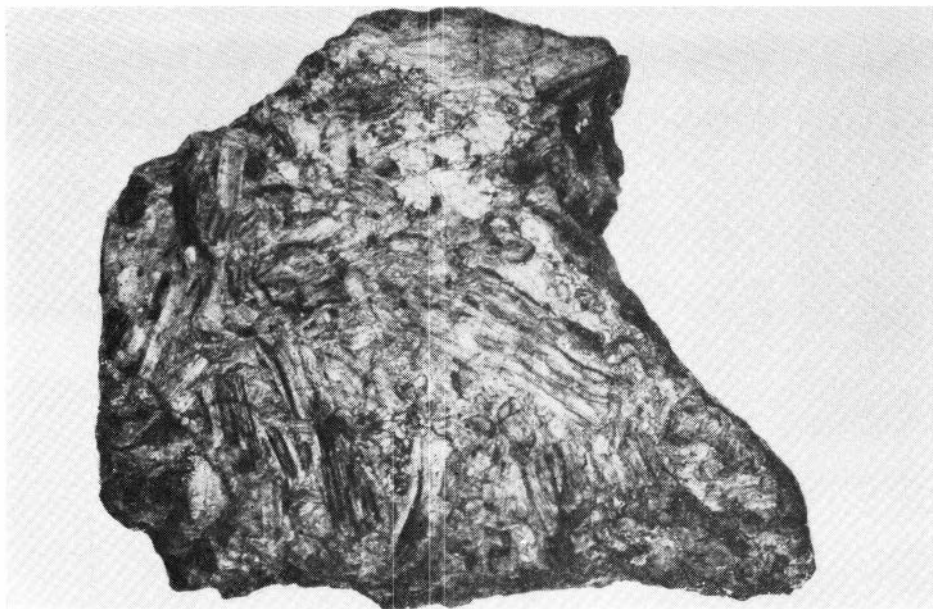
Фиг. 24. Лавобрекчия риолитового порфира субцелочного состава, р. Шиногда, жертвовый массив. 1/2 натур. вел. Сложная плейчатая флюидалность очень вязких лав.



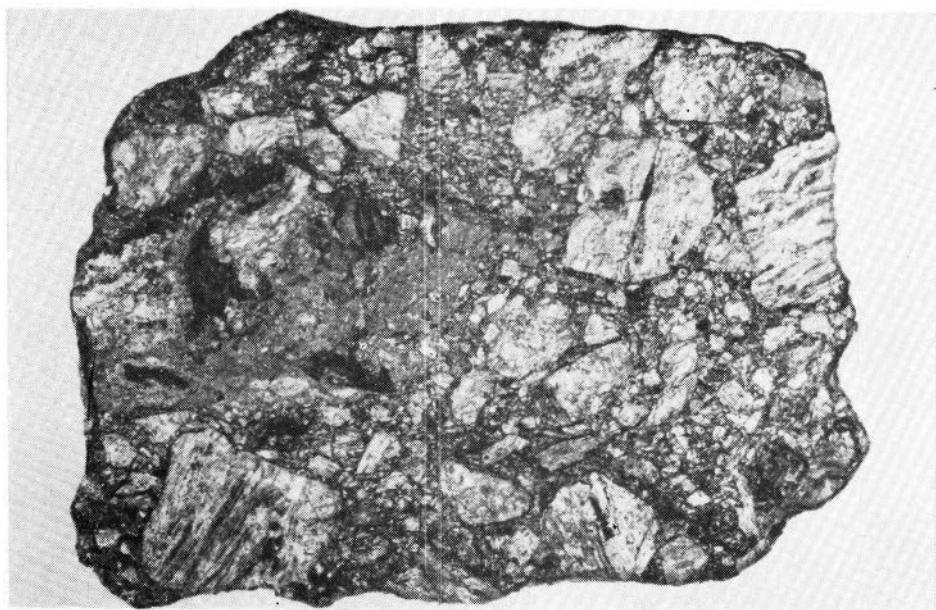
Фиг. 25. Вулканическая брекчия, р. Делюн, жерловая фация. 1/2 натур. вел. Неотсортированные округлые и остроугольные обломки вулканогенных, магматических пород и минералов, растрескавшихся и обжатых в мелкоосколочном цементе.



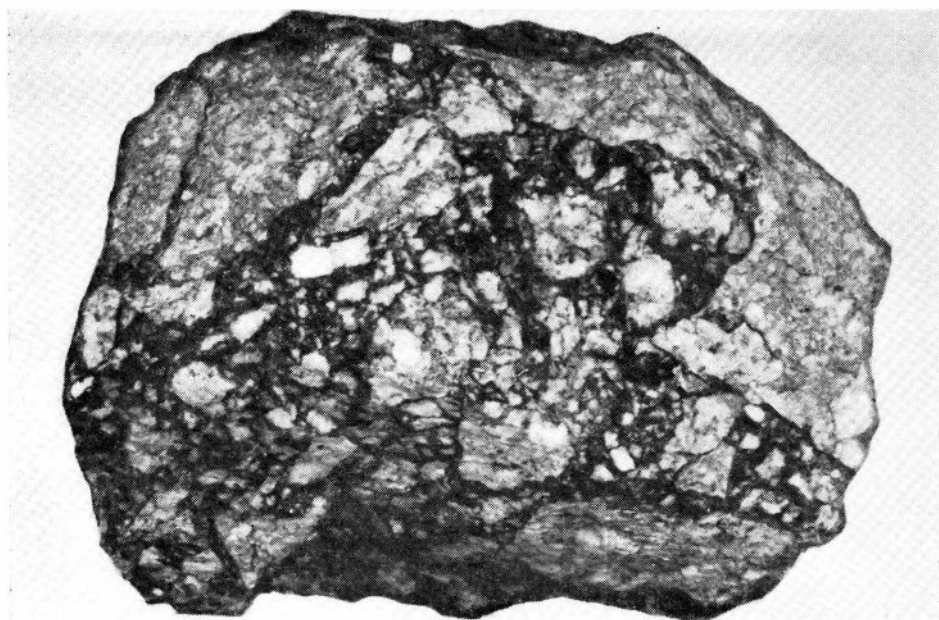
Фиг. 26. Риолитовый порфир субцелочной, р. Улотуй, жерловая фация. 2/3 натур. вел. Флюидальность «завихрения» вязких лав.



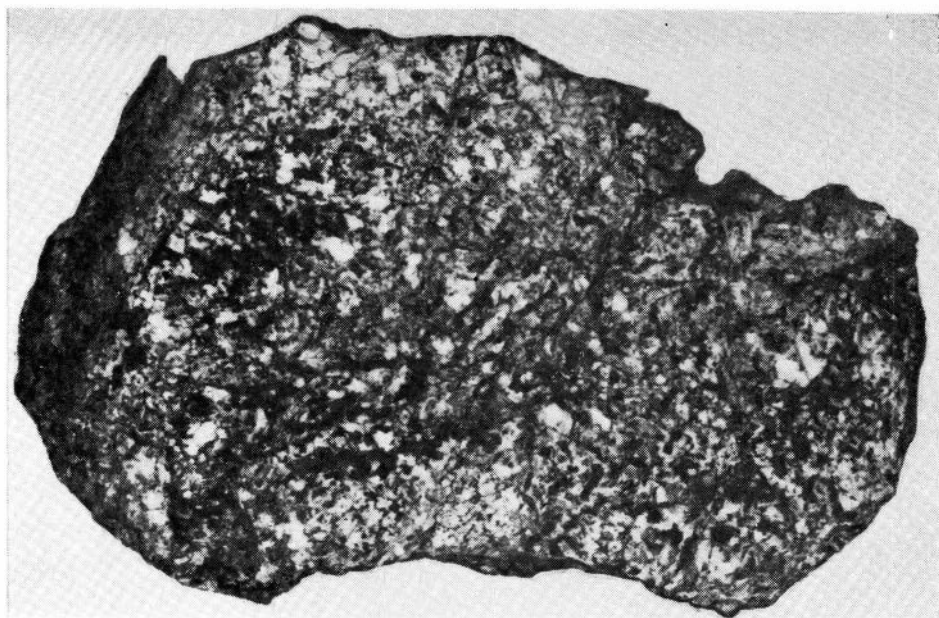
Фиг. 27. Лавобрекция риолитового порфира, р. Уютуй, изверловая фация. 1/5 натур. вел. Ломаная, разорванная, загнутая флюидальность вязких лав.



