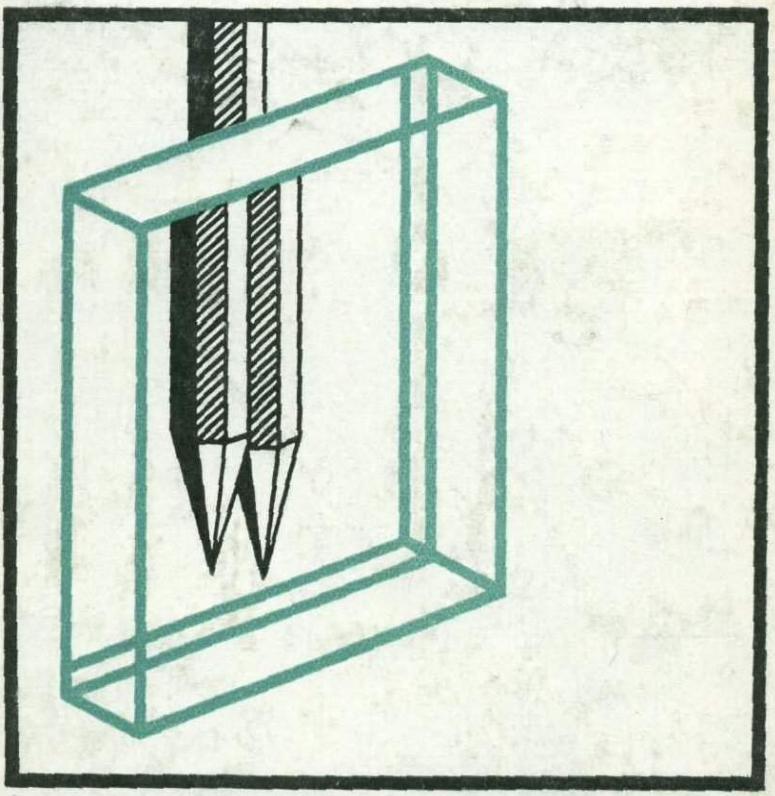
Н.И.АНДРУСЕНКО

# МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ИСЛАНДСКОГО ШПАТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



Н. И. АНДРУСЕНКО

549+553.613
А 65

# МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ИСЛАНДСКОГО ШПАТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зак



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1971



УДК 549.742.111(571.5)

**Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы.** *Андрусенко Н. И.* М., изд-во «Недра», 1971, стр. 228.

В работе обобщены материалы по минералогии и генезису месторождений оптического кальцита в трапповых формациях центральной части Сибирской платформы, во многом основанные на личных исследованиях автора.

Месторождения оптического кальцита со своеобразной цеолитовой минерализацией локализованы в нижнетриасовой части мезозойского разреза — в базальтах нижненидымской подсвиты, в агломератовых туфах нижнекорвунчанской подсвиты и в субвулканических трапповых телах. Последние связаны с наиболее поздними субщелочными дифференциатами интрузивных траппов тычанского комплекса. Месторождения контролируются вулкано-тектоническими структурами высокого порядка, развитыми на крыльях неглубоких котловин, в куполо-горстах, вулканических кальдерах и прижерловых зонах.

В итоге многолетнего изучения этих месторождений выявлены характерные черты их генезиса. Гидротермальный метасоматоз по траппам обоснован расчетами баланса вещества и экспериментами по выщелачиванию долеритов в автоклавах. Выделены две минеральные формации, объединяющие разнотемпературные комплексы минералов, детальное описание которых приводится. В результате исследований жидких включений установлена стадийность минералообразования, температурный режим и эволюция растворов, а также условия кристаллизации оптического кальцита.

Специфика минерализации и особенности генезиса исландского шпата обусловлены близповерхностным характером поствулканической гидротермальной деятельности, протекавшей при невысоких температурах и давлениях.

Продуктивное кальцитообразование происходило из слабокислых бикарбонатно-хлоридных растворов в интервале температур 50—200° С в условиях стабилизированных термодинамических параметров минералообразующей среды.

На основании анализа взаимосвязи геологической ситуации и минералообразующей среды выявлены закономерности процесса гидротермальной минерализации, связанной с сибирскими траппами, и намечены поисково-оценочные критерии и факторы контроля месторождений оптического кальцита.

Таблиц 53, иллюстраций 49, библиография — 149 названий.

2-9-4
13-71

*Посвящается светлой памяти*
*Александра Сергеевича ГУДКОВА*

# ВВЕДЕНИЕ

В позднепалеозойскую, мезозойскую и третичную эпохи в отдельных частях земного шара (Южная Африка, Индия, Южный Китай, Исландия, Сибирь) происходили грандиозные излияния лав основного состава. Извержения магматических расплавов, поднявшихся по глубинным разломам из верхней мантии, следовали вслед за бурной вулканической деятельностью эксплозивного характера, которая привела к накоплению пирокластических образований мощностью во многие сотни метров. После массовых излияний лав базальтоидного состава, покрывших щитом основных эффузивных пород громадные (до 1,5 млн. $км^2$) территории, в зонах периферических вулканических очагов формировались гидротермальные растворы, обеспечивающие обильную минерализацию траппов Карру, Деканского плато, Сибирской платформы. Интенсивность палеовулканической гидротермальной деятельности обусловлена обогащением основной магмы летучими компонентами, высоким содержанием кальция в базальтоидах и благоприятной структурно-тектонической обстановкой для гидротермального минералообразования.

С трапповой формацией Сибирской платформы связаны многие полезные ископаемые: железные руды, полиметаллы, графит, а в северо-западной части — медно-никелевое оруденение. Центральная часть Сибирской платформы, в междуречье Енисея и Лены, примечательна интенсивным развитием кальцитовой минерализации и наличием ценных месторождений оптического кальцита, которые являются самыми крупными в мире. С ним ассоциируют другие минеральные образования, такие как цеолиты, минералы стронция и бария, а также группы кремнезема, которые сами по себе представляют большой интерес для минералогов и могут оказаться потенциальными источниками минерального сырья. Особый интерес среди них имеют цеолиты, образовавшиеся в условиях широко развитой близповерхностной цеолитовой фации траппов. Изучение природных цеолитов может послужить основой для развития синтеза тех из них (шабазита, морденита), которые уже сейчас находят важное применение в промышленности как адсорбенты и молекулярные фильтры.

Гидротермальная минерализация траппов центральной части Сибирской платформы изучена сравнительно слабо и охарактеризована лишь в отдельных работах. Наиболее обстоятельными являются работы В. И. Кудряшовой, которая в районе среднего течения Нижней Тунгуски подробно изучила несколько сложных и труднодиагностируемых минеральных видов. Минерализация шаровых лав рассматривалась А. В. Скропышевым, Л. И. Четвериковым, Е. И. Гуриновой преимущественно в аспекте традиционного минералоописания.

В настоящей работе обобщены обширные фактические материалы по минералогии месторождений исландского шпата, собранные автором с 1952 по 1966 г., с частичным использованием данных предшествующих исследований. Основное внимание сосредоточено на изучении гидротермального процесса, связанного с палеовулканизмом Сибирской платформы, в самые поздние этапы которого сформировались в исключительно специфических условиях месторождения исландского шпата, являющегося редчайшим природным образованием.

Выяснение генезиса месторождений оптического кальцита потребовало детального изучения петрохимии и гидротермального метасоматоза вмещающих пород, парагенетических минеральных ассоциаций и минералогии самого исландского шпата.

Разработка этих вопросов необходима для обоснованного направления и повышения эффективности поисков новых его месторождений.

В работе уделено большое внимание стадийности гидротермального процесса минерализации траппов, а также термодинамическому режиму, геохимии и эволюции минералообразующих растворов. Эти вопросы рассмотрены на базе разностороннего изучения жидких включений в исландском шпате и сопутствующих ему минералах. Особенно насыщенным включениями оказался кальцит, кристаллы которого иногда содержат крупные вакуоли, заключающие до 1,5—2 $см^3$ маточных растворов. Такие включения, как консерваты минералообразующих гидротерм, являются прямыми свидетелями эндогенного минералообразования. Их изучение производилось путем разнообразных термобарогеохимических методов, что позволило выявить основные термодинамические параметры гидротермального процесса. Исследование включений в минералах-спутниках помогло определить температурные рамки стадийности минералообразования и установить эволюцию растворов во времени.

Автор надеется, что такой по существу первый опыт комплексной характеристики гидротермальной минерализации траппов, рассмотренной во взаимосвязи геологической и минералогической среды, представит интерес для читателей, внесет определенный вклад в развитие общей теории эндогенного минералообразования и поможет изучению уже известных и возможных новых видов минерального сырья трапповых формаций.

В обработке материалов принимали участие О. М. Салтыков, В. В. Дронов, М. С. Васильева, Е. Д. Надеждина, Н. В. Агуреева, которым автор выражает свою искреннюю признательность.

Автор глубоко благодарен доктору геолого-минералогических наук Н. П. Ермакову и член-корреспонденту АН СССР Н. И. Хитарову за помощь в проведении экспериментов, систематические консультации и внимание к работе, докторам геолого-минералогических наук М. Н. Годлевскому, Е. Я Киевленко, В. П. Петрову и кандидатам геолого-минералогических наук Ю. И. Дмитриеву, В. В. Юдиной — за ценные советы и замечания, кандидату геолого-минералогических наук Н. И. Ильину и геологам К. К. Атабаеву, А. Н. Баранову, Л. В. Басовой, В. В. Гуринову, К. Ф. Гурьянову, И. А. Золотухину, С. А. Кузовкину и многим другим — за содействие в выполнении полевых работ.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СИБИРСКОЙ КАЛЬЦИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Рассматриваемый регион охватывает обширную территорию Енисейско-Ленского междуречья общей площадью около 1 млн. $км^2$. Его границы условно могут быть проведены от бассейна верхнего течения Хеты на севере до р. Ангары на юге и от р. Тутончаны в низовьях Нижней Тунгуски на западе до среднего течения Вилюя на востоке. В названных границах заключена крупнейшая в СССР кальцитоносная провинция, связанная с нижнемезозойской трапповой формацией центральной части Сибирской платформы (рис. 1). Эта провинция, в пределах которой расположены основные месторождения исландского шпата СССР, включает почти весь бассейн Нижней Тунгуски с ее крупными притоками—Илимпеей, Кочечумой, Виви, Таймурой, Тутончаной, а также бассейн верхнего течения Подкаменной Тунгуски с притоком Чуней, бассейн верховьев Вилюя с притоками Чоной и Ахтарандой и бассейн Котуя.

Основа современных представлений о геологии региона была заложена в 30-е годы, когда С. В. Обручев опубликовал сводный отчет по изучению Тунгусского угленосного бассейна, Н. С. Шатский предложил первую схему тектонического строения Сибирской платформы, а В. С. Соболев охарактеризовал петрологию траппов. Важную роль сыграли также маршруты В. Г. Дитмара (1934) в верховьях Вилюя и экспедиции Арктического научно-исследовательского института на р. Нижнюю Тунгуску в 1934—1937 гг., возглавлявшиеся Б. В. Ткаченко (Ткаченко, Михайлов, Тест, 1941).

К настоящему времени представления о геологическом строении района существенно расширились благодаря геологическим съемкам крупного масштаба, проведенным Всесоюзным аэрогеологическим трестом (И. Ф. Белостоцкая, А. А. Боручинкина, Г. Б. Дехтярев, Н. В. Дронов, Б. Н. Леонов, И. М. Фердман и др.), НИИГА (Я. И. Полькин, А. А. Межвилк и др.), территориальными геологическими управлениями, а также в результате специализированных геологических работ на исландский шпат, алмазы и другие полезные ископаемые. Огромный фактический материал производственных и тематических работ по геологии района (магматизму,

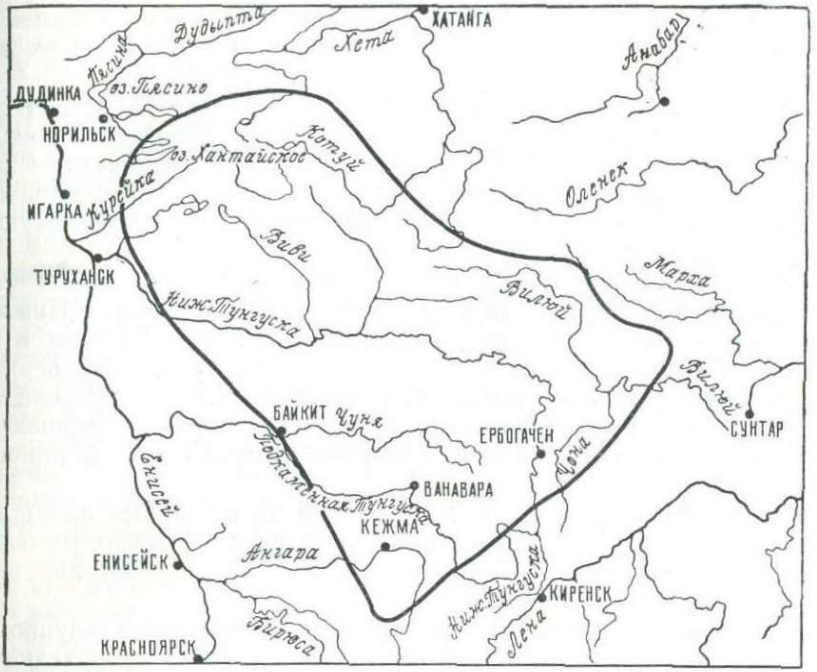



Рис. 1. Контуры кальцитоносной провинции в центральной части Сибирской платформы. По Е. Я. Киевленко (1959)

стратиграфии, тектонике и минерагении) обобщен в многочисленных публикациях А. П. Лебедева, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса, И. И. Краснова, П. Е. Оффмана, М. М. Одинцова, И. Г. Старицкого, Т. Н. Спижарского, Н. С. Зайцева и других ученых.

## СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ

При рассмотрении стратиграфического разреза мы опускаем описание мало распространенных нижне- и верхнепалеозойских пород, представленных карбонатными осадками нижнего ордовика и силура, терригенными угленосными осадками карбона и перми, а также редко встречающихся нижнеюрских отложений. Основное внимание уделяется разрезу мезозоя, включающему вулканогенные образования трапповой формации нижнего триаса, которыми занята преобладающая площадь региона и в которых локализованы месторождения оптического кальцита.

Нижняя часть мезозойского разреза представлена вулканогенно-обломочными породами, слагающими туфогенную толщу, а в верхней части резко доминируют базальты — лавовая толща

*или туторанская серия. Нижнетриасовые континентальные вулканогенные отложения отличаются большой фациальной изменчивостью и не всегда сопоставимы для различных частей Тунгусской синеклизы.*

По унифицированной стратиграфической схеме ВАГТ, НИИГА и ВСЕГЕИ, принятой в 1959 г., в составе туфогенной толщи выделяются тутончанская и корвунчанская свиты, а туторанская серия в бассейне Нижней Тунгуски подразделяется (И. Ф. Белостоцкая, А. А. Боручинкина, Н. В. Дронов) на нидымскую, кочечумскую и ямбуканскую свиты.

Вулканогенно-осадочные отложения **тутончанской свиты** развиты в юго-западной части района в бассейнах притоков Нижней Тунгуски — рек Тутончаны, Дегали, Корвунчаны, Таймуры и по р. Чуне. Обычно они залегают на размытой поверхности верхнепермских пород. Свита имеет однообразный состав и сложена пестроцветными туфоаргиллитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками с прослоями пеплов и мелкообломочных туфов. Мощность ее 20—100 *м*.

**Корвунчанская свита** распространена на обширных площадях бассейнов Нижней и Подкаменной Тунгусок, в верховьях Вилюя и части среднего течения Ангары. Она расчленяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена преимущественно крупно- и среднеобломочными агломератовыми ксенотуфами и вулканическими брекчиями с линзами пепловых пизолитовых туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников, количество которых увеличивается к верхам разреза. Как отмечают М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1955), толща характеризуется плохой сортированностью обломочного материала, наличием крупных эруптивных обломков подстилающих пород, отсутствием лавовых потоков и вулканических бомб. Последнее, однако, не всегда справедливо.

Крупные обломки в агломератовых ксенотуфах и вулканических брекчиях размером от нескольких сантиметров до 4—5 и иногда 10—15 *м* представлены песчаниками, аргиллитами и углем из нижележащей пермской толщи, а также различными туфами и долеритами. Вблизи эруптивных вулканических центров встречаются бомбы и лапилли. Мелкообломочные туфы имеют витрокластическую и литовитрокластическую структуру и постоянную примесь мелких зерен кварца. С увеличением количества и размеров обломков они постепенно переходят в среднеобломочные и затем в агломератовые разности.

Предполагается (Лурье, Обручев, 1955), что подсвита была сформирована в результате деятельности многочисленных аппаратов центрального типа — туфовых вулканов и трубок взрывов (Офман, 1959). Такие центры извержения обнаружены во многих местах Тунгусской синеклизы по наличию вулканических брекчий и агломератовых туфов прижерловых фаций, некков, кольцевых трап-

повых тел и тому подобных образований. Мощность нижней подсвиты в среднем 200—250 *м*.

Верхняя подсвита корвунчанской свиты залегает на нижней с небольшим перерывом, реже согласно. Она распространена в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски и слагает вершины водоразделов Илимпеи с Нижней Тунгуской (на отрезке ее меридионального течения) и с Северной Чуней.

Верхняя подсвита сильно отличается от нижней и состоит из перемытого и переотложенного туфового материала — слоистых осадочно-пирокластических и вулкано-терригенных пород. Доминируют серые и бурые туфопесчаники и туфоалевролиты, чередующиеся с прослоями пепловых туфов и песчаников. Изредка встречаются линзы средне- и крупнообломочных туфов и единичные лавовые потоки базальтового состава.

По данным Е. И. Гуриновой, М. М. Доренского и других геологов, мощность верхней подсвиты, вскрытой в основании долин Нижней Тунгуски, Нидыма, Нидымкана и Таймуры, не превышает нескольких десятков метров. К востоку подошва подсвиты поднимается от абсолютной отметки 200 *м* до 400 *м* у устья Илимпеи и до 550 *м* в верховьях Ейки. Мощность подсвиты здесь возрастает до 150—200 и местами до 400 *м*.

Северо-западная и центральная части Сибирской платформы от среднего течения Нижней Тунгуски до верховьев Хеты заняты лавовой толщей — путоранской серией. Толща состоит из большого числа горизонтально залегающих базальтовых покровов, иногда переслаивающихся с вулкано-терригенными породами.

Отдельные лавовые покровы имеют мощность от 4—6 до 20—40 *м*, редко более. Маломощные покровы быстро выклиниваются, мощные же прослеживаются на многие десятки и даже сотни километров. Мощность междулавовых прослоев песчаников, туфопесчаников и других вулкано-терригенных пород колеблется от нескольких сантиметров до 5—10, реже 20—30 *м*.

**Нидымская свита** обнажена на склонах долин Нижней Тунгуски и ее притоков — Вивн, Ямбукана, Кочечума, Нидыма и др., а также в верховьях Котуя. В северо-западной части Тунгусской синеклизы, в бассейнах Северной и Курейки, ее аналогом, по-видимому, является логанчинская свита (Полькин, 1959).

В базальтовых покровах нидымской свиты вверху наблюдаются хорошо выраженные миндалекаменные горизонты. Нижние части покровов, подстилающиеся туфопесчаниками, нередко имеют глыбовое или шаровое строение. Характерна интенсивная минерализация этих лав кальцитом, цеолитами, халцедоном.

Детальное изучение разрезов нидымской свиты в бассейне Нижней Тунгуски позволило Е. И. Гуриновой и К. К. Атабаеву разделить ее на две подсвиты. Нижняя подсвита, продуктивная на исландский шпат, состоит из нескольких пачек, в которых между мощными (20—40 *м*) и протяженными покровами заключены тонкие лавовые покровы. Пачки покровов разделены маломощными

прослоями вулкано-терригенных пород: пестроокрашенных туфопесчаников, песчаников и гравелитов.

Лавовые покровы этой подсвиты в основном сложены темно-серыми оливиновыми базальтами со столбчатой или параллелепипедально-призматической отдельностью и пойкилоофитово-интерсертальной структурой. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора № 55 до битовнита № 85 (в крупных таблитчатых вкрапленниках); пироксен представлен пижонит-авгитом. К верху покрова базальт приобретает сначала миндалекаменную, а затем пористую шлаковидную текстуру, переходя в так называемый мандельштейн. Мощность зоны мандельштейна в зависимости от величины покрова изменяется от 0,5 до 3 *м*. По сравнению с базальтом эта порода значительно хуже раскристаллизована, имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру и на 50—70% состоит из сильно измененного хлоритизированного, монтмориллонитизированного и цеолитизированного основного вулканического стекла.

Шаровые лавы слагают основания мощных базальтовых покровов, заполняя депрессии субстрата. Мощность линз шаровых лав колеблется от 0,5 до 10—20 *м*, редко более; протяженность от 50—100 *м* до 1—1,5 *км* (р. Нидым). Такие лавы представляют собой скопление сфероидальных и матрацевидных блоков базальта и мандельштейна размером в среднем 0,5—2 *м* в поперечнике, промежутки между которыми заняты обломочным стекловатым материалом, скрепленным цеолитами, кальцитом, хлоритом и другими гидротермальными минералами. Условия залегания и особенности внутреннего строения шаровых лав позволяют предполагать, что они образовались при излиянии лавы в неглубокие водные бассейны (Киевленко, $1958_2$; Кудряшова, $1958_1$; Гуринова, $1960_2$, 1964).

Верхняя подсвита нидымской свиты сложена несколькими пачками лавовых покровов мощностью по 10—15 *м* с прослоями туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Шаровые лавы здесь развиты слабо.

Мощность всей нидымской свиты в бассейне Нижней Тунгуски 180—450 *м*, в том числе нижней подсвиты 110—220 *м*, а верхней 70—220 *м*.

Лавовые покровы нидымской свиты заполнили и снивелировали все основные неровности долавового рельефа.

**Кочечумская свита** распространена в верхней части склонов долин и на плато водоразделов Нижней Тунгуски, Виви, Ямбукана, Нидыма, Кочечума, Туру и других рек. Базальтовые покровы этой свиты отличаются однородным массивным строением и слабо выраженной миндалекаменной текстурой. В выполнении миндалин главная роль принадлежит уже не кальциту и не цеолитам, а минералам группы кремнезема: кварцу, халцедону, опалу. Крупные покровы имеют мощность от 40 до 70 *м* и занимают огромные площади.

Разрез лавовой толщи венчается **ямбуканской свитой**, развитой в междуречье Виви — Ямбукан — Тембенчи. Максимальной мощ-

ности 150 *м* свита достигает на водоразделе Ямбукан — Тембенчи, где она сложена четырьмя лавовыми покровами, разделенными туфопесчаниками.

Общая мощность путоранской серии южнее Полярного круга составляет 1000 *м*, к северу она увеличивается до 1600—2000 *м*, а местами до 2500 *м*. Возраст нидымской и кочечумской свит устанавливается по находкам в прослоях туфогенных пород нижнетриасового комплекса флоры. Ямбуканская свита относится Я. И. Полькиным (1959) к среднему триасу.

В целом лавовая толща характеризуется сложным и неоднородным строением. По мере удаления от центра к краевым частям лавового поля в составе нидымской и низах кочечумской свит уменьшается количество шаровых лав, появляется много маломощных, быстро выклинивающихся лавовых покровов, увеличивается мощность прослоев вулкано-терригенных пород и общее количество обломочного материала. На этом основании Е. И. Гуриновой и другими геологами высказано мнение о фациальном замещении на окраинах лавового поля нидымской и кочечумской свит вулканотерригенными отложениями верхней подсвиты корвунчанской свиты.

Путоранская серия формировалась в наземных условиях. Излияния базальтовых лав имели трещинный характер, о чем свидетельствуют огромные площади покровов, их большая мощность и почти полное отсутствие типичных пирокластических пород (вулканических брекчий, агломератовых туфов). Эффузивные импульсы чередовались с длительными периодами покоя, во время которых накапливались вулкано-терригенные осадки, местами с обильными остатками флоры.

Интрузивный магматизм на территории региона проявлен весьма интенсивно. В составе трапповой формации интрузивная фация представлена главным образом долеритами нормального ряда (Соболев, 1936). Основная масса интрузивных траппов локализована вдоль окраинных частей Тунгусской синеклизы.

По форме и условиям залегания различаются пластообразные согласные тела (силлы), дайки, а также секущие ветвящиеся неправильные жилы, штоки, кольцевые и конические интрузивы центрального типа.

Пластообразные тела особенно характерны для слоистых нижнепалеозойских пород, среди которых они иногда залегают в несколько этажей. Несомненные пластообразные интрузивы с сохранившейся кровлей встречаются довольно редко, главным образом на контакте терригенных пермских и вулканогенно-обломочных нижнетриасовых пород, между нижней и верхней подсвитами корвунчанской свиты. Мощность таких интрузивных тел по рекам Илимпее, Чуне и в восточной части среднего течения Нижней Тунгуски в среднем равна 10—15 *м*. Более мощные (50—70 *м*) пластообразные залежи долеритов встречены в бассейне верхнего течения Вилюя (реки Мархая, Джункун, Ахтаранда и др.). Подо-

шва у них обычно волнистая, а вверху часто наблюдаются небольшие апикальные купола.

Секущие интрузивные тела широко распространены среди вулканогенно-обломочных пород преимущественно нижней подсвиты корвунчанской свиты. Мощность даек обычно от 10 до 30 *м*, длина от 50—100 *м* до нескольких километров. Они часто сгруппированы вдоль зон крупных тектонических нарушений или образуют поля сгущения. Штокообразные интрузивные тела в плане изометричны или несколько вытянуты по форме и имеют крутые углы падения на контакте с туфами. Размеры их колеблются в довольно широких пределах: от 100—200 *м* до 1—2 *км* в поперечнике.

В бассейнах Ейки, Илимпеи, Чоны, Ахтаранды, Чуни и других рек известны многочисленные кольцевые дайки центрального типа диаметром от 0,5 до 10—12 *км*. Это воронкообразные тела с крутыми, почти вертикальными или сравнительно пологими стенками, наклоненными к центру кольца. Мощность кольцевых и конических даек обычно равна 2—3 *м*, а у очень крупных тел колеблется от 10 до 50—100 *м*.