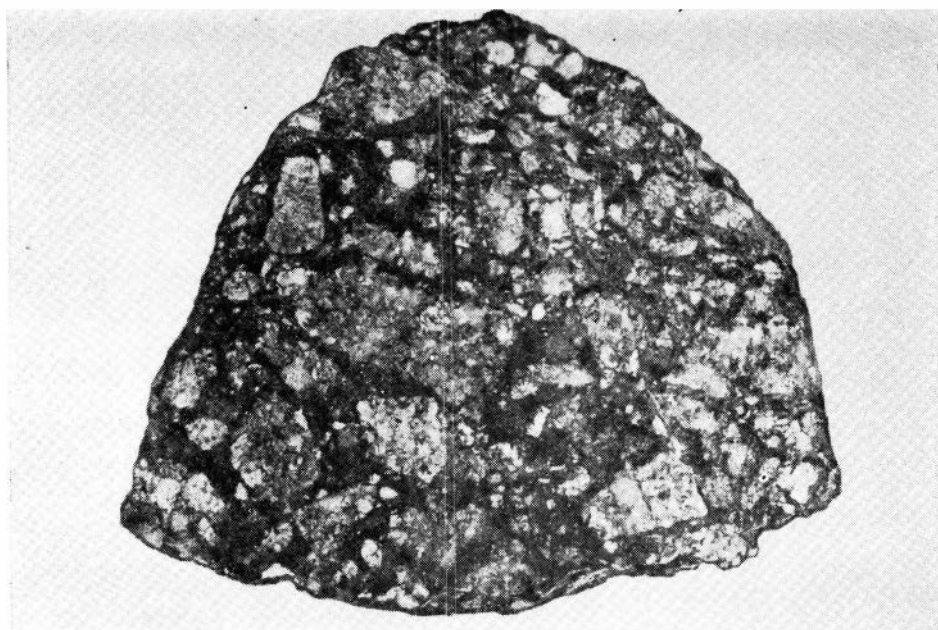
Фиг. 28. Тектоническая брекчия по флюидальным кислым лавам, гора Грицевская. 2/3 натур. вел. Цемент мелкозернистый, перекристаллизованный в результате гидротермальной аргиллизации.



Фиг. 29. Брекчия по кварц-полевошпатовым породам с кварц-турмалиновым метасоматическим цементом. Водораздел рек Дыбыкса—Славянка. Ум. 2.



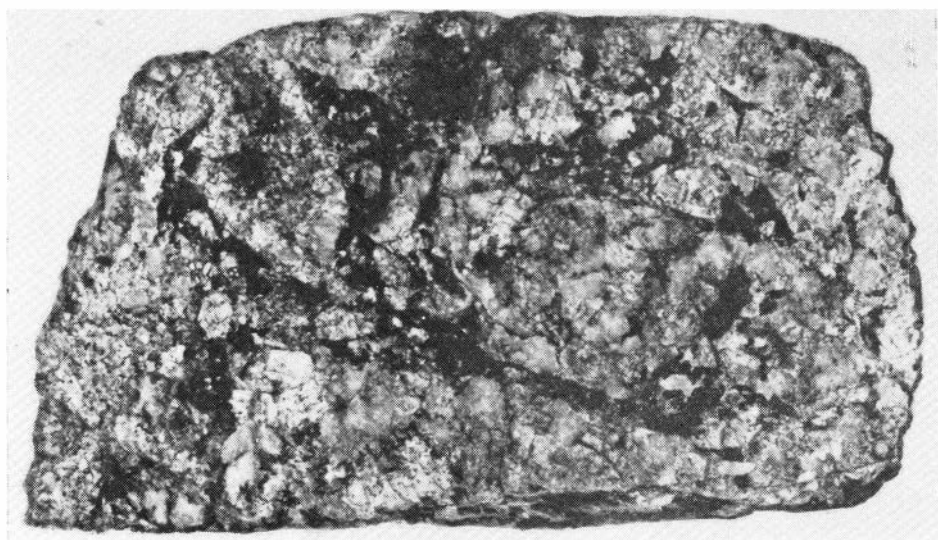
Фиг. 30. Пятнистые тела кварц-турмалиновых метасоматитов по брекчированным гранитам, гора Байца. Натур. вел.



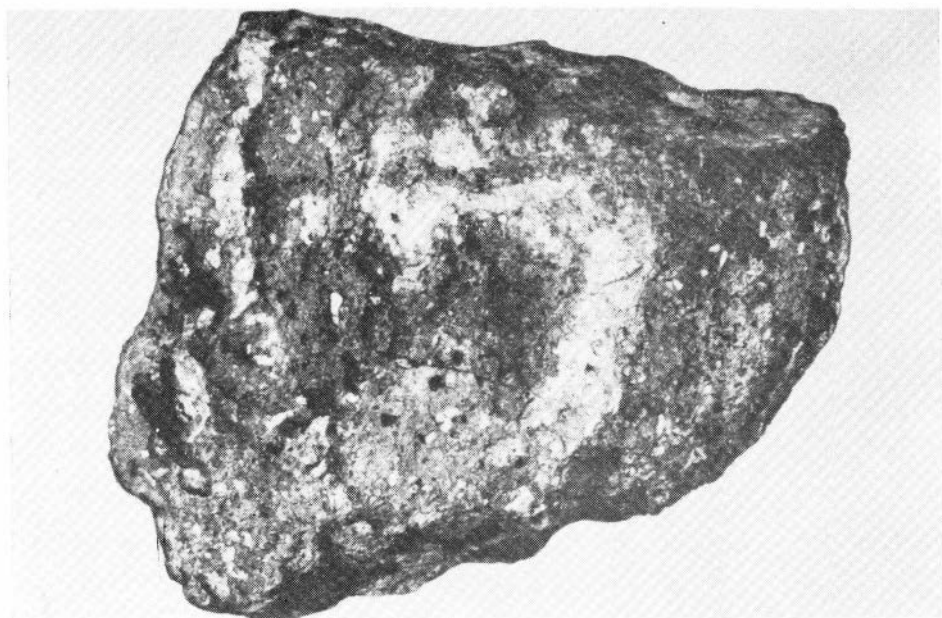
Фиг. 31. Тектоническая брекчия по гранитам, мелкоосколочная, Илинское месторождение, карьер № 1. Увел. 1,5. Обломки цементированы мелкой крошкой, перекристаллизованной в результате наложенных гидротермальных процессов.



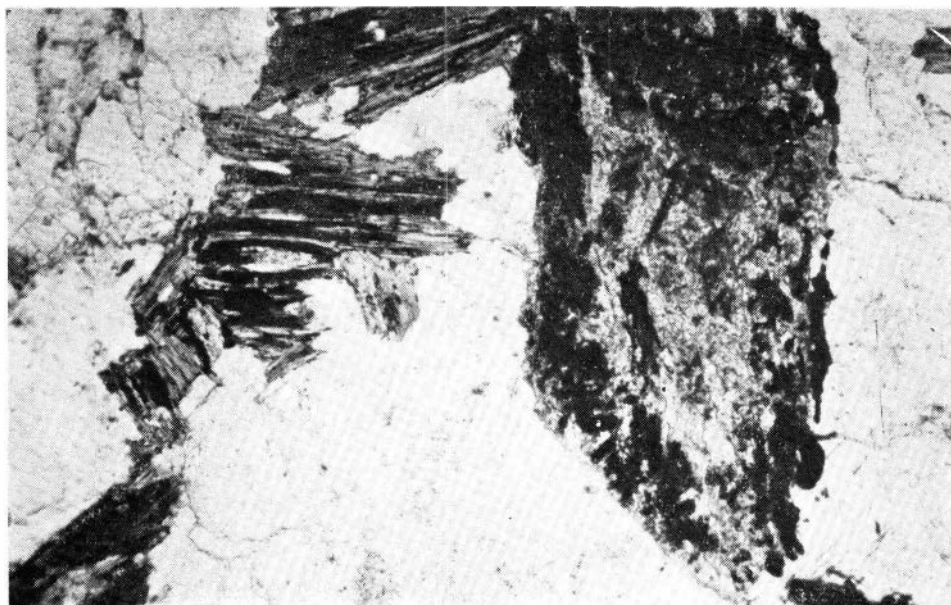
Фиг. 32. Тектоническая брекчия по гранитам с различным размером обломков, Илинское месторождение, карьер № 2. Ум. 2. Наложённая гидротермальная минерализация изменила мелкую крошку цемента. Пирит обрастает обломки гранитов.



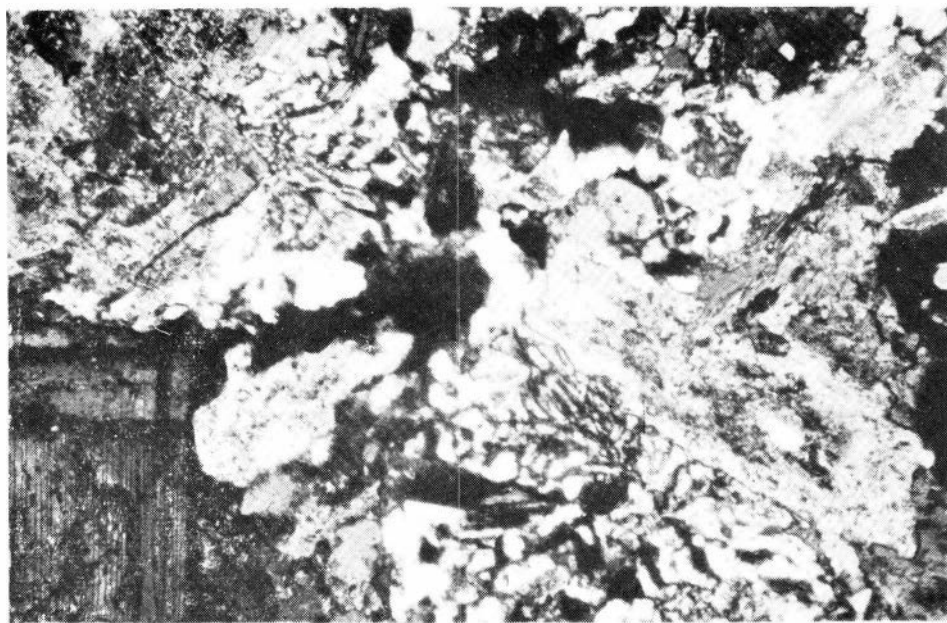
Фиг. 33. Тектоническая брекчия по гранитам, крупнообломочная, Илинское месторождение, карьер № 1. Натур. вел. Крупные обломки частично повернуты относительно друг друга, мелкие — растащены и раздроблены, цемент брекчин перекристаллизован (кварц, альбит, серицит, карбонат, пирит).