Жилообразные и неправильные ветвящиеся трапповые тела небольших размеров часто ассоциируют с интрузивами центрального типа. Некоторые из них, вероятно, являются апофизами более крупных пластовых и штокообразных тел, залегающих на глубине. Интрузивные тела сложной формы особенно характерны для областей развития неоднородных крупнообломочных агломератовых туфов и вулканических брекчий.

## ТЕКТОНИКА

Вулканогенно-осадочные отложения, выполняющие центральную часть Сибирской платформы, относятся в основном к четвертому, по Т. Н. Спижарскому (1958), структурному ярусу, охватывающему средний карбон — нижний триас и слагающему здесь самый крупный тектонический элемент платформы — Тунгусскую синеклизу. Она представляет собой, по определению Н. С. Зайцева (1954), сравнительно плоский мульдообразный бассейн, неодинаково прогнутый в различных частях и разделенный на серию более и менее крупных блоков. Средняя и северо-западная части синеклизы заняты мощными (до 3000 *м*) вулканогенными и вулканогенно-обломочными образованиями нижнего триаса, залегающими практически горизонтально. По периферии выходят терригенные средне-верхнекарбоновые и пермские отложения, полого наклоненные к центру синеклизы. Во внутренних локальных поднятиях иногда обнажены карбонатные нижне- и среднепалеозойские породы нижележащего структурного яруса. Кальцитоносный район занимает центральную и северо-восточную части Тунгусской синеклизы.

Общая пликативная структура Тунгусской синеклизы вырисовывается по изогипсам залегания подошвы верхнепалеозойских — нижнетриасовых отложений. Больше всего прогнуты центральная

и северная части синеклизы, примерно совпадающие с площадью лавового поля, где подошва среднекарбонового — нижнетриасового структурного яруса находится на глубине от 1 до 2,5—3,0 *км* (Путоранская впадина по П. Е. Оффману, 1964; Центрально-Тунгусская и Сыверминская впадины по Т. Н. Спижарскому, 1961). К юго-востоку в бассейнах Чуни, среднего и верхнего течения Нижней и Подкаменной Тунгусок (Ангаро-Вилюйский прогиб) мощность пермо-триасовых отложений колеблется от 200 до 1000 *м*, а непосредственно у границ синеклизы не превышает 200—100 *м*. Между Путоранской впадиной и Ангаро-Вилюйским прогибом расположено палеозойское сводовое поднятие (Катангское по П. Е. Оффману, в основном соответствующее Учаминскому по Т. Н. Спижарскому).

В настоящее время в пределах этих крупных тектонических структур выяснен ряд деталей строения, особенно для наиболее изученной части Тунгусской синеклизы (район среднего течения Нижней Тунгуски, Чуни, верховьев Подкаменной Тунгуски и Вилюя). Горные породы верхнего — среднего карбона, перми и нижнего триаса залегают здесь почти горизонтально, со слабым наклоном под углами 1—5°. Тем не менее стратоизогипсами отчетливо оконтуриваются пологие положительные и отрицательные платформенные структуры. Среди них выделяется (К. К. Атабаев, Ю. С. Вязовов, Е. И. Гуринова, М. М. Доренский и др.) ряд куполовидных поднятий, котловин и мульд второго и третьего порядков.

На Катангском своде к числу положительных форм второго порядка относится ряд куполовидных поднятий (Паногна-Давогнинское, Ленко-Пирдинское, Чуньское, Батарское и др.) площадью от 2—5 тыс. *км*$^2$ до 350—1000 *км*$^2$ с амплитудами вертикального перемещения горных пород от 80 до 200 *м*. С ними сопряжены округлые в плане или линейно вытянутые депрессии (Чуньско-Илимпейская, Нюрюндаканская, Сильгаминская и др.) площадью до 2—3 тыс. *км*$^2$ при амплитудах погружения пород от 40 до 100 *м*.

Между Катангским сводом и Путоранской впадиной фиксируются две Таймурские котловины, вытянутые в север-северо-восточном и север-северо-западном направлениях, площадью 2 и 4 тыс. *км*$^2$ с амплитудами 120 и 40 *м*.

Внутри Путоранской впадины особенно интересны котловины и мульды второго и третьего порядков глубиной от 20 до 100 *м*, заполненные кальцитоносными лавовыми покровами нижней подсвиты нидымской свиты. Они расположены в нижнем и среднем течении Ямбукана и Виви, а также по рекам Кочечуму, Корвунчане и вблизи устья Тембенчи. Аналогичные депрессии небольших размеров в плане, но сравнительно больших амплитуд известны в среднем течении Нижней Тунгуски (Дакат-Люлюиктинская, Туркуинская, Нидымская, Нидымканская и др.).

В формировании Тунгусской синеклизы огромную роль играли дизъюнктивные нарушения и в первую очередь глубинные разломы фундамента платформы. И. И. Красновым, В. Л. Масайтисом

(1955) выделяются три главные краевые зоны глубинных разломов: 1) Ангаро-Катангская, проходящая по западной окраине платформы от верховьев р. Вельмо через Большой порог р. Подкаменной Тунгуски к устью р. Северной; 2) Ангаро-Вилюйская, идущая

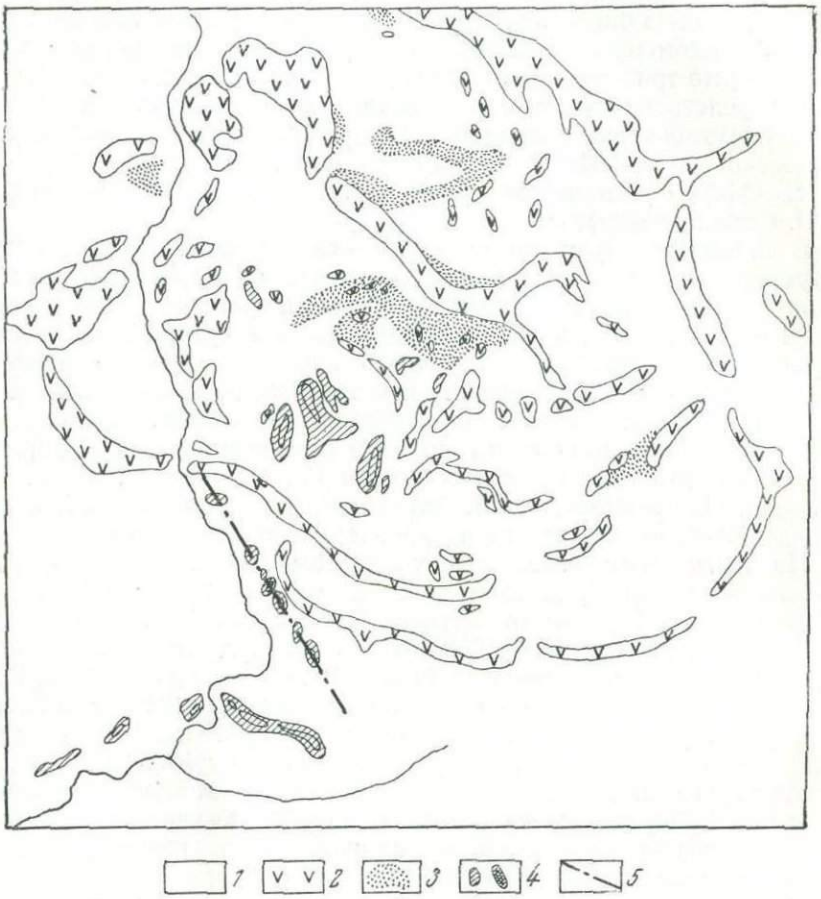



Рис. 2. Вулкано-тектоническая кальдера в бассейне Мархаи, подчеркнутая кольцевыми дайками

*1* — туфогенные отложения корвунчанской свиты ($T_1$); *2* — интрузивные траппы; *3* — осадочные породы верхней перми; *4* — зональные интрузивы с проявлениями цеолит-кальцитовой минерализации; *5* — разрывное нарушение, контролирующее месторождение исландского шпата

по юго-восточному борту Тунгусской синеклизы от г. Братска в верховья Нижней Тунгуски и далее в бассейн среднего течения Вилюя; 3) Вилюйско-Котуйская, протягивающаяся вдоль северо-восточной границы синеклизы от водораздела рек Мархи и Маркоки к верхнему течению р. Оленек.

Внутренняя часть Тунгусской синеклизы также пересечена многочисленными разрывами, причем наиболее мощные расколы фундамента платформы находятся под лавовым полем; это установлено с помощью аэромагнитной съемки. Мелкие зоны разрывных нарушений протягиваются в северо-восточном, северо-западном и субширотном направлениях, образуя в плане полигональную сложно разветвленную сеть с отдельными местными сгущениями. В туфах они четко прослеживаются в виде широких (100 *км*) и узких (5—10 *км*) полей интенсивного развития трещин, иногда залеченных дайками траппов и кремнисто-карбонатными жилами. Отдельные разломы (Тунгусско-Мункамбинский, Дагалдынский, Ядулинский и др.) имеют протяженность от 10 до 60 *км* и более и контролируют размещение кулисообразных даек, вулканических трубок и метасоматических пород. Вдоль некоторых разломов отмечаются сбросы и взбросы пород с амплитудами 20—60 *м*.

В последнее время проявляется большой интерес (как к рудоконтролирующим структурам) к разрывам кольцевой и полукольцевой формы кальдерного типа, выполненным трапповыми телами и метасоматическими образованиями, которые представляют собой вулкано-тектонические структуры, типичные для верхних горизонтов платформенного чехла. Ю. С. Вязовов (1967) выделяет в туфовом поле Тунгусской синеклизы кольцевые структуры пяти порядков: от крупных кольцевых форм диаметром 135—50 *км* до самых малых диаметром 1 *км* и меньше. Крупными кольцевыми или дуговыми разрывами, по его мнению, ограничен ряд куполовидных поднятий и мульд второго и третьего порядков, например Чуньское и Сюгдюканское поднятия, Чуньско-Илимпейская котловина и др. Структуры небольшого размера, диаметром 20—5 *км*, выполнены кольцевыми (рис. 2) и коническими дайками, оконтуривающими опускания над вулканическими очагами или кальдеры, а также вулкано-тектонические поднятия того же порядка. Самые малые кольца разрывов диаметром менее 1 *км* окружают предполагаемые вулканические каналы.

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЬЦИТОНОСНЫХ ТРАППОВ

Для решения вопроса о генетической связи минерализации с магматической деятельностью необходимо рассмотреть характерные морфологические и петрохимические особенности кальцитоносных интрузивных и эффузивных пород с установлением их места в общей схеме траппового магматизма Сибирской платформы.

### ФАЗЫ ТРАППОВОГО ВУЛКАНИЗМА

В соответствии со схемой М. Л. Лурье и В. Л. Масайтиса (1958, 1964 и др.) на площади центральной части Сибирской платформы проявлены III, IV, V и VI фазы траппового магматизма нижнетриасового возраста.

К III максимальной по масштабам фазе относится образование многочисленных базальтовых вулканических трубок и накопление вулканогенной обломочной толщи, сменившееся в центре и на севере Тунгусской синеклизы многократными трещинными излияниями базальтовых лав. Этой фазе соответствует большинство интрузий нормальной траппової магмы — однообразные недифференцированные и слабодифференцированные силлы и дайки долеритов катангского, ангарского, ногинского и амовского комплексов.

Интрузивная деятельность IV (послелавовой) фазы характеризуется появлением дифференцированных тел курейского и норильского (с повышенной магнезиальностью), кузьмовского (с повышенной железистостью) и тычанского субщелочного комплексов.

Интересующие нас мелкие дифференцированные интрузивы сложного строения по времени образования являются более поздними и относятся, очевидно, к послелавовой (IV) фазе, так как наблюдаются случаи пересечения ими крупных пластовых тел. Среди 13 интрузивных комплексов (Лурье, Масайтис, 1958) наибольший интерес для нас представляет тычанский комплекс IV интрузивной фазы, с которым наряду со многими полезными ископаемыми связан также и исландский шпат.

Интрузии тычанского комплекса, по М. Л. Лурье, характеризуются наличием субщелочных разностей долеритов, тешенито-долеритов, габбро-тешенитов, а также жил и шлиров альбититов и кварцевых монцонитов, слагающих секущие трапповые тела разнообразных форм.

## МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАЛЬЦИТОНОСНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ

Для кальцитоносных интрузивов характерна дайко- и штокообразная форма, невыдержанная по простиранию и падению. Размеры их не превышают нескольких сотен метров в длину (редко 1—2 *км*) и нескольких десятков метров по мощности. Контакты трапповых тел обычно крутые, почти вертикальные, с участками пологого и

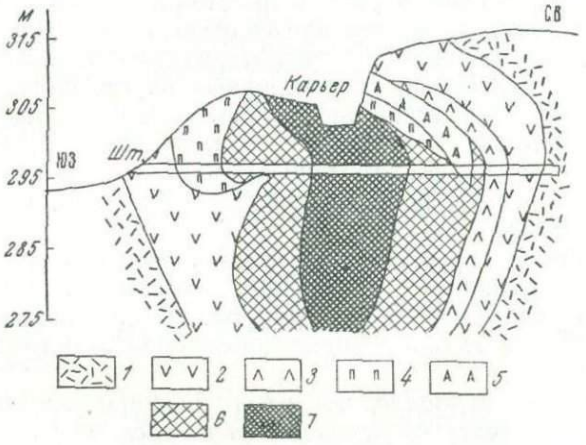



Рис. 3. Схематический геологический разрез штокообразного кальцитоносного интрузива. По М. Е. Крекову и С. А. Кузовкину (1956—1957 гг.)