Фиг. 34. Характер развития гидробериллов (светлое) по дробленным кварц-турмалин-пиритовым метасоматитам, Илинское месторождение. Натур. вел.



Фиг. 35. Характер замещения актинолита хлоритом (светлое) в парагенезисе с кварцем и землистым эпидотом (темное), Дыбыкшское месторождение. Без анализатора, увел. 40.



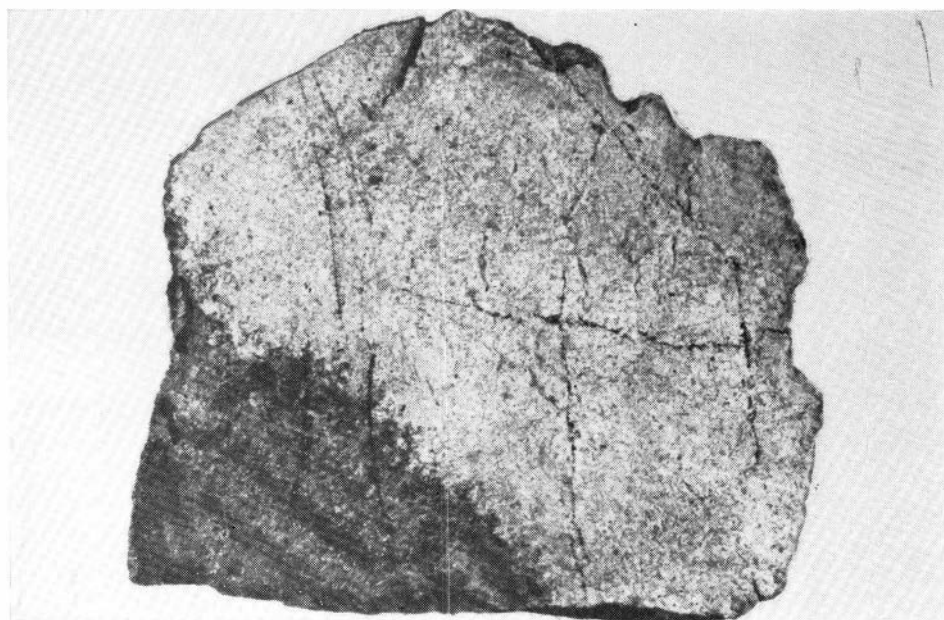
Фиг. 36. «Графофириноподобная структура», возникающая при окварцевании и альбитизации диоритов, Дыбыкшское месторождение. Никели подискрещены, увел. 40.



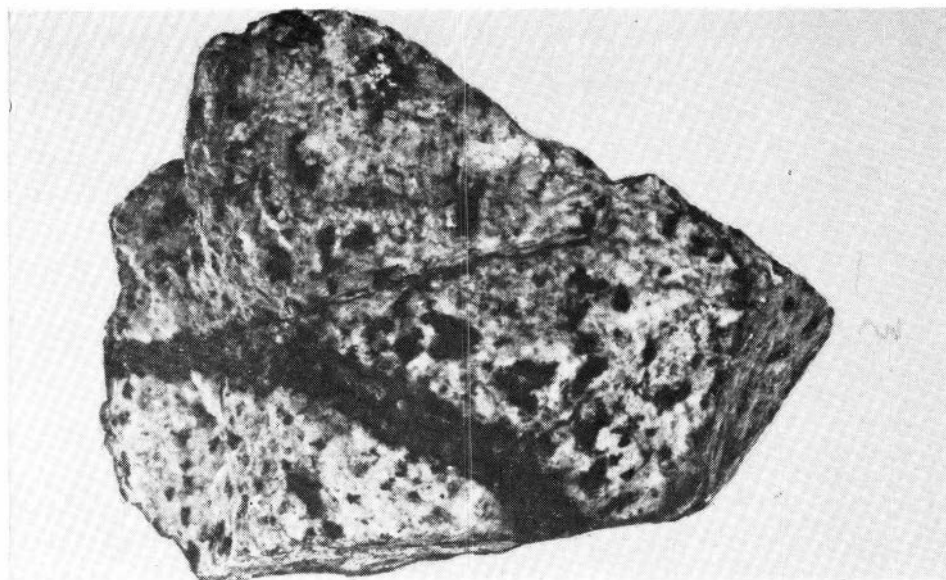
Фиг. 37. Структурный рисунок кварц-полевошпатовых метасоматитов, Дыбыкениское месторождение (карьер). Никколи скрещены, увел. 40.



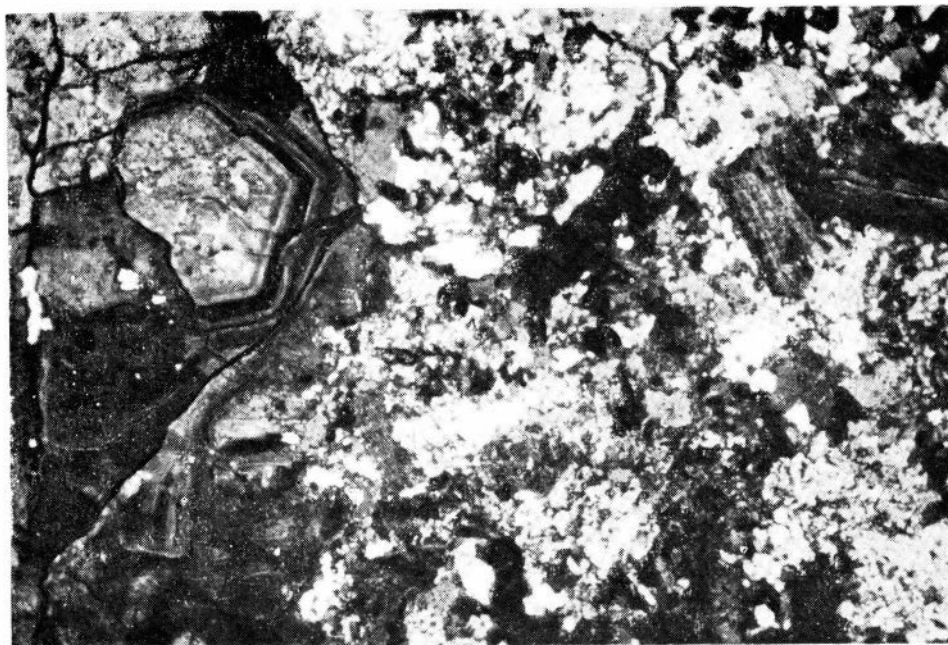
Фиг. 38. Биотит-анатитовые метасоматиты (светло-серое и прозрачное — кварц, темное — реликтовый альбит, справа в центре золото, внизу крупный кристалл анатита, биотит — чешуйчатый), Дыбыкениское месторождение. Никколи подскрещены, увел. 40.



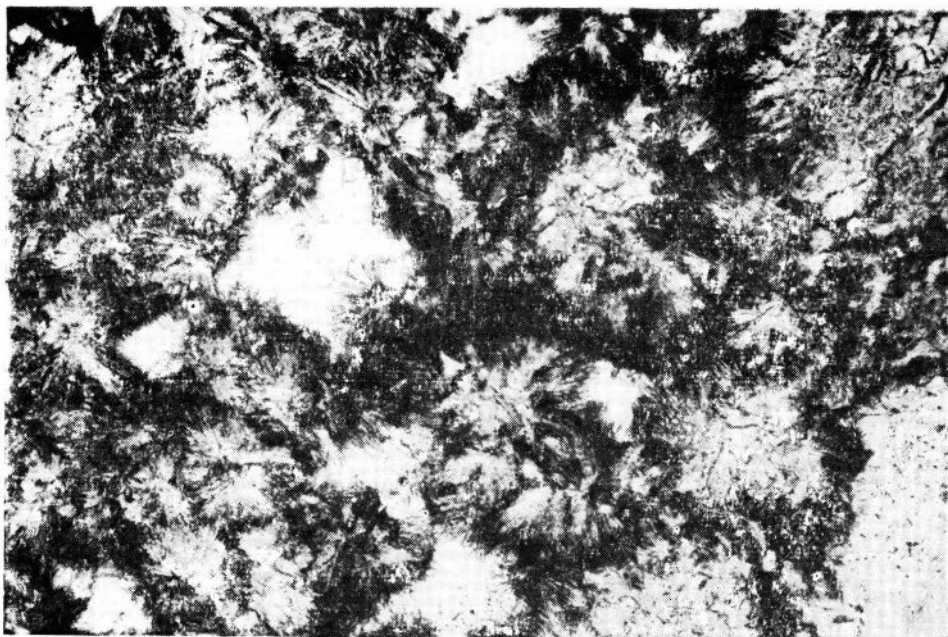
Фиг. 39. Турмалин (индиголит) образует шпильки, прожилки и мелкую вкрапленность в кварц-полевошпатовых метасоматитах, Дыбыкенское месторождение. Ум. 2.