*1* — агломератовые туфы; *2* — долеритовые порфириты; *3* — зернистые долериты; *4* — палагонитовые долериты; *5* — анальцимовые долериты (*тешениты*); *6* — гидротермально измененные хлоритизированные долериты; *7* — гидротермально переработанные цеолитизированные долериты (пироксен-цеолитовые породы)

обратного падения, в отдельных местах неровные, извилистые. В апикальных частях эти интрузивы часто имеют куполовидные раздувы, а на глубине — маломощные линзовидные апофизы.

Отличительной особенностью штокообразных кальцитоносных интрузивов является сложное строение, обусловленное сочетанием в одном трапповом теле долеритов, различающихся не только по степени раскристаллизации и составу, но и по степени изменения (рис. 3). От периферии к центру наблюдаются тонко- и мелкозернистые порфировые микродолериты (долеритовые порфириты) с от-



37

дельными участками миндалекаменных текстур, затем при постепенном увеличении крупности зерна зоны палагонитовых долеритов и шлировые обособления анальцимсодержащих долеритов (тешенитов) и габбро-долеритов, а также атакситовых и пегматоидных разновидностей. Атакситовые долериты наблюдаются не только в эндоконтактовых частях траповых тел, но иногда слагают линзовидные зоны в их середине (Джекиндинский шпатоносный интрузив).

Дайки и жилообразные тела построены более однородно: с краев они имеют маломощные приконтактовые зоны тонкозернистых долеритов, а основная часть занята средне- и крупнозернистыми миндалекаменными долеритами с участками лейкократовых кварцсодержащих и обогащенных оливином (троктолитовые) или рудными минералами (магнетитом, титаномагнетитом) долеритов.

Самой характерной чертой кальцитоносных интрузивов является наличие в середине даек или в ядре штокообразных тел интенсивно минерализованных зон гидротермально измененных (до существенной переработки) разрыхленных пород, являющихся продуктивными на исландский шпат (описаны в следующем разделе).

Петрографическим изучением кальцитоносных интрузивных траппов занимались К. Ф. Гурьянов, Ю. И. Дмитриев (1963), Ю. Я. Касьян (1961), М. Е. Креков, С. А. Кузовкин, автор (Андрусенко, 1962) и др.

Рассмотрим петрографические особенности перечисленных разновидностей долеритов, слагающих кальцитоносные трапповые тела. Из них порфировидные, зернистые и миндалекаменные долериты относятся к траппам нормального ряда, а остальные — к их дифференциатам.

*Порфировые микродолериты* имеют порфировую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы в слабо раскристаллизованных разностях (иногда в комбинации с витрофировой, пилотакситовой и роговиковой структурами) и тонкозернистой микродолеритовой и интерсертальной — в более раскристаллизованных. Основная масса представлена слабо раскристаллизованным, отчасти хлоритизированным вулканическим стеклом с микролитами плагиоклаза и рудной пылью. Вкрапленники, составляющие 5—7%, сложены плагиоклазом двух генераций (размер лейст до 2—3 *мм*), округлыми зернами (0,3—0,6 *мм*) оливина, реже пироксеном. Кучно расположенные мелкие зерна оливина, иногда обрастающие пироксеном, либо обособления широкотаблитчатых зональных кристаллов плагиоклаза I генерации (лабрадор № 59—62 во внутренней зоне и андезин № 32—34 во внешней) часто образуют гломеропорфировые скопления. Во II генерации плагиоклаза (лабрадор № 55) зональность выражена менее отчетливо. Пироксен представлен пижонит-авгитом ($cNg = 36—40°$) в виде мелких, вытянутых в цепочки ксеноморфных изометричных зерен с обильной рудной вкрапленностью. Из вторичных минералов отмечаются иддингсит,

хлорофеит или палагонит, тальк, серпентин, образующие полные псевдоморфозы по оливину или развивающиеся в виде каемок вокруг зерен последнего, но наиболее обилен хлорит двух генераций: голубовато-зеленый с высоким двупреломлением, типа дженкинсита (по вкрапленникам), и зеленовато-бурый, плеохроирующий, с низким двупреломлением (развивающийся по пироксену и мезостазису). Из вторичных новообразований, кроме того, развиты: кальцит, замещающий вкрапленники и наблюдаемый по трещинам в основной массе; анатаз — в виде мелких ромбовидных и дипирамидальных кристаллов в основной массе; биотит — по пироксену и вокруг рудного минерала; вермикулит или иллит ($2V$ близкий к 0°, угасание прямое, двупреломление высокое); совместно с кальцитом отмечаются крупные ксеноморфные выделения апатита.

*Нормальные зернистые долериты* имеют офитовую и долеритовую структуру, обусловленную расположением крупных (до 1—1,5 *мм*) зерен моноклинного пироксена между зернами плагиоклаза. Последний часто образует в нем вростки (пойкилоофитовая структура). Встречаются участки с толейитовой структурой, в которых пироксен наблюдается в виде кучно расположенных между лейстами плагиоклаза округлых, изометричных, реже призматических зерен вместе с вулканическим стеклом и рудным минералом. Породы сложены на 40—60% плагиоклазом, 30—40% — пироксеном, 2—10% — оливином, 2—3% (иногда до 5—10%) — рудным минералом (титаномагнетитом и магнетитом). В мезостазисе присутствует вулканическое стекло в количестве до 5%. Из акцессорных минералов фиксируются в основном апатит, реже сфен и изредка циркон. По данным изучения протолочек (Е. Д. Надеждина) в виде единичных знаков отмечаются, кроме того, сфалерит, галенит, халькопирит, актинолит и муассонит.

Плагиоклаз, как и в порфировых микродолеритах, представлен двумя генерациями. К I генерации (протовыделения) относятся широкие зональные таблитчатые кристаллы лабрадора № 59—62 величиной до 1,5 *мм*. Краевые их зоны отвечают андезину № 40—45. Эта генерация плагиоклаза присутствует в незначительном количестве и обычно образует в породе крупные гломеропорфировые скопления. Плагиоклаз II генерации — лабрадор № 50—59, слагает бóльшую часть породы и развит в виде длиннопризматических, хорошо сдвойникованных по альбитовому закону зерен с менее отчетливой зональностью, иногда врастающих в плагиоклаз I генерации.

Моноклинный пироксен обычно представлен пижонит-авгитом (Лебедев, 1959). Ромбический пороксен (энстатит) изредка присутствует в виде агрегата мелких зерен, не плеохроирующих, с прямым погасанием и очень низкими цветами интерференции. Он сильно замещен вторичными минералами (тальком, хлорофеитом, хлоритом).

Оливин, представленный гиалосидеритом ($2V$ = —81—83°), образует овальные, реже призматические зерна, обычно располо-

женные группами. В подавляющем большинстве случаев оливин полностью замещен постериорными минералами.

Стекловатый мезостазис в толейитовых долеритах имеет темно-бурый цвет и содержит микролиты плагиоклаза, игольчатые выделения рудного минерала и апатита; он редко изотропен, чаще обладает слабым двупреломлением, в разной степени хлоритизирован или иддингситизирован. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом и реже ильменитом. Выделяется магнетит трех генераций: 1) идиоморфные по отношению к плагиоклазу зерна и шестиугольные таблички; 2) неправильные выделения, ассоциирующие с пироксеном, и мелкая рудная пыль в мезостазисе, а также внутри зерен пироксена и оливина; 3) скелетные зерна брусковидной, копьевидной и другой формы, замещающие зерна оливина и пироксена (опацитизация).

Акцессорный апатит наблюдается в плагиоклазе и мезостазисе. Более крупные ксеноморфные его зерна и мелкие короткопризматические кристаллы тяготеют к измененным участкам породы. Циркон обнаруживается по наличию плеохроирующих ореолов в хлорите и слюдистых минералах.

Среди вторичных минералов ранних стадий изменения (в результате автометаморфизма) в нормальных зернистых долеритах встречаются иддингсит, боулингит, хлорофеит, палагонит, биотит, уралит (волокнистая роговая обманка), хлорит, образующие, как и в порфировых микродолеритах, полные или частичные псевдоморфозы по оливину и пироксену. Последний обычно замещается с периферии зерен, но изредка и из центра. По плагиоклазу в очень слабой степени развивается только хлорит. Из вторичных минералов более поздних стадий изменения широко распространен кальцит, замещающий пироксен (иногда с образованием полных псевдоморфоз по нему), слюды (жильбертит) и гидрослюды (гидробиотит, иллит).

*Миндалекаменные долериты* по минеральному составу и количественным взаимоотношениям главных породообразующих минералов аналогичны вышеописанным зернистым долеритам. От последних они отличаются наличием первичных и вторичных миндалин и большим развитием вторичных новообразований, к числу которых добавляется изредка встречающийся скаполит. Он образует ксеноморфные выделения, развивающиеся по плагиоклазу, реже встречается в составе миндалин. Минерал одноосный или с очень небольшим углом $2V$ (—); $n_g = 1{,}60$; $n_p = 1{,}56—1{,}57$; имеет пятнистую интерференционную окраску; сравнительно высокое двупреломление, по-видимому, обусловленное преобладанием известковистой составляющей. В миндалекаменных долеритах, кроме того, увеличивается содержание апатита, сфена, актинолита, чаще встречаются роговая обманка и сфалерит.

Количество миндалин в породе по мере удаления от контакта достигает 5 штук на 1 $см^2$, но распределение их неравномерное. Иногда отмечаются цепочки миндалин, вытянутые перпендику-

лярно контактов трапповых тел, что свидетельствует о перемещении летучих компонентов в середину даек по мере остывания их краевых частей. Размеры миндалин варьируют от долей миллиметра до 1,5 *см*. Среди них различаются первичные и вторичные.

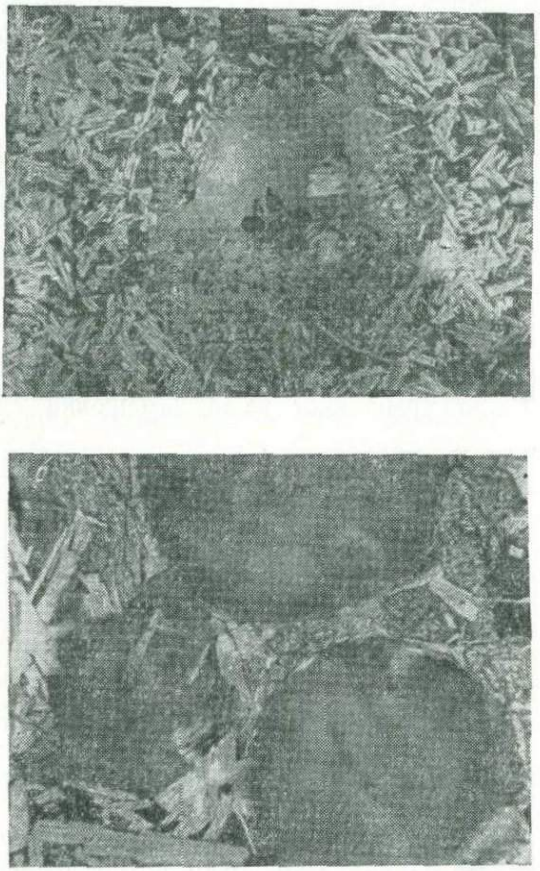


Рис. 4. Первичные миндалины в долерите:

*а* — выполненная кальцитом (серое) и пиритом (черное). Ув. 45, с анализатором; *б* — хлоритовые. Ув. 60, с анализатором

Первичные миндалины характеризуются округлой формой и наличием окружающих их зон закалки в виде небольшой каймы долерита гиалопилитовой структуры (рис. 4, *а*). Вторым признаком первичности является их окаймление лейстами плагиоклаза и изгибающимися зернами пироксена, которые вытянуты субпараллельно контуру миндалин. Вторичные миндалины лишены этих признаков, форма их неправильная с извилистыми, ломаными контурами.

Состав первичных миндалин чаще полиминеральный: по периферии тонкая каемка из хлорита или боулингита, затем к центру развиваются кальцит, кварц и цеолиты. Краевая кайма обычно представлена рудным минералом (чаще пиритом); в ней же иногда наблюдаются клиновидные зерна сфена и вростки апатита. Изредка встречаются мономинеральные миндалины, сложенные или хлоритом (см. рис. 4, *б*), или халцедоном (опалом), или кварцем. Хлорит представлен двумя генерациями: первая в виде узкой каймы ярко-зеленого высокодвупреломляющего хлорита, а вторая в середине миндалин в виде низкодвупреломляющего буровато-зеленого хлорита.

*Лейкократовые долериты* представляют собой средне-крупнозернистую породу светло-серого цвета с равномерной вкрапленностью белого кальцита и цеолитов. Они отличаются от вышеописанных долеритов отсутствием оливина и резко уменьшенным (до 5—10%) содержанием пироксена. Порода местами почти нацело сложена плагиоклазом, длиннопризматические лейсты которого иногда собраны в радиально расходящиеся пучки. Плагиоклаз чаще хлоритизирован, иногда цеолитизирован. Внутреннее его ядро имеет темно-бурый цвет из-за замещения гидроокислами железа.

Пироксен встречается в одиночных или групповых реликтовых зернах ленточной формы, интенсивно замещенных хлоритом, биотитом, тальком и кальцитом. Иногда порода обогащена рудным минералом — магнетитом, выделяющимся при разложении темноцветных компонентов. Магнетит наблюдается в виде скелетных выделений, изредка замещающихся сфеном, а также рудной пыли. Часто наблюдающиеся в лейкократовых долеритах миндалины округлой, реже неправильной формы обычно сложены кальцитом и цеолитом (десмином).

*Кварцсодержащие долериты* изредка встречаются среди миндалекаменных и лейкократовых разностей. Кварц в этих породах представлен ксеноморфными выделениями в интерстициях основных породообразующих минералов.

*Троктолитовые долериты* образуют мелкие шлиры (не более 0,5 *м*) в трапповых дайках. Они имеют интерсертальную, долеритовую и офитовую структуру и на 25—27% состоят из оливина. Кроме того, в них увеличено содержание и размер протовыделений плагиоклаза наряду с повышением его основности до битовнита № 82.

По оливину, реже по пироксену развивается палагонит буровато-зеленого цвета. Он имеет низкое двупреломление, но чаще изотропен. Кучные скопления округлых зерен этого минерала (до 10—15 штук), находящиеся в тесной ассоциации с моноклинным пироксеном, окаймлены тонкозернистым магнетитом, который выделился при разложении оливина в процессе его замещения. При дальнейшем изменении породы палагонит замещается тальком, хлоритом и гидрослюдой. По моноклинному пироксену в палаго-

нитизированных долеритах интенсивно развит биотит двух разновидностей: зеленовато-бурый и более поздний яркий оранжево-коричневый, который в свою очередь замещается хлоритом и гидрослюдой. Биотитизация пироксена сопровождается появлением мелких выделений циркона, окруженных плеохроирующими ореолами.

*Палагонитовые долериты* обладают псевдошаровой, местами горошчатой отдельностью. Последняя обусловлена выветриванием толейитовых участков породы. Эта разновидность долеритов изобилует выделениями смоляно-черного первичного, по В. И. Гоньшаковой (1956), палагонита, заполняющего интерстиции или миндалины. Под микроскопом палагонит составляет до 10% площади шлифа. Он бывает окрашен в красновато-бурый, буровато-коричневый или зеленовато-бурый цвет, местами радиальнолучистый (слабо раскристаллизован), имеет характерные трещины усыхания.

Особенно своеобразны по составу и внешнему облику *тешенитоподобные анальцимсодержащие долериты*, отличающиеся от обычных зернистых долеритов наличием в интерстициях основных породообразующих минералов мелкой равномерно рассеянной вкрапленности белого первичного анальцима, натролита и опала, содержание которых достигает 30%.

Для *габбро-долеритов* и *пегматоидных долеритов,* иногда встречающихся в средних частях штокообразных интрузивов, характерна габбро-офитовая и долерит-пегматитовая структура. Первая обусловлена одинаковой степью идиоморфизма крупных зерен плагиоклаза и пироксена, величина которых достигает нескольких миллиметров, а вторая — наличием графических прорастаний этих минералов.

*Атакситовые долериты,* описанные в составе Джекиндинского интрузива К. Ф. Гурьяновым как долерит-монцониты лейкократового облика и повышенной щелочности, имеют неравномерную структуру и состав и характеризуются сочетанием участков порфировидных, офитовых и толейитовых структур, оплавленностью и альбитизацией плагиоклаза, а также замещением моноклинного пироксена — авгита травяно-зеленым ферриавгитом. В породе содержатся миндалины кварца, а также до 10% анальцима, натролита и десмина, замещающих плагиоклазы и стекловатый мезостазис.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЬЦИТОНОСНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ

Рассматриваемый район принадлежит к так называемой Тунгусской трапповой субпровинции (Масайтис, 1964; Виленский, 1967), где в основном проявились нормальный, железистый и субщелочной (натровый) типы базальтовых расплавов. Химический состав долеритов, слагающих шпатоносные интрузивы, приведен в табл. 1.

Таблица 1

**Химический состав интрузивных траппов, вмещающих месторождения исландского шпата Сибирской платформы**

| Показатели | Дайковый тип месторождений | | | | Штоковый тип месторождений | | | | | | | | Литературные данные | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | р. Мункамба | | | | р. Мархая | | | | р. Джекинда | | | р. Аламджах | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| $SiO_2$ | 47,94 | 46,85 | 46,64 | 46,68 | 46,54 | 53,79 | 45,07 | 45,41 | 46,82 | 52,32 | 46,56 | 49,58 | 48,50 | 52,30 |
| $TiO_2$ | 1,19 | 1,19 | 1,13 | 2,07 | 1,12 | 1,06 | 1,20 | 1,52 | 1,41 | 1,38 | 1,39 | 3,60 | 1,42 | 2,00 |
| $Al_2O_3$ | 13,30 | 14,19 | 15,10 | 14,72 | 16,79 | 13,60 | 16,37 | 16,98 | 15,79 | 15,25 | 15,16 | 11,87 | 15,75 | 14,90 |
| $Fe_2O_3$ | 4,17 | 5,69 | 7,24 | 5,89 | 2,82 | 1,58 | 9,15 | 7,38 | 3,92 | 0,97 | 2,86 | 6,00 | 3,45 | 3,70 |
| FeO | 10,98 | 7,89 | 5,70 | 7,87 | 9,29 | 8,28 | 7,70 | 5,57 | 8,11 | 9,63 | 6,50 | 10,17 | 8,88 | 6,00 |
| MnO | 0,24 | 0,21 | 0,12 | 0,15 | 0,10 | 0,13 | 0,16 | 0,17 | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 0,42 | 0,19 | 0,10 |
| MgO | 6,31 | 6,17 | 4,97 | 6,88 | 7,37 | 5,58 | 7,47 | 6,84 | 7,42 | 6,72 | 7,45 | 3,27 | 5,62 | 4,20 |
| CaO | 10,37 | 10,48 | 10,93 | 8,62 | 9,40 | 10,65 | 7,30 | 6,42 | 11,14 | 9,81 | 10,41 | 8,62 | 10,69 | 10,40 |
| $Na_2O$ | 2,37 | 2,91 | 3,40 | 2,90 | 2,10 | 3,23 | 4,00 | 4,13 | 2,40 | 2,60 | 4,80 | 2,50 | 2,18 | 3,00 |
| $K_2O$ | 0,70 | 0,71 | 0,41 | 1,22 | 0,33 | 1,35 | 0,84 | 0,66 | 0,25 | 0,76 | 0,15 | 0,14 | 0,69 | 3,00 |
| $SO_3$ | 0,05 | 0,09 | 0,24 | 0,64 | 0,08 | 0,69 | — | — | 0,28 | Следы | 0,22 | 0,17 | — | — |
| $H_2O^+$ | 0,98 | 1,22 | 0,74 | 0,60 | — | — | — | 2,89 | 0,26 | 0,30 | 0,42 | 1,14 | 1,38 | — |
| $H_2O^-$ | 0,52 | 1,24 | 0,94 | — | 1,36 | 0,63 | — | — | — | — | — | — | 1,27 | — |
| $P_2O_5$ | 0,29 | 0,22 | 0,32 | 0,13 | 0,27 | 0,12 | 0,11 | 0,11 | Следы | Следы | 0,10 | 0,17 | — | 0,40 |
| П. п. п. | 0,85 | 1,62 | 1,82 | 1,40 | 2,51 | — | 1,86 | 2,78 | 1,72 | 0,80 | 3,88 | — | — | — |
| $CO_2$ | — | — | — | — | — | 0,15 | — | — | — | — | — | 1,21 | — | — |
| Сумма . . . . . | 100,26 | 100,68 | 99,70 | 99,77 | 100,08 | 100,84 | 101,23 | 100,86 | 99,69 | 100,70 | 100,03 | 98,86 | 100,02 | 100,00 |

| Числовые характеристики | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $s$ | 55,64 | 55,68 | 56,66 | 56,08 | 57,26 | 60,85 | 54,49 | 56,28 | 55,87 | 60,16 | 54,84 | 60,74 | 58,60 | 60,70 |
| $a$ | 6,30 | 7,56 | 8,45 | 8,34 | 5,44 | 8,89 | 10,61 | 10,60 | 5,80 | 6,62 | 10,86 | 7,32 | 5,9 | 10,9 |
| $c$ | 5,81 | 5,95 | 6,38 | 6,19 | 7,11 | 4,37 | 5,41 | 6,83 | 7,96 | 6,82 | 4,84 | 4,46 | 8,0 | 4,4 |
| $b$ | 32,25 | 30,81 | 28,51 | 29,39 | 30,19 | 26,39 | 29,49 | 26,29 | 30,73 | 26,40 | 29,46 | 27,48 | 27,5 | 24,0 |
| $Q$ | −7,13 | −9,71 | −9,96 | −10,71 | −3,47 | −1,45 | −17,65 | −15,47 | −8,18 | +0,26 | −16,88 | +2,38 | −2,6 | −4,8 |
| $a:c$ | 1,08 | 1,27 | 1,32 | 1,84 | 0,76 | 2,08 | 1,96 | 1,55 | 0,73 | 0,97 | 2,24 | 1,64 | 0,73 | 2,4 |
| $m'$ | 33,48 | 34,77 | 30,68 | 40,43 | 43,75 | 84,67 | 44,69 | 46,96 | 42,30 | 42,64 | 43,19 | 20,56 | 36,2 | 30,0 |
| $c'$ | 21,67 | 23,18 | 26,38 | 15,37 | 16,83 | 31,16 | 13,04 | 5,52 | 19,77 | 19,12 | 27,0 | 22,59 | 20,3 | 33,8 |
| $f$ | 44,85 | 42,05 | 42,96 | 44,20 | 39,42 | 34,17 | 42,27 | 47,52 | 37,93 | 38,24 | 29,81 | 56,85 | 43,5 | 36,2 |
| $n$ | 84,62 | 87,04 | 93,22 | 78,33 | 90,67 | 78,36 | 87,25 | 91,10 | 93,98 | 84,54 | 98,09 | 76,20 | 84,0 | 61,0 |
| $\varphi$ | 1,12 | 16,36 | 22,86 | 17,49 | 8,17 | 5,02 | 15,94 | 25,41 | 11,26 | 3,40 | 8,22 | 1,52 | 12,4 | 12,9 |
| $t$ | 1,86 | 1,89 | 1,77 | 3,35 | 1,77 | 1,54 | 1,96 | 2,45 | 2,25 | 1,98 | 2,27 | 5,17 | 2,2 | 2,9 |
| FeO : MgO | 1,74 | 1,29 | 1,15 | 1,14 | 1,26 | 1,48 | 1,03 | 0,81 | 1,09 | 1,43 | 0,87 | 3,11 | 1,58 | 1,43 |
| $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ | 70,60 | 68,76 | 72,25 | 66,66 | 62,30 | 68,86 | 63,24 | 65,44 | 61,85 | 61,20 | 55,68 | 83,18 | 68,66 | 69,78 |

1 — долерит тонкозернистый, почти афанитовый из приконтактовой части трапповой шпатоносной дайки; 2 — мелкозернистый долерит из краевых частей трапповой дайки (среднее из четырех образцов); 3 — долерит миндалекаменный из середины трапповой дайки на глубине 35 *м*, скв. 4; 4 — лейкократовый долерит из краевой части трапповой дайки на глубине 90 *м*, скв. 9; 5 — долерит среднезернистый из средней части штокообразного интрузива; 6 — порфировый микродолерит тонкозернистый (близок к афанитовому) из приконтактовой части того же интрузива; 7 — анальцимовый долерит (тешенит) из краевой части того же интрузива; 8 — палагонитовый долерит из средней части того же интрузива; 9 — среднезернистый оливин содержащий долерит из средней части шпатоносного интрузива; 10 — порфировидный микродолерит из приконтактовой части того же интрузива; 11 — анальцимовый долерит (тешенит) из средней части шпатоносного интрузива; 12 — палагонитовый долерит из краевой части шпатоносного интрузива; 13 — средний нормальный трапп Тунгусского бассейна, по А. П. Лебедеву, 1955 г.; 14 — средний трапп тычанского комплекса, по М. Л. Лурье, 1961 г. Анализы образцов 1, 2, 3 выполнены Н. А. Тихоновой (ВИМС); образцов 5, 6, 7, 8, 9, 10 — З. Н. Ягодовской (ВНИИСИМС); образцов 4, 11, 12 — А. С. Емельяновой, Н. И. Бутилиной, Е. В. Герасимовой (ГУЦР).

Все эти породы, так же как и нормальные траппы, слабо недонасыщены кремнеземом, за исключением порфировых микродолеритов, отличающихся от остальных проанализированных долеритов повышенным содержанием кремнекислоты (до 53,8%).