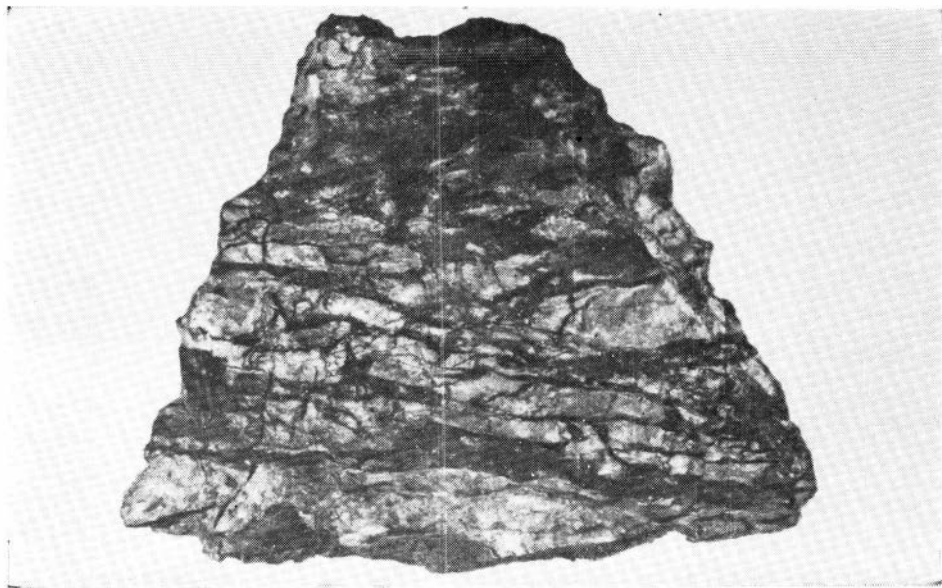
Фиг. 40. Фрагмент фиг. 39. Увел. 20.



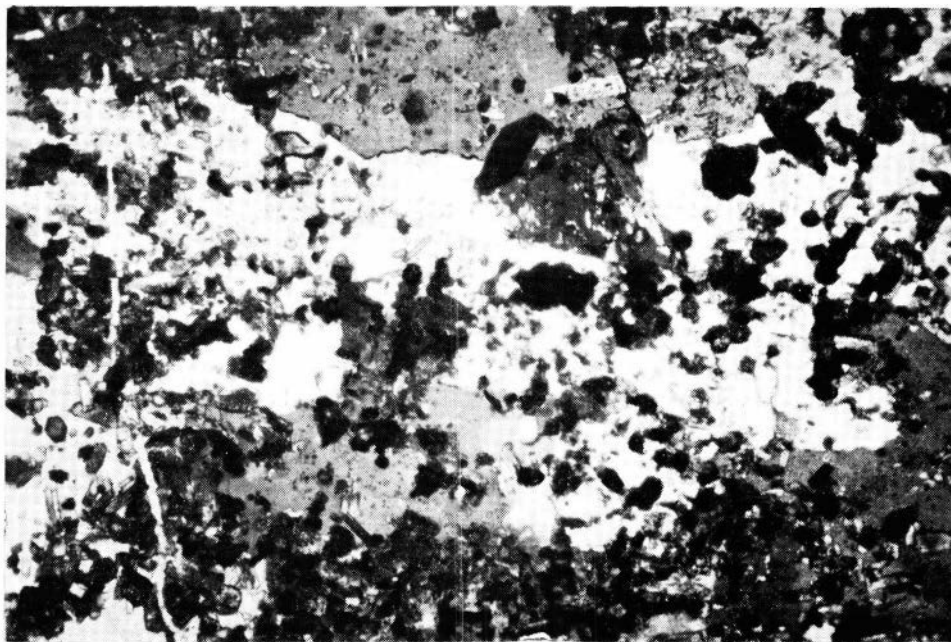
Фиг. 41. Кристаллы зонального турмалина (индиголита) в кварц-полевошпатовых метасоматитах, Дыбыкенское месторождение. Николы полускращены, увел. 20.



Фиг. 42. Массивные кварц-турмалиновые метасоматиты (черное, полупрозрачное, землистое и радиально-лучистое — турмалин, светлое — кварц), Дыбыкенское месторождение, водораздел. Без анализатора, увел. 160.



Фиг. 43. Кварц-турмалиновый метасоматит из маломощных зон дробления среди гранитов, Дыбыкешское рудное поле. Натур. вел.



Фиг. 44. Кварц-турмалиновый метасоматит из маломощных зон дробления среди гранитов, Дыбыкешское рудное поле. Без анализатора, увел. 15.

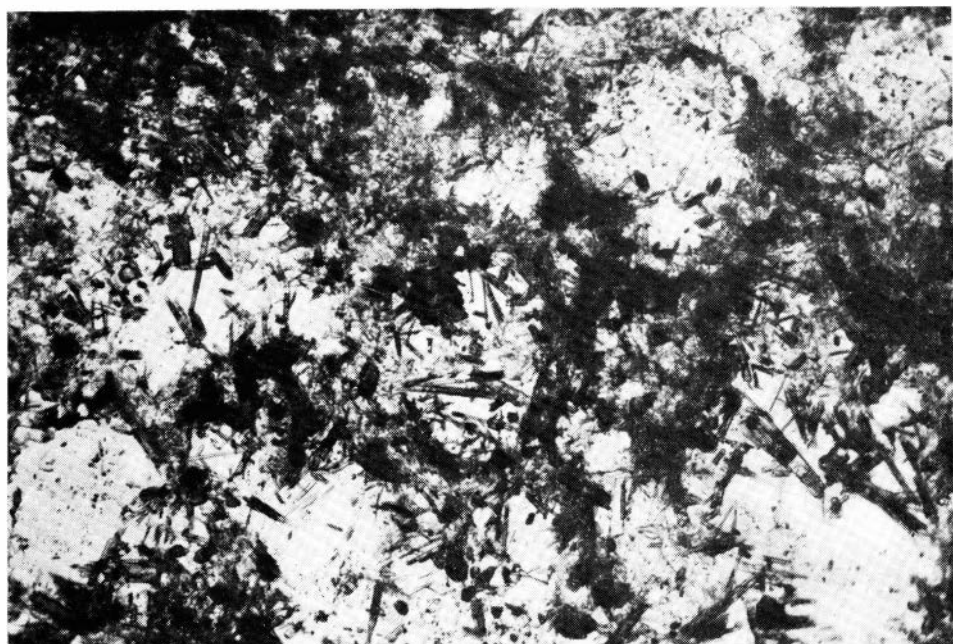
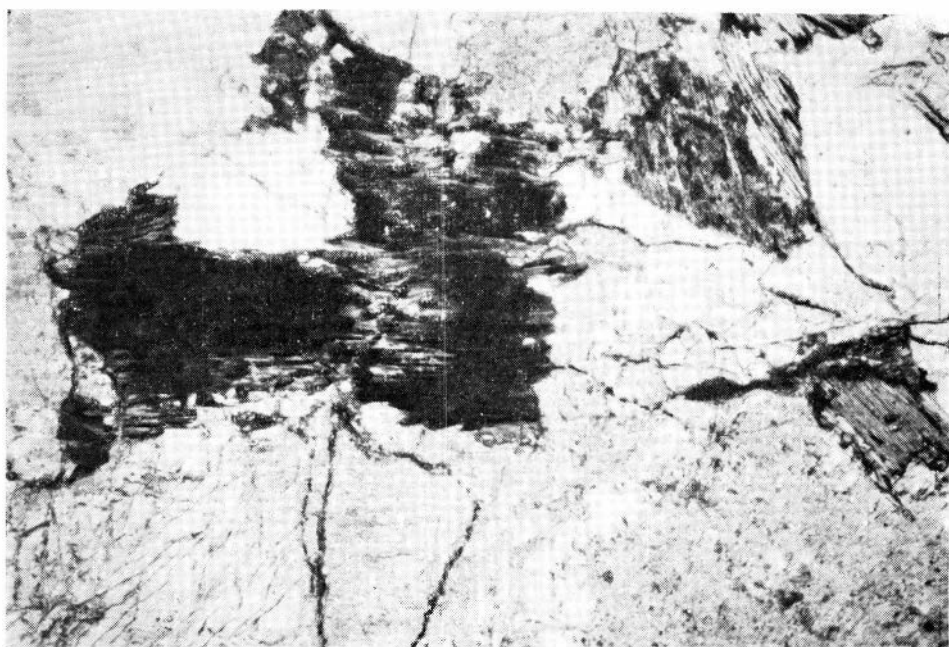


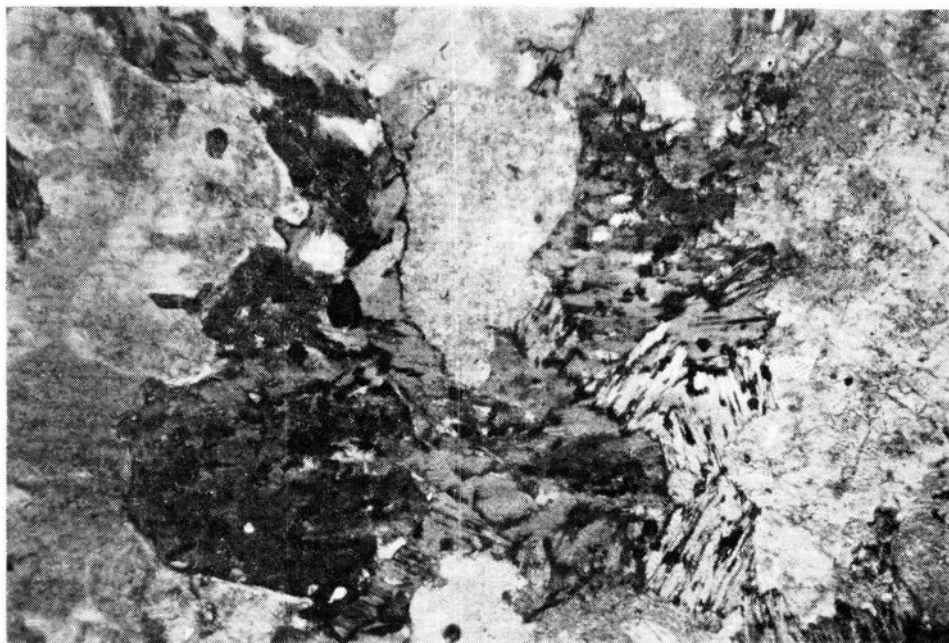
Рис. 45. Кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты, Илинское месторождение. Без анализатора, увел. 10.



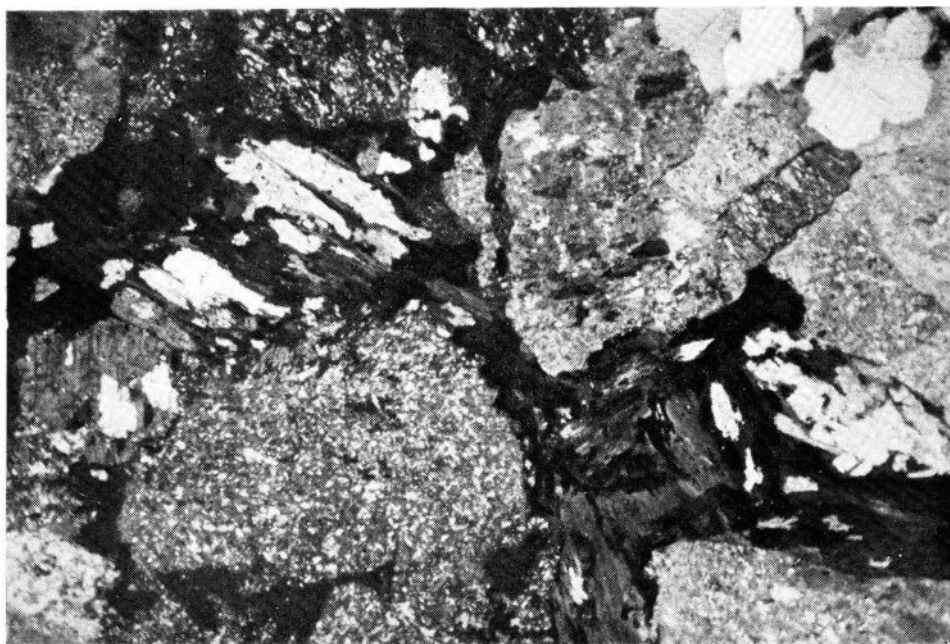
Фиг. 46. Кварц-турмалин-пиритовые метасоматиты. Фрагмент фиг. 45. Увел. 30.



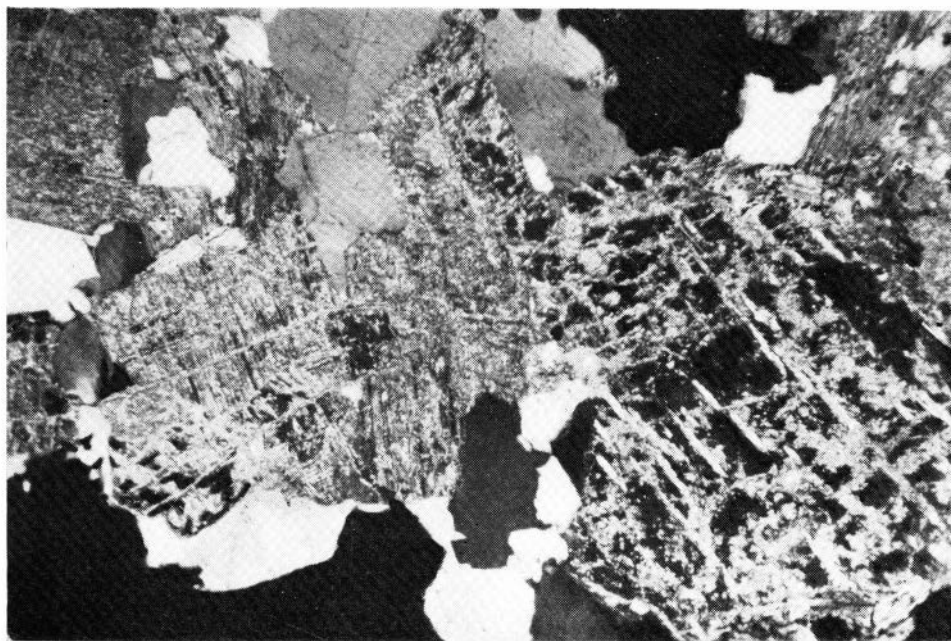
Фиг. 47. Начальная стадия замещения биотита хлоритоподобным минералом, Илинское месторождение. Без анализатора, увел. 40.



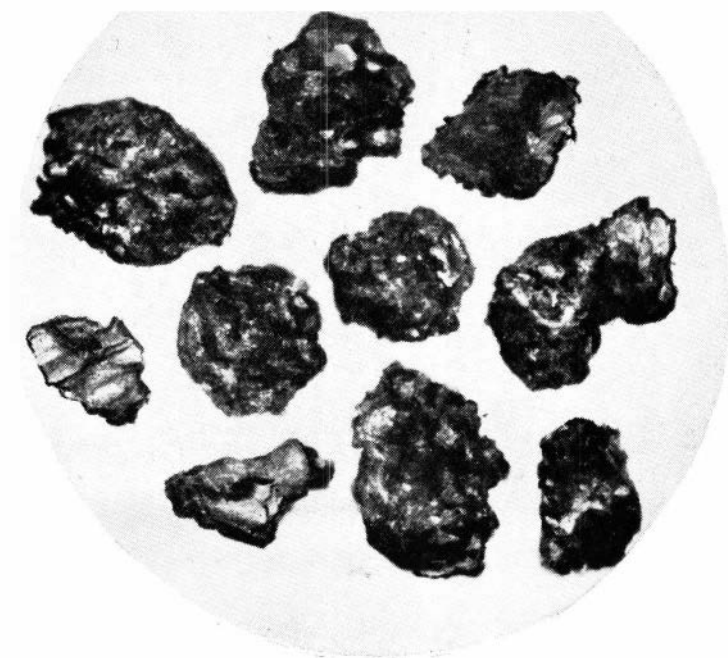
Фиг. 48. Замещение хлоритизированного амфибола карбонатом в парагенезисе с пиритом, кварцем и редкими чешуйками серицита, Илинское месторождение. Николь полу-скрещены, увел. 40.