В анальцимсодержащих и палагонитовых долеритах, в отличие от траппов нормального ряда, повышено содержание щелочей (Na+K) до 4,95% (обр. 11) и 4,97% (обр. 8). Палагонитовые долериты характеризуются, кроме того, повышенной железистостью; особенно выделяется палагонитовый долерит с р. Аламджах (обр. 12), коэффициент железистости которого 83,2. Несколько повышен этот коэффициент также и в миндалекаменных долеритах месторождения дайкового типа (обр. 3). Наиболее близкими к траппам нормального ряда оказались тонкозернистый долерит с р. Мархая (обр. 6) и порфировые микродолериты с р. Джекинда (обр. 10). Анальцимсодержащий и палагонитовый долериты из тех же мест (образцы 7,11) попадают в группу тешенит-долеритов, по Ю. И. Дмитриеву (1963). Эти породы близки по основным параметрам к траппам тычанского комплекса, которые характеризуются обогащением щелочами (Лурье, Масайтис, 1958).

Зернистые и миндалекаменные долериты, слагающие шпатоносное трапповое тело на месторождении дайкового типа, относятся к промежуточным породам между нормальными и субщелочными траппами (образцы 1, 2 и 3), а лейкократовый долерит (обр. 4) отличается от всех прочих несколько повышенным содержанием калия и титана. В палагонитовых долеритах (образцы 8 и 12) несколько увеличено, кроме того, содержание марганца, а в миндалекаменных долеритах — фосфора.

Особенности состава долеритов, слагающих штокообразные трапповые тела, по нашему мнению, можно объяснить тем, что в процессе кристаллизационной дифференциации и фракционирования на месте застывания в гипабиссальных условиях в расплаве субщелочного состава происходило перераспределение отдельных порций исходной магмы, обогащенной летучими компонентами. В зависимости от характера такого перераспределения в одних местах образовывались отдельные шлиры траппов с заметно повышенной щелочностью (анальцимсодержащие долериты — тешениты), обедненный же щелочами расплав кристаллизовался в виде нормальных траппов. Можно также предположить, что образование довольно мощных (8—15 *м*) зон миндалекаменных и палагонитовых долеритов в центральных частях дайкообразных трапповых тел обусловлено отжиманием насыщенного летучими компонентами слабовязкого магматического остатка ко внутренним частям формировавшихся интрузивов по мере быстрого отвердевания их краевых частей.

Изложенные специфические особенности химизма шпатоносных интрузивов, очевидно, являются результатом кристаллизации остаточных расплавов обогащенной летучими базальтовой магмы в наиболее позднюю фазу интрузивной деятельности.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ КАЛЬЦИТОНОСНЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ТРАППОВ

Петрографическим изучением кальцитоносных эффузивных пород занимались А. В. Скропышев (1945), Г. Г. Моор (1945), Л. И. Четвериков (1959), Н. В. Агуреева (1967) и другие исследователи. Наиболее детальная петрохимическая характеристика кальцитоносных эффузивов дана Е. И. Гуриновой (1960, 1964).

В строении кальцитоносных лавовых покровов нижненидымской подсвиты участвуют компактные (массивные) базальты, местами с миндалекаменными зонами, шлаковидные мандельштейны, слагающие верхние части покровов, и шаровые лавы в виде линзовидных залежей в нижних их частях. При общем сходстве состава эти породы резко различаются по текстуре и особенностям структуры. Миндалекаменные базальты являются переходной разновидностью между компактными траппами и мандельштейнами.

*Компактные и миндалекаменные базальты* — это по существу одни и те же мелкозернистые породы темно-серого цвета с миндалинами или без них. Количество миндалин, как правило, увеличивается по направлению к кровле покрова. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, моноклинный пироксен, вулканическое стекло, оливин, магнетит, титаномагнетит, изредка сфен и апатит.

Макроскопически эти весьма однородные породы под микроскопом различаются по структуре и количественному соотношению составляющих минералов. Выделяются (Гуринова, 1964) три структурные разновидности:

1) средне- и мелкозернистые базальты с пойкилоофитовой структурой, слагающие центральные части покровов. Они характеризуются наличием крупных зерен моноклинного пироксена с пойкилитовыми врастками плагиоклаза (лабрадор № 57—65). Мелкозернистая основная масса представлена мелкими лейстами и микролитами плагиоклаза (лабрадор № 60—70), мелкими зернами оливина (3% объема) и титаномагнетита (2—7%), а также редкими таблитчатыми зернами пироксена, промежутки между которыми выполнены частично разложенным стекловатым материалом. Пироксен отличается от обычно измененного в иддингсит оливина свежестью; состав его колеблется от авгита до пижонита;

2) базальты с интерсертальной диабазовой структурой, характеризующиеся беспорядочным распределением мелкокристаллических зерен и лейст плагиоклаза (андезин № 40—45) и пироксена, погруженных в бурое, в основном разложенное вулканическое стекло. Пироксен, как и в предыдущей разновидности, представлен авгитом и пижонит-авгитом. Обычно для базальтов характерно сочетание двух названных структур с примерно одинаковым их соотношением (пойкилоофито-интерсертальная структура, по Е. И. Гуриновой);

3) тонкозернистые базальты с толейитовой структурой, отличающиеся от первых двух разновидностей повышенным (до 25%) содержанием вулканического стекла, а также взаимоотношением плагиоклаза и пироксена в основной массе. Тонкопризматические брусковидные кристаллы пироксена с одинаковой оптической ориентировкой веерообразно окружают лейсты плагиоклаза, состав которого колеблется от лабрадора № 54 до битовнита № 86; встречаются и более кислые его разности, представленные андезином.

*Мандельштейны* — это пористая шлаковидная порода бурого цвета, в которую постепенно, через миндалекаменные разновидности переходят монолитные базальты; характеризуется тем же минеральным составом, но значительно хуже раскристаллизована. Она имеет гиалопилитовую или интерсертальную структуру и на 50—70% сложена сильно измененным вулканическим стеклом (хлоритизировано, монтмориллонитизировано и цеолитизировано). Микролитовая основная масса состоит из пучковидных агрегатов мелких игольчатых кристаллов плагиоклаза и пироксена, среди которых встречаются отдельные более крупные таблитчатые зерна плагиоклаза, боченковидные — оливина (до 5%) и распыленные зерна рудного минерала.

Мандельштейны и миндалекаменные базальты содержат большое количество миндалин и пор, размер которых варьирует от точечных до 1,5 *см* в диаметре. Миндалины обычно сложены следующим сочетанием минералов (от краев к центру): боулингит—кальцит; боулингит—халцедон—кальцит; боулингит—хлорит; хлорит—халцедон—кальцит; хлорит—кальцит; хлорофеит—боулингит; боулингит—хлорофеит; реже морденит—гейландит. Количество пустых пор увеличивается по направлению к поверхности покровов, а с удалением от нее возрастают размеры миндалин.

*Шаровые лавы* состоят из сфероидальных и эллипсовидных блоков базальта или мандельштейна, покрытых сильно стекловатой (тахилитовой) коркой. Степень раскристаллизации сфероидов увеличивается от периферии к центру.

Тахилитовая оболочка мощностью до 5 *см* представлена наименее раскристаллизованной разностью базальта с витрофировой структурой, почти нацело сложенной желтовато-бурым, иногда измененным вулканическим стеклом с редкими пластинчатыми и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (10% объема), а также единичными зернами и изредка мелкозернистыми агрегатами оливина. Эти два минерала образуют в породе групповые скопления. Порода характеризуется почти полным отсутствием пироксеновой составной части. Оливин свежий только в нетрещиноватых участках стекловатой оторочки; обычно же он частично или полностью замещен мелкочешуйчатым зеленым хлорофеитом.

По мере удаления от внешней поверхности сфероида (на расстоянии уже 1,5—2 *см*) начинается раскристаллизация стекла с появлением мелких микролитов плагиоклаза и редких метельча-

той формы агрегатов клинопироксена, в промежутках между которыми находятся пылевидные рассеянные скопления титаномагнетита. На расстоянии 3—5 *см* и далее по направлению к центру сфероида, где происходит более медленное остывание, количество стекловатой части уменьшается до 25% и порода приобретает типичную пойкилоофито-интерсертальную структуру и состав, характерные для миндалекаменной разности базальта.

Дресва шаровых лав представляет собой разрушенную корку сфероидов и состоит из мелких стекловатых (тахилитовых) обломков базальта с витрофировой структурой. Форма обломков угловато-скорлуповатая, размер не превышает 2 *см*; они, как правило, сцементированы гидротермальными минералами, кальцитом, цеолитами, хлоритом, боулингитом, реже халцедоном.

Базальты верхненидымской подсвиты отличаются от описанных пород нижненидымской подсвиты отсутствием миндалекаменных разновидностей в составе компактных частей покровов, которые нацело сложены мелко- и тонкозернистыми разновидностями (до почти афанитовых) с толеитовой структурой, а также более низким (до 10—12%) содержанием вулканического стекла. Мелкозернистая разновидность этих базальтов характеризуется преобладанием (3 : 1) пойкилоофитовых структур над интерсертальными и более крупным размером зерен пироксена; содержание оливина местами повышается до 15%.

Эффузивные породы кочечумской свиты (низы), обнажающиеся на водоразделе Гончака и Поледжикита, в районе скал Суслова и других местах, представлены тонкозернистыми разностями троктолитовых базальтов с толеитовой структурой, а также крупнозернистыми разновидностями с макроскопически различимыми удлиненно таблитчатыми зернами плагиоклаза, образующего гломеропорфировые скопления.

Химический состав эффузивных траппов представлен в табл. 2; сравниваются усредненные анализы свежих базальтов из кальцитоносной нижненидымской подсвиты и некальцитоносных стратиграфических подразделений. Видно, что химические составы всех базальтов близки. Е. Я. Киевленко (1959) обращает внимание на несколько пониженное содержание кремнезема в кальцитоносных базальтах, которые поэтому можно отнести к группе слабо недосыщенных пород. В мандельштейнах, по данным того же автора, фиксируется нехарактерное для нормальных траппов высокое содержание окисного железа. По данным Е. И. Гуриновой (1964) и Н. В. Агуреевой (1967), в кальцитоносных базальтах, кроме того, несколько меньше, по сравнению с типовыми, щелочей и больше окиси кальция. Геохимическая специфика кальцитоносных базальтов выражается в наличии в них бóльшего (по сравнению с некальцитоносными базальтами из других свит) содержания таких элементов-примесей, как магний, молибден, ванадий, кобальт, цирконий.

Таблица 2

**Усредненный химический состав базальтов лавовой толщи**

| Показатели | Кальцитоносные базальты | Некальцитоносные базальты | | |
|---|---|---|---|---|
| | Нижненидымская подсвита (13 анализов) | Верхненидымская подсвита (17 анализов) | Кочечумская свита (7 анализов) | Корвунчанская свита (2 анализа) |
| $SiO_2$ | 46,93 | 47,81 | 45,55 | 47,28 |
| $TiO_2$ | 1,81 | 1,94 | 1,86 | 1,70 |
| $Al_2O_3$ | 14,09 | 14,38 | 14,03 | 14,25 |
| $Fe_2O_3$ | 5,40 | 3,74 | 5,06 | 5,10 |
| FeO | 7,46 | 9,86 | 7,81 | 7,82 |
| MnO | 0,21 | 0,20 | 0,20 | 0,18 |
| MgO | 6,59 | 6,73 | 6,56 | 6,56 |
| CaO | 10,65 | 10,26 | 10,33 | 10,72 |
| $Na_2O$ | 2,06 | 2,29 | 2,20 | 2,23 |
| $K_2O$ | 0,15 | 0,25 | 0,25 | 0,15 |
| $H_2O^-$ | — | 1,40 | 2,16 | 2,68 |
| $H_2O^+$ | — | — | — | — |
| $P_2O_5$ | — | — | — | 0,17 |
| F | — | — | — | 0,01 |
| Числовые характеристики | | | | |
| *s* | 57,4 | 57,1 | 57,7 | 57,2 |
| *a* | 4,9 | 5,5 | 5,3 | 5,2 |
| *c* | 7,4 | 7,1 | 7,1 | 7,2 |
| *b* | 30,3 | 30,3 | 29,9 | 30,4 |
| *Q* | —2,4 | —3,6 | —2,3 | —3,2 |
| *a* : *c* | 0,66 | 0,77 | 0,75 | 0,72 |
| *c'* | 20,2 | 18,6 | 19,9 | 20,7 |
| *m'* | 38,6 | 38,4 | 38,7 | 38,1 |
| *f* | 41,2 | 43,0 | 40,4 | 41,2 |
| *n* | 96,0 | 94,0 | 93,4 | 96,0 |
| *φ* | 16,0 | 10,8 | 14,9 | 14,9 |
| *t* | 2,9 | 2,9 | 2,9 | 2,6 |

## ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ТРАППЫ

Наиболее ранняя постинтрузивная и постэффузивная гидротермальная деятельность выразилась в гидротермальном метасоматозе траппов, обусловившем появление серии аподолеритовых, апотуфовых и аполавовых образований. При этом наложенный гидротермальный процесс более широко охватил туфы и интрузивные траппы с возникновением широких ореолов измененных пород. В эффузивных траппах гидротермальный метасоматоз развит слабее и чаще носит околотрещинный характер.