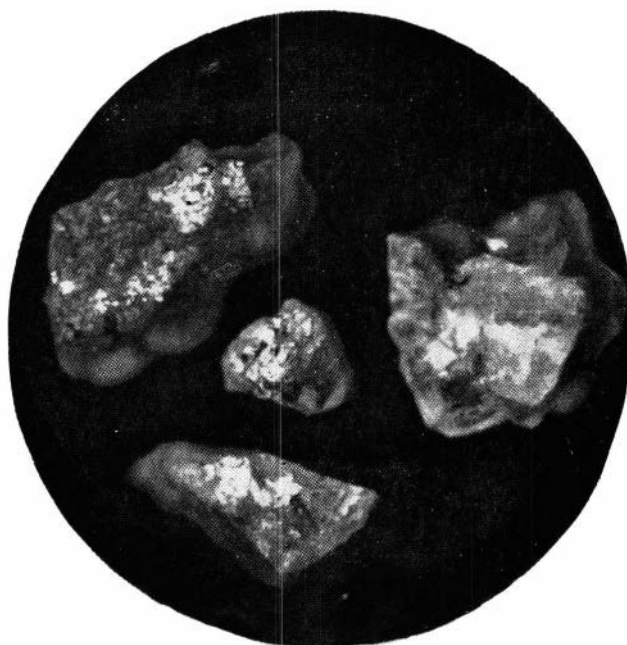
Фиг. 49. Начальная стадия замещения хлорита доломитом, а олигоклаза — кальцитом и серицитом. Иланское месторождение. Никколи полуосвещены, увел. 40.



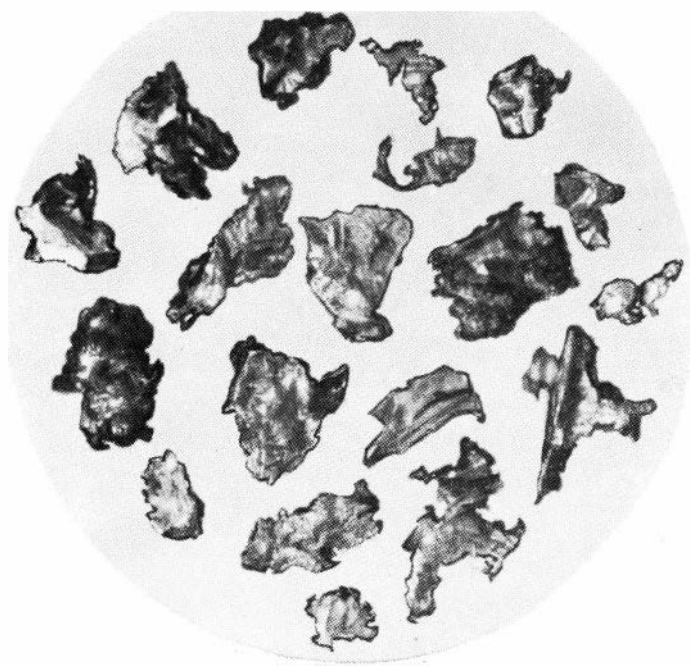
Фиг. 50. Характер замещения альбита мелкозернистыми серицитом, кварцем и гидрослюдами. Иланское месторождение. Никколи скрещены.



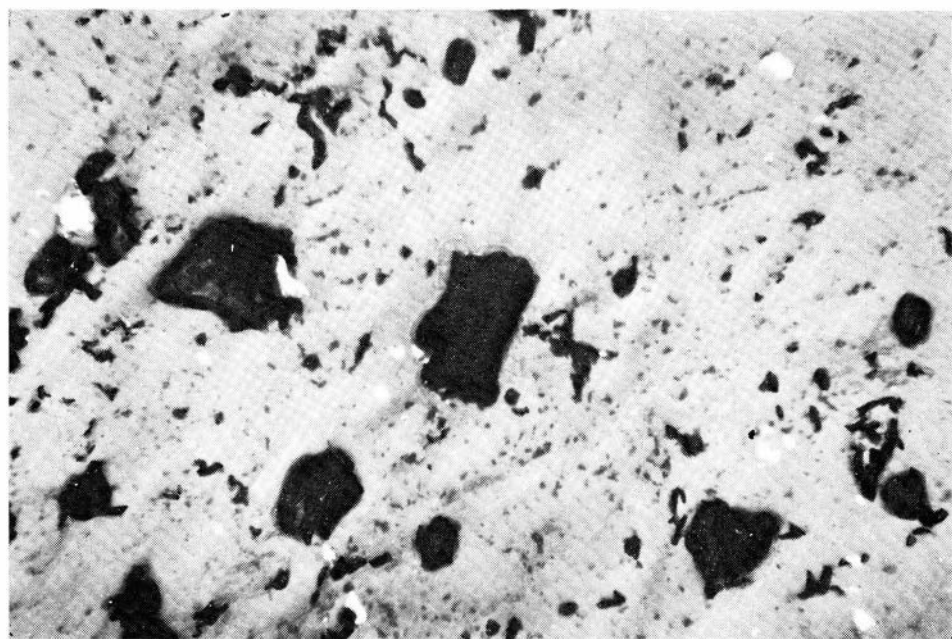
Фиг. 51. Тонкие пластинки и чешуйки золота (белое) в агрегатах тонкочешуйчатого биотита. Дыбыкениское месторождение. Увел. 40.



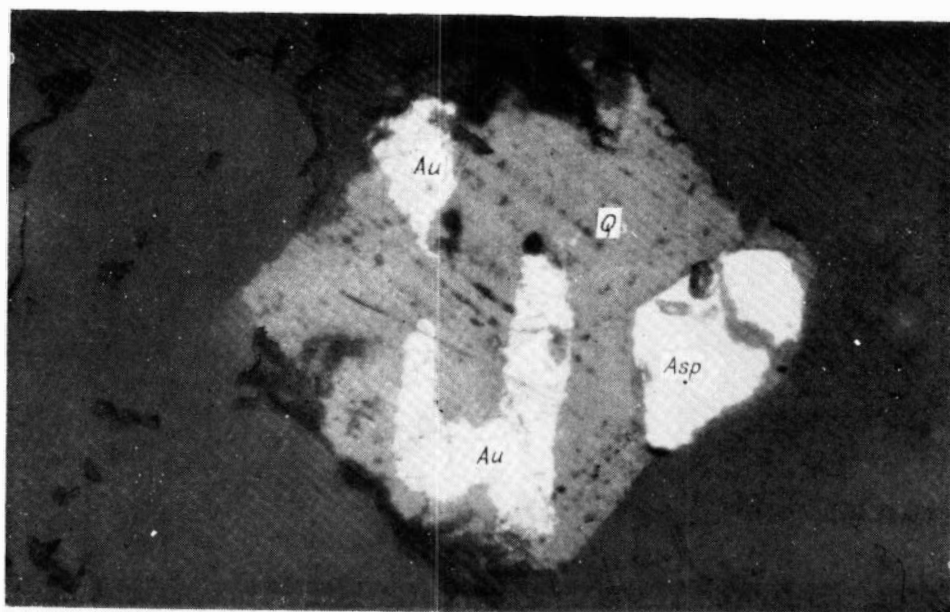
Фиг. 52. Золото на границах кристаллов анатита, Дыбыкениское месторождение. Увел. 40.



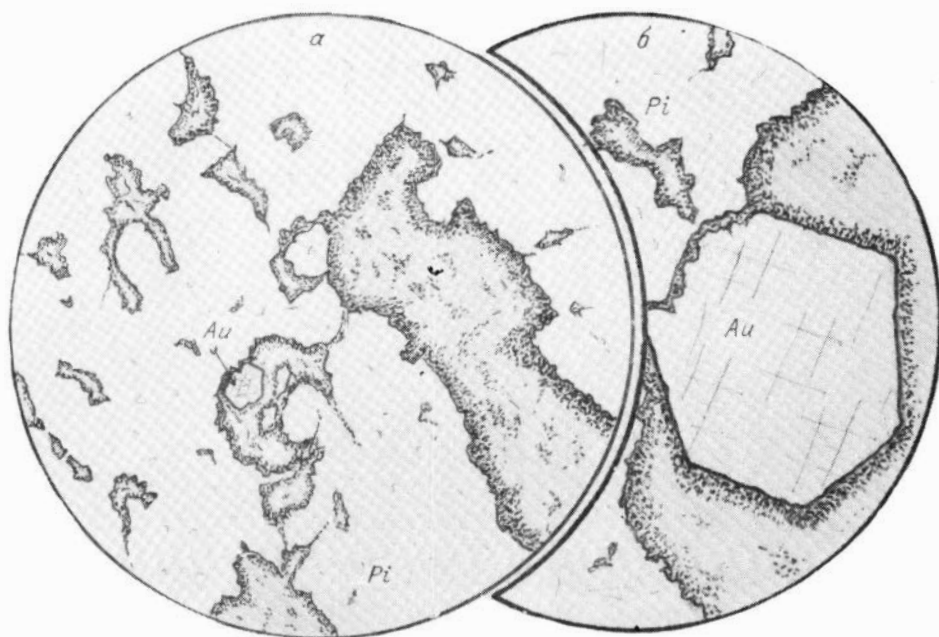
Фиг. 53. Формы золотин из биотит-анатитовых метасоматитов, Дыбыкшинское месторождение. Увел. 20.



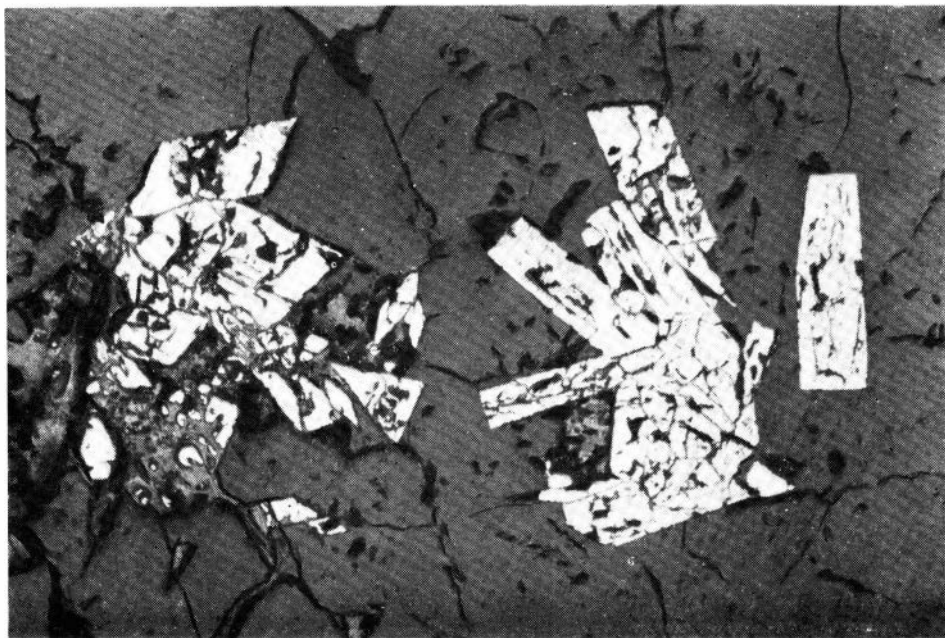
Фиг. 54. Мелкая вкрапленность пластинок золотин в гидроберезитах. Золото приурочено к кварцу, Палинское месторождение. Увел. 150.



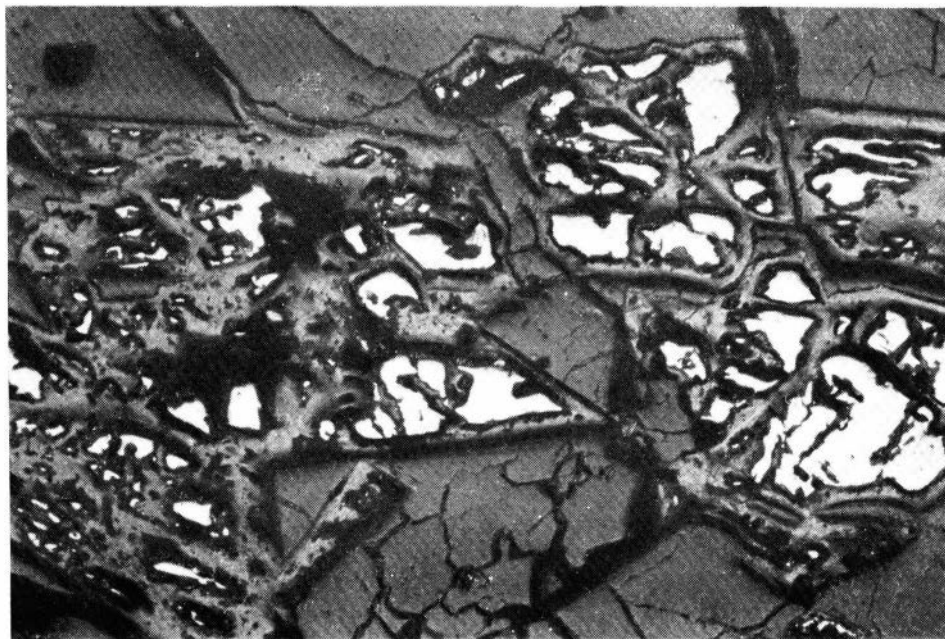
Фиг. 55. Гидробрезитовой метасоматит. Включение золотин в кварце. Белое — кристаллы арсенопирита, Плиское месторождение. Увел. 450.



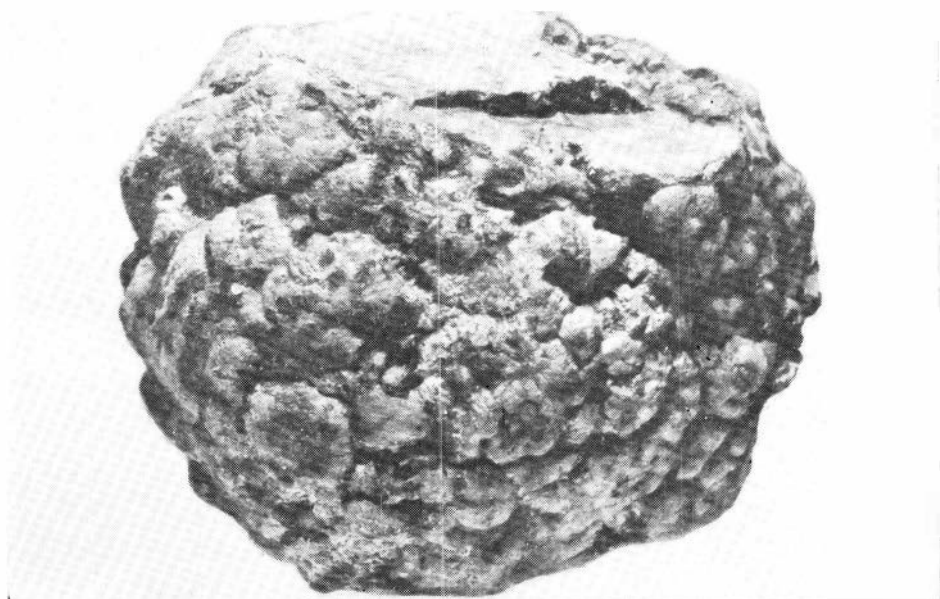
Фиг. 56. Золото (Au) в пирите (Pi), Плиское месторождение. Иммерсия.
а — дендритообразная пластинчатая частичка золота в полости пирита, увел. 900; б — деталь с 7-кратным увел.; заметны штриховка и грани.



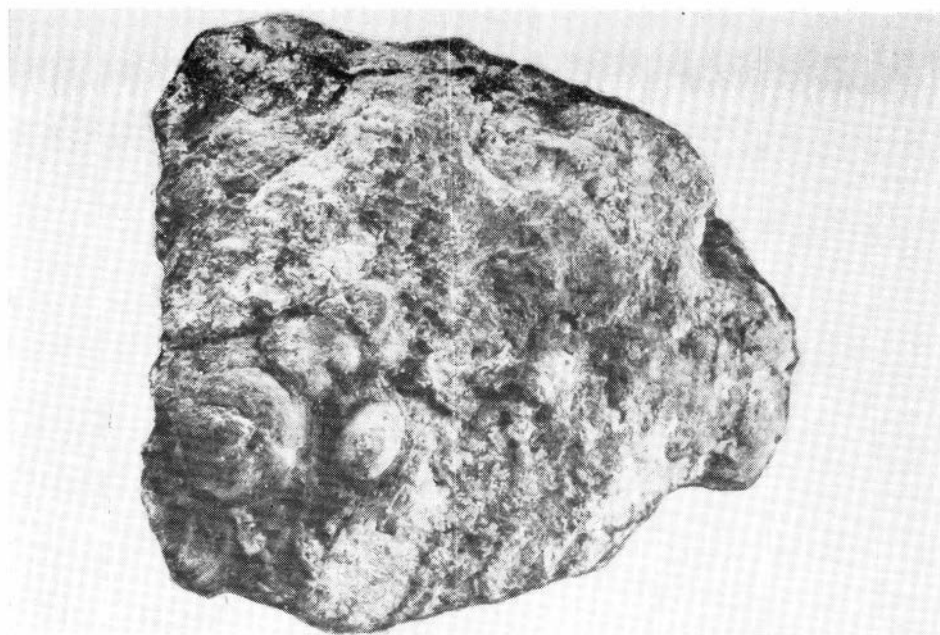
Фиг. 57. Начальная стадия замещения арсенопирита скородитом, участок Шиннога.
Увел. 80.