## Гидротермально измененные эффузивные траппы (апобазальтовые метасоматиты)

Процессы гидротермального метасоматоза эффузивных траппов, по сравнению с интрузивными, изучены значительно хуже. Гидротермально измененные кальцитоносные лавовые породы из нижнетунгусских месторождений частично исследовались А. В. Скропышевым (1954 г.) и Е. И. Гуриновой (1964). Последняя указывает, что наиболее интенсивной переработке подвергается стекловатая дресва шаровых лав, превращающаяся под влиянием гидротермального воздействия в почти мономинеральную монтмориллонитовую глину. Ю. Д. Гущин в бассейне Нижней Тунгуски отмечал зоны своеобразных «голубых базальтов», амфиболизированных под влиянием гидротермальных растворов.

Совместно с М. С. Васильевой мы достаточно подробно, с применением большого количества силикатных и спектральных анализов образцов, отобранных вкрест простирания и радиально от минеральных тел, изучили особенности гидротермального метасоматоза базальтов, мандельштейнов и шаровых лав из двух месторождений на реках Гончак и Поледжикит.

Было подтверждено, что гидротермальное воздействие сильнее всего затрагивает разрыхленный материал шаровых лав (стекловатые обломки из тахилитовых корок сфероидов) (табл. 3). Наименьшее изменение испытывают компактные массивные базальты. Будучи в исходном состоянии темными (серыми и почти черными), базальты в результате гидротермальной переработки вблизи трещиноватых зон прожилков и гнезд с минеральными выполнениями становятся осветленными, зеленоватыми, буроватыми и т. п. (рис. 5); в них резко возрастает количество вторичных миндалин. В плане такие осветленные мандельштейноподобные зоны приурочены к участкам неровностей кровли кальцитоносных базальтовых покровов, особенно к местам затекания шаровых лав. Форма метасоматически измененных зон линейно вытянутая со ступенчато-извилистыми контурами. Размеры их зависят от степени трещиноватости пород: длина от нескольких сантиметров до десятков метров, а ширина — от 1 *см* до первых метров.

Основными процессами гидротермального изменения являются (в порядке распространенности) аргиллизация, хлоритизация, карбонатизация, окремнение и цеолитизация.

Аргиллизация выражается в интенсивном развитии сапонита и меньше монтмориллонита по вулканическому стеклу и породообразующим минералам (пироксену и оливину). По сапониту изредка развивается тунгусит. Сапонитизация имеет широкое площадное развитие. Процесс хлоритизации аналогичен сапонитизации, но проявлен более локально. Карбонатизация (замещение кальцитом вулканического стекла, зерен плагиоклаза и выделений сапонита) проявляется только в непосредственной близости от минеральных тел, и не далее как в 1 *см* от них уже затухает. Окрем-

Таблица 3

**Изменение химического состава шаровых лав четвертого покрова на р. Гончак в процессе гидротермального метасоматоза**

| Окислы | 1 | | 2 | | | 3 | | | 4 | | | 5 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Вес. % | Вес. количества, кг/м³ | Вес. % | кг/м³ | Привнос—вынос | Вес. % | кг/м³ | Привнос—вынос | Вес. % | кг/м³ | Привнос—вынос | Вес. % | кг/м³ | Привнос—вынос |
| $SiO_2$ | 47,86 | 1360,00 | 41,84 | 1010,00 | —350,00 | 39,04 | 954,50 | —405,50 | 41,80 | 961,80 | —398,20 | 41,20 | 976,44 | —383,56 |
| $Al_2O_3$ | 14,46 | 410,00 | 15,58 | 375,10 | —34,90 | 14,07 | 342,00 | —68,00 | 14,70 | 338,20 | —71,80 | 14,21 | 336,50 | —73,50 |
| $Fe_2O_3$ | 5,69 | 167,80 | 14,83 | 357,00 | +189,20 | 17,98 | 440,00 | +272,20 | 15,84 | 365,00 | +197,20 | 17,61 | 417,12 | +249,32 |
| FeO | 6,76 | 192,00 | 1,80 | 43,20 | —148,80 | 1,72 | 42,00 | —150,00 | 3,60 | 81,10 | —110,90 | 1,58 | 37,50 | —154,50 |
| $TiO_2$ | 0,84 | 23,80 | 1,20 | 28,70 | +4,90 | 1,05 | 24,50 | +0,70 | 1,12 | 25,8 | +2,00 | 1,05 | 24,88 | +1,08 |
| MnO | 0,18 | 5,10 | 0,21 | 5,20 | +0,10 | 0,29 | 4,85 | —0,25 | 0,24 | 5,5 | +0,40 | 0,24 | 5,69 | +0,59 |
| MgO | 0,16 | 4,53 | 0,37 | 6,38 | +1,85 | 0,24 | 5,88 | +1,35 | 0,09 | 2,7 | —1,83 | 0,16 | 3,79 | —0,74 |
| CaO | 9,75 | 276,00 | 9,20 | 221,50 | —54,50 | 8,00 | 195,90 | —80,10 | 6,25 | 145,8 | —130,20 | 6,70 | 158,79 | —117,21 |
| $Na_2O$ | 9,08 | 258,50 | 5,25 | 136,10 | —122,40 | 6,46 | 157,90 | —100,60 | 6,51 | 148,0 | —110,5 | 6,15 | 145,75 | —112,75 |
| $K_2O$ | 0,15 | 1,25 | 0,72 | 17,22 | +15,97 | 0,57 | 23,65 | +22,40 | 0,97 | 22,60 | +21,35 | 0,87 | 20,62 | +19,37 |
| Объемный вес . . | 2,85 | | 2,40 | | | 2,44 | | | 2,29 | | | 2,30 | | |

1 — тонкозернистый базальт из центральной части крупного сфероида шаровых лав (исходная порода); 2 — тахилитовая корка сфероида; 3 — дресва шаровых лав; 4 — дресва на контакте с гнездом морденита; 5 — дресва на контакте с гнездом исландского шпата. Анализы проведены в химической лаборатории ВНИИСИМС; объемный вес определен М. С. Васильевой.

нение выражается в замещении вулканического стекла или ранее образовавшегося сапонита халцедоном. При цеолитизации плагиоклаз и меньше вулканическое стекло замещаются морденитом и гейландитом. Все эти околожильные изменения боковых пород

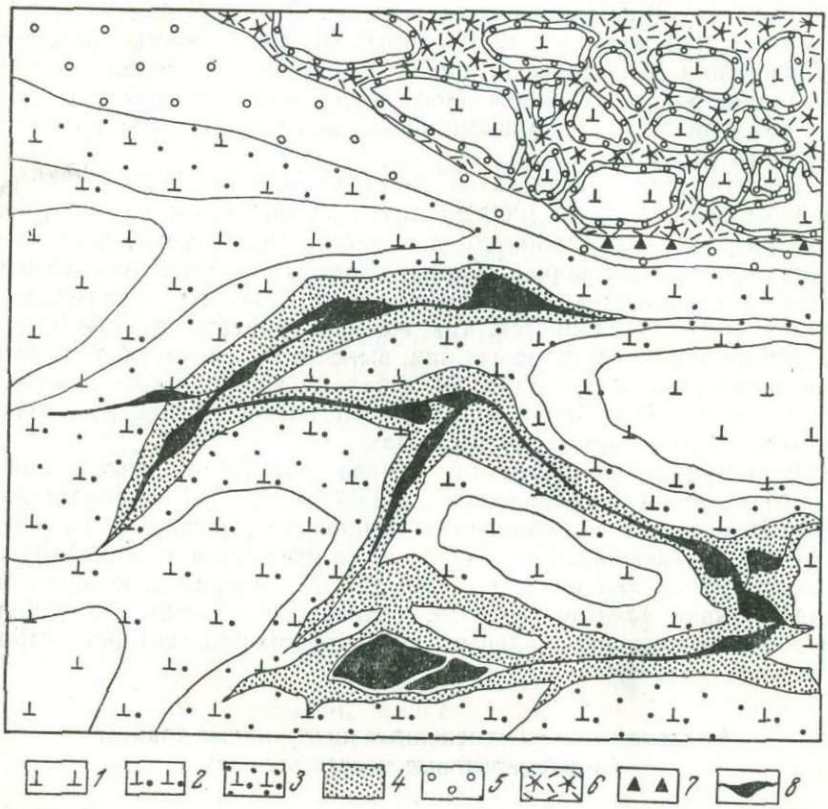



Рис. 5. Околотрещинные зоны гидротермально измененных базальтов на месторождении гончакского типа

*1* — массивные базальты; *2* — миндалекаменные базальты; *3* — базальты с частыми миндаликами; *4* — гидротермально измененные (хлоритизированные и кальцитизированные) мандельштейноподобные базальты; *5* — мандельштейны; *6* — дресва шаровых лав; *7* — туфы мелкообломочные; *8* — минеральное выполнение трещин (халцедон, кальцит и др.)

могут пространственно совмещаться, накладываясь один на другой; только процесс сапонитизации проявляется самостоятельно.

Как показало изучение искусственных протолочек, гидротермальное изменение эффузивных пород (особенно шаровых лав) сопровождается новообразованием некоторых рудных минералов — магнетита, хромита, пирита, халькопирита, сфалерита и реже циркона, апатита, анатаза, киновари.

По химизму процесс изменения базальтов и мандельштейнов является магнезиально-калиевым и характеризуется выносом из 1 $м^3$ до 400 *кг* кремнезема, до 130 *кг* глинозема и окиси кальция, до 150 *кг* окисного железа, до 120 *кг* окиси натрия; привнос резко уступает в количественном отношении выносу. В 1 $м^3$ породы привносится до 270 *кг* закисного железа, до 23 *кг* окиси калия, до 3 *кг* окиси магния, до 5 *кг* окиси титана. Баланс вещества рассчитан на основании 40 химических анализов измененных базальтов, мандельштейнов и мелкообломочного материала шаровых лав, которые сравнивались с анализом неизмененного базальта из центра сфероида (эталон).

Сопоставление результатов спектральных анализов проб (усреднены данные около 1000 анализов), отобранных по геохимическим разрезам, показало, что в процессе гидротермального изменения эффузивных пород обнаруживается хорошая подвижность акцессорных элементов. Из компактных базальтов и миндалекаменных их разновидностей, так же как из периферийных частей сфероидов и дресвы шаровых лав, выносятся относительно небольшие количества хрома, ванадия, кобальта, галлия, меди, а привносится в них только барий. Извлеченные из пород элементы накапливаются затем в минеральных телах.

Зная примерный объем интенсивно минерализованной линзы шаровых лав на месторождении р. Гончак, Е. И. Гуринова (1964) сделала расчет по сопоставлению количества вынесенных из исходной породы (компактного базальта) компонентов и общей массы выделившегося кальцита, а также других минералов, который показал их эквивалентность. Этим, в частности, объясняется то большое содержание минеральных новообразований, которое характерно для шаровых лав.

### Гидротермально измененные интрузивные траппы (аподолеритовые метасоматиты)

Процессы гидротермального изменения долеритов проявлены с различной интенсивностью, в основном вдоль трещиноватых и раздробленных зон. Степень изменения зависит также от межзерновой проницаемости пород. В зонах дробления траппов наряду с относительно свежими, мало измененными блоками долеритов встречаются сильно разрушенные рыхлые и измененные породы, почти утратившие первоначальный облик и структуру. Гидротермально переработанные долериты часто являются продуктами последовательного наложения нескольких типов изменения, которые выражаются в скарнировании, хлоритизации, карбонатизации, окремнении, цеолитизации, аргиллизации, гидрослюдизации и ожелезнении. Часто проявляется только один (цеолитизация) или два (карбонатизация с окремнением) типа изменения.

Для долеритов на месторождениях дайкового типа характерен смешанный тип изменения с развитием высокотемпературного

скарнирования, карбонатизации и более поздних процессов хлоритизации и окремнения. Цеолитизация здесь выражена очень слабо при широком развитии поздних гидрослюдизации и ожелезнения; характерно преимущественное разложение меланократовой части породы при относительной устойчивости плагиоклазов.

Для долеритов на месторождениях штокового типа основным процессом гидротермального изменения является низкотемпературная цеолитизация (р. Джекинда) с существенным разложением плагиоклаза; пироксен остается почти неизмененным. Цеолитизация сочетается с хлоритизацией (р. Мархая) и аргиллизацией.

Для генезиса исландского шпата наиболее важен процесс цеолитизации траппов, поэтому описание начнем с цеолитизированных пород.

*Аподолеритовые цеолитизированные метасоматиты* объединяют несколько разновидностей, различающихся изменением окраски, степенью гидротермальной минерализации, величиной зернистости и разрушенностью. По степени монолитности выделяются крепкие и рыхлые (до сыпучих) переработанные породы.