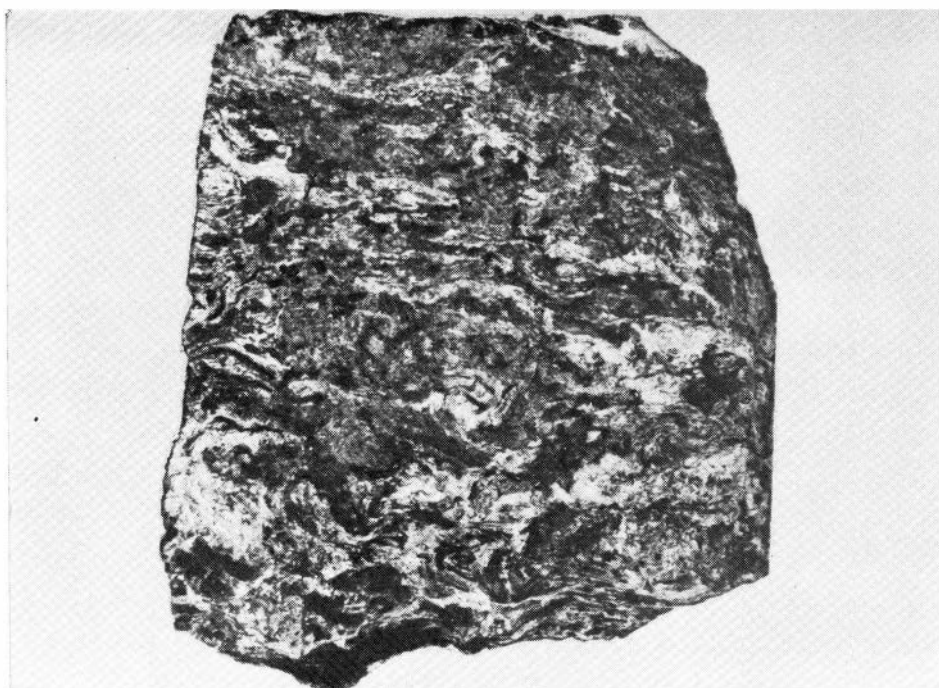
Фиг. 58. Пестельчатая микроструктура замещения арсенопирита (белый, рельефный) скородитом (серый, пористый). В массе скородита единичные выделения кварца.
Увел. 80.



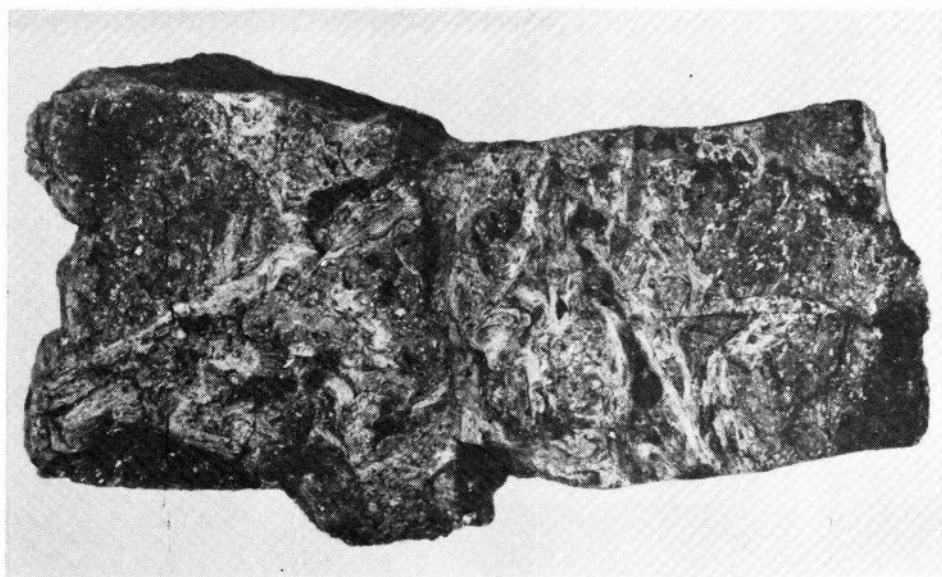
Фиг. 59. Сферолиты в субцелочном риолитовом порфире, гора Грицевская. 2/3 натур. вел.



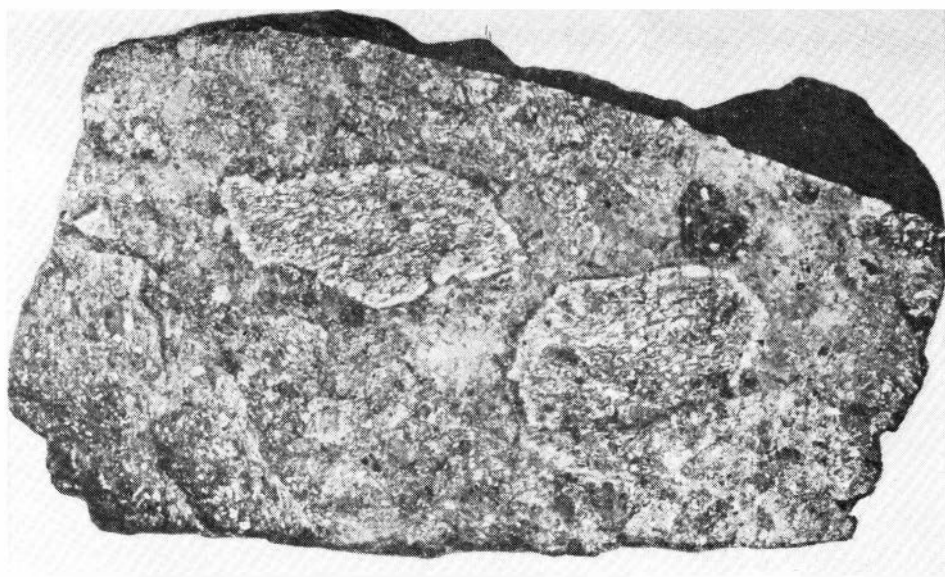
Фиг. 60. Сферолиты в субцелочном риолитовом порфире, гора Грицевская. 2/3 натур. вел.



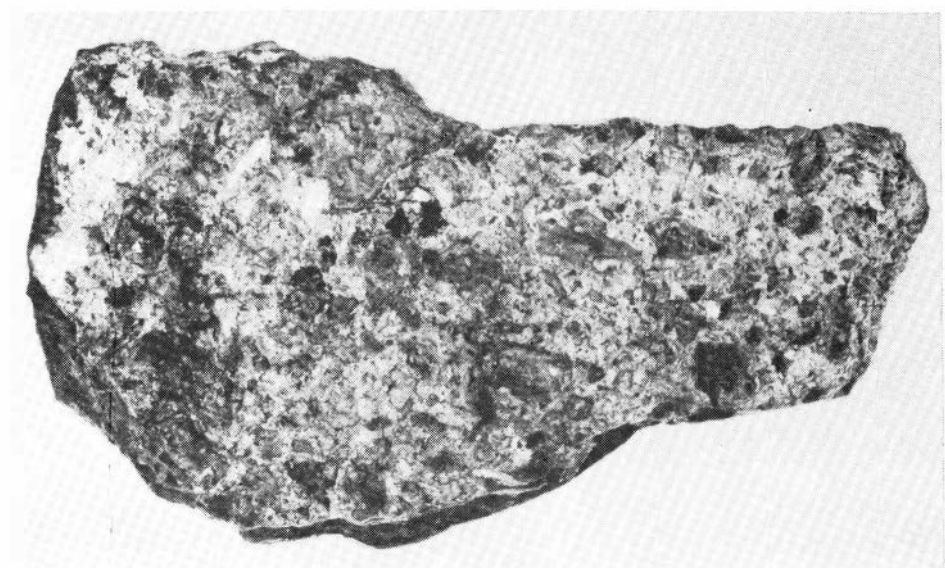
Фиг. 61. Субвулканический риолитовый порфир с четкой флюидальной текстурой, гора Грищевская. 2/3 натур. вел.



Фиг. 62. Вулканическая брекчия волочения краевых зон жерлового массива со следами флюидальности, р. Шинюгда. 2/3 натур. вел.



Фиг. 63. Лавобрекчия дацитового порфира, падь Ужбогоё. 1/4 натур. вел.



Фиг. 64. Лавобрекчия дацитового порфира, падь Ужбогоё. 1/4 натур. вел.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I. Геологическое строение Алханайского района	
Общие сведения о геологии района	5
Строение и состав юрских вулканогенных толщ	7
Интрузивный магматизм	21
Тектоника района	27
Типы брекчий Алханайского района	30
Геологическое строение золоторудных месторождений	33
Часть II. Метасоматизм и рудообразование Алханайского района	
Метасоматически измененные породы	39
Рудные минералы и минеральные ассоциации золоторудной минерализации Алханайского района	59
Геохимические и физико-химические условия постмагматического минерало- и рудообразования в Алханайском районе	65
Этапы и стадии постмагматического минерало- и рудообразования	84
Структурно-метасоматический контроль золоторудной минерализации	87
Схема строения и развития метасоматически зональной термогидроколонны и положение в ней золотого оруденения	91
Заключение	101
Литература	105
Приложение 1 (таблицы химических, спектральных, рентгеноструктурных и других анализов)	111
Приложение 2 (зарисовки шлифов, фотографии шлифов, аншлифов, пород и минералов)	133

Борис Николаевич Лапин, Иван Николаевич Широких

ГЕОЛОГИЯ, МЕТАСОМАТИЗМ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (Алханайский район)

Ответственный редактор Валерий Алексеевич Кузнецов

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Е. С. Иванова

Художественный редактор М. Ф. Глазырина

Художник Н. А. Савельева, Технический редактор Ф. Ф. Орлова

Корректоры А. В. Пименов, С. М. Погудина

ИБ № 10945

Сдано в набор 17.12.80. Подписано к печати 15.10.81. МП-12028. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 11,6+2,8 на мел. бум. Усл. кр.-отт 14,8. Уч. -изд. л. 14,8. Тираж 1000 экз. Заказ 397. Цена 2 р. 20 к.

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