При изменении этого типа характерно широкое развитие цеолитов, образующихся в основном за счет плагиоклазов. Последние почти полностью замещены десмином, ломонтитом, натролитом, томсонитом, гейландитом, а также мелкочешуйчатым хлоритом и эпидотом; рудный минерал часто замещается сфеном. Пироксен же остается устойчивым, поэтому подобные метасоматиты получили название пироксен-цеолитовых пород. Крепкие разновидности их розовато- и зеленовато-серого цвета, состоят на 60—70% из анальцим-цеолитового, на 5—15% из иддингсит-серпентин-хлоритового и на 1—5% эпидот-цоизитового агрегатов, слагающих основную массу. На ее фоне резко выделяются черные зерна реликтового пижонит-авгита, иногда замещенного ферриавгитом, и новообразованные кристаллы диопсида. Иногда в количестве до 20% присутствует ромбический пироксен (бронзит). Из цеолитов преобладают десмин и гейландит. Количество десмина в отдельных местах может достигать 70—80% объема породы. Одновременно с процессом объемной метасоматической цеолитизации доперитов в их трещинах и открытых пустотках происходит отложение цеолитов, причем число прожилковых минералов этой группы возрастает пропорционально степени изменения породы. В прожилках и жеодах встречаются помимо перечисленных филлипсит, сколецит, стеллерит, лобанит, анальцим, а также ломонтит, левинит, апофиллит.

В пироксен-цеолитовых породах на р. Джекинде К. Ф. Гурьяновым и Ю. Я. Касьяном наблюдалась вертикальная или горизонтальная зональность, выражающаяся в преобладании анальцима в нижней части измененной зоны, а в верхней накапливаются сначала существенно натриевые (натролит) и затем натрокальциевые (томсонит) цеолиты. На р. Мархая в верхних горизонтах измененной зоны преобладает десмин, а на глубине 20—30 *м* — гейландит.

Таблица 4

**Изменения химического состава долеритов при их цеолитизации на месторождениях исландского шпата штокового типа**

| Компоненты | р. Мархая | | | | | | | | р. Джекинда | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | | 2 | | | 3 | | | 4 | | 5 | | |
| | Вес. % | $г/см^3$ | Вес. % | $г/см^3$ | Привнос—вынос | Вес. % | $г/см^3$ | Привнос—вынос | Вес. % | $г/см^3$ | Вес. % | $г/см^3$ | Привнос—вынос |
| $SiO_2$ | 46,52 | 1,320 | 43,78 | 1,125 | —0,195 | 45,25 | 0,762 | —0,558 | 46,52 | 1,320 | 45,36 | 1,241 | —0,079 |
| $TiO_2$ | 1,12 | 0,031 | 1,15 | 0,030 | —0,001 | 1,70 | 0,028 | —0,003 | — | — | — | — | — |
| $Al_2O_3$ | 16,77 | 0,475 | 14,16 | 0,36 | —0,114 | 15,63 | 0,264 | —0,211 | 18,79 | 0,533 | 17,39 | 0,475 | —0,058 |
| $Fe_2O_3$ | 2,82 | 0,079 | 7,21 | 0,185 | +0,106 | 7,15 | 0,121 | +0,042 | 7,04 | 0,200 | 5,18 | 0,142 | —0,058 |
| $FeO$ | 9,28 | 0,262 | 4,00 | 0,103 | —0,159 | 6,18 | 0,104 | —0,158 | 5,00 | 0,142 | 2,15 | 0,059 | —0,083 |
| $MnO$ | 0,10 | 0,002 | 0,12 | 0,003 | +0,001 | 0,28 | 0,004 | +0,002 | 0,19 | 0,005 | 0,13 | 0,003 | —0,002 |
| $MgO$ | 7,36 | 0,208 | 4,46 | 0,115 | —0,093 | 4,40 | 0,073 | —0,135 | 5,60 | 0,159 | 6,62 | 0,181 | +0,022 |
| $CaO$ | 9,39 | 0,266 | 10,15 | 0,260 | —0,006 | 6,16 | 0,104 | —0,162 | 11,70 | 0,332 | 11,84 | 0,324 | —0,008 |
| $Na_2O$ | 2,10 | 0,059 | 2,96 | 0,070 | +0,011 | 4,98 | 0,082 | +0,023 | — | — | — | — | — |
| $K_2O$ | 0,33 | 0,009 | 1,80 | 0,04 | +0,031 | 1,98 | 0,033 | +0,024 | 2,83 | 0,080 | 6,03 | 0,165 | +0,085 |
| $H_2O^-$ | 1,36 | 0,038 | 3,31 | 0,08 | +0,047 | 3,45 | 0,057 | +0,019 | — | — | — | — | — |
| $SO_3$ | 0,08 | 0,002 | 0,35 | 0,009 | +0,007 | — | — | —0,002 | 0,38 | 0,010 | 0,08 | 0,002 | —0,008 |
| $P_2O_5$ | 0,27 | 0,008 | 0,30 | 0,002 | —0,006 | 0,26 | 0,004 | —0,004 | — | — | — | — | — |
| П. п. п. | 2,50 | 0,071 | 5,89 | 0,151 | +0,080 | 2,63 | 0,044 | —0,027 | 2,34 | — | 5,34 | — | — |
| Сумма . . | 100,00 | — | 99,64 | — | — | 100,05 | — | — | 100,39 | — | 100,12 | — | — |
| Объемный вес . . . | 2,83 | | 2,57 | | | 1,68 | | | 2,84 | | 2,73 | | |

1 — исходный (неизмененный) среднезернистый долерит; 2— пироксен-цеолитовая порода, рыхлая, из середины кальцитоносной зоны; 3 — рыхлая цеолитизированная и глинистая порода вблизи гнезд исландского шпата; 4 — исходный габбро-долерит из средней части шпатоносного интрузива; 5 — пироксен-цеолитовая порода из кальцитоносной зоны.

Анализы 1, 2, 3 выполнены А. Н. Медведевым (ВНИИСИМС); объемный вес определен Н. И. Пикалевой (МГРИ)

Анализы 4 и 5 выполнены Н. В. Огородновой (ВНИИП); объемный вес определен И. Н. Гусевой (ВНИИП).

Горизонтальная зональность здесь выражается в увеличении количества шабазита по направлению к неизмененной породе.

По химизму процесс цеолитизации долеритов связан с привносом в исходную породу щелочей и выносом из нее кальция (табл. 4). При преобразовании 1 $м^3$ среднезернистого габбро-долерита в пироксен-цеолитовую породу выносится от 80 до 560 *кг* окиси кремния, от 6 до 160 *кг* окислов кальция, от 50 до 200 *кг* глинозема; одновременно привносится от 25 до 85 *кг* щелочей ($Na_2O+K_2O$).

Среди крепких пироксен-цеолитовых пород на р. Джекинде выделяются (Дмитриев, 1963) пироксен-цеолит-сфеновые породы с содержанием сфена до 25%. Сфен образует длиннопризматические коричневато-бурые кристаллы величиной до 1,5 *см* в длину.

Рыхлые пироксен-цеолитовые долериты р. Мархан отличаются от джекиндинских интенсивной хлоритизацией и имеют серовато-зеленую и желтовато-бурую окраску. Хлоритизации подвергается не только стекловатая масса и пироксен, но и плагиоклаз. Изучение оптических констант минералов хлоритовой группы из рыхлых гидротермально измененных пород показало, что из хлоритов преобладает афросидерит (табл. 5).

Таблица 5

**Оптическая характеристика хлорита (афросидерита) из месторождений штокового типа**

| Показатели | Обр. 4/113/1 из миндалин | Обр. 7 | Обр. 114/1 | Обр. 172/6 |
|---|---|---|---|---|
| Цвет | Ярко-зеленый | Голубовато-зеленый | Бледно-зеленый | Желтовато-зеленый |
| Плеохроизм | Слабый, в зеленых тонах (зеленый, желто-зеленый) | Отчетливый: по *Ng* — синевато-зеленый, по *Np* — золотисто-зеленый, бледный | Очень слабый | Очень слабый |
| Удлинение | Положительное | Положительное | Положительное | Положительное |
| Форма выделения | Мелкие зерна | Тонковолокнистые агрегаты | Тонковолокнистые агрегаты | Тонковолокнистые агрегаты |
| *g* | 1,646 | 1,648 | 1,645 | 1,635 |

Цеолитизированные и хлоритизированные породы в ходе дальнейшего развития щелочного метасоматического процесса подвергаются монтмориллонитизации. Глинистые породы чаще встречаются вблизи гнезд исландского шпата; они образуют неправильной, извилистой, карманообразной формы выделения. Минералогический анализ тонкоотмученной глинистой фракции показал, что глина содержит 50% песчанистой части. Она представлена

агрегатами метаморфизованных пород, обломками кристаллов цеолитов, зернами магнетита, эпидота, реже кварца и чешуйками хлорита, интенсивно окрашенными бурыми гидроокислами железа. Тонкодисперсная часть породы (50%) содержит несколько меньшее количество кварца, зерна турмалина и полевых шпатов. Глинистый минерал представлен монтмориллонитом. В качестве примеси присутствуют цеолиты, кальцит, хлорит и магнетит.

Термические кривые, полученные при исследовании тонких фракций этой пробы, тождественны. Они отражают монтмориллонитовый состав глинистой массы (эндоэффект при 140—145°, 660—650°, 850° С и экзоэффект при 945—925° С).

В табл. 6 приведен химический состав тонкой глинистой фракции, оказавшейся полиминеральной. Преобладающими минералами являются монтмориллонит и ферримонтмориллонит, примесями — цеолиты, хлорит, ильменит и бурые гидроокислы железа.

Таблица 6

**Химический анализ тонкой фракции (0,005 *мм*) глинистой породы месторождения штокового типа р. Джекинды**

| Компоненты | Расчет на воздушно-сухую навеску | Расчет на абсолютно сухое вещество без учета кварца и аморфной кремнекислоты |
|---|---|---|
| $SiO_2$ (кварц) | 0,80 | — |
| $SiO_2$ (аморфн.) | 0,88 | — |
| $SiO_2$ (силикатн.) | 36,06 | 42,19 |
| $Al_2O_3$ | 10,67 | 12,48 |
| $Fe_2O_3$ | 20,58 | 24,08 |
| FeO | 0,27 | 0,31 |
| $TiO_2$ | 1,07 | 1,25 |
| MnO | 0,07 | 0,08 |
| CaO | 1,94 | 2,27 |
| MgO | 6,89 | 8,06 |
| $P_2O_5$ | 0,09 | 0,10 |
| S | Следы | Следы |
| $SO_3$ | Не опр. | — |
| $Na_2O$ | 0,12 | 0,14 |
| $K_2O$ | 0,19 | 0,22 |
| $H_2O^-$ | 13,00 | — |
| П. п. п. | 7,94 | 9,29 |
| Сумма . . . . . | 100,57 | 100,47 |

Аналитик Н. И. Тунцова.

Среди рыхлой хлорит-монтмориллонитовой породы иногда содержатся скопления абсолютно чистого монтмориллонита (участок Таз-Тарютях на р. Джекинде).

*Аподолеритовые кремнисто-карбонатные метасоматиты*, ошибочно принимавшиеся за карбонатиты, впервые установлены на месторождении дайкового типа (р. Мункамба) и в литературе до сих пор не отмечались. Они образуют крупные и мелкие тела изометричной формы с извилистыми контурами размером до 10—15 *м* в поперечнике, залегающие в зонах крупноглыбового дробления внутри трапповых даек. От подобных им по облику жильных кремнисто-карбонатных тел они отличаются отсутствием резких контактов со свежими породами и постоянным присутствием реликтов исходных пород (долеритов) в виде слабо карбонатизированных крепких обломков с угловатыми контурами; мелкие реликтовые обломки относительно свежих долеритов создают веерообразный текстурный рисунок. Метасоматитовые тела сложены крепкой и разрыхленной вплоть до сыпучки существенно карбонатной породой.

Рыхлые участки представляют собой пропитанную и сцементированную кремнисто-карбонатным материалом магнетит-долеритовую брекчию. Местами в них отмечаются землистые скопления вишнево-бурых охр с мартитом, придающие породе пятнистый облик. Метасоматическому замещению карбонатным материалом подвергнуты также включенные обломки жильного магнетита.

Крепким и массивным участкам карбонатной породы свойственна мелко- и грубозернистая структура; последняя типична для перекристаллизованных разностей. Иногда в полностью замещенных кремнисто-карбонатным материалом участках наблюдается реликтовая сфероидальная скорлуповатая отдельность, свойственная неизмененным долеритам (рис. 6).

Широко развитые процессы выщелачивания и окремнения кремнисто-карбонатных пород приводят к существенному преобразованию их текстуры и внешнего облика. Порода из массивной становится чрезвычайно пористой, ноздреватой, местами приобретает каркасную текстуру. Размер полостей выщелачивания достигает 20—30 *см* в поперечнике. Выщелачиванию подвергается в основном кальцит, а замещающим и скрепляющим материалом является кремнезем, вынесенный из долеритов при их карбонатизации.

Кремнисто-карбонатные породы на 90% состоят из кальцита и в более редких случаях доломита (до 40%). Последний, вероятно, развивается по хлоритизированному долериту, имеющему повышенное содержание магния. Кроме кальцита и доломита в небольшом количестве встречаются реликтовые минералы — пироксен, оливин и плагиоклаз, замещенные цеолитами, хлоритом, гидробиотитом и гидрослюдой, а также магнетит, часто замещенный мартитом. Кроме того, фиксируются пирит, галенит, малахит, барит, флюорит, цеолиты, которые особенно характерны для карбонатных пород жильного типа. Весьма характерно обогащение апатитом, количество которого достигает в отдельных участках 1%; гораздо реже присутствует сфен.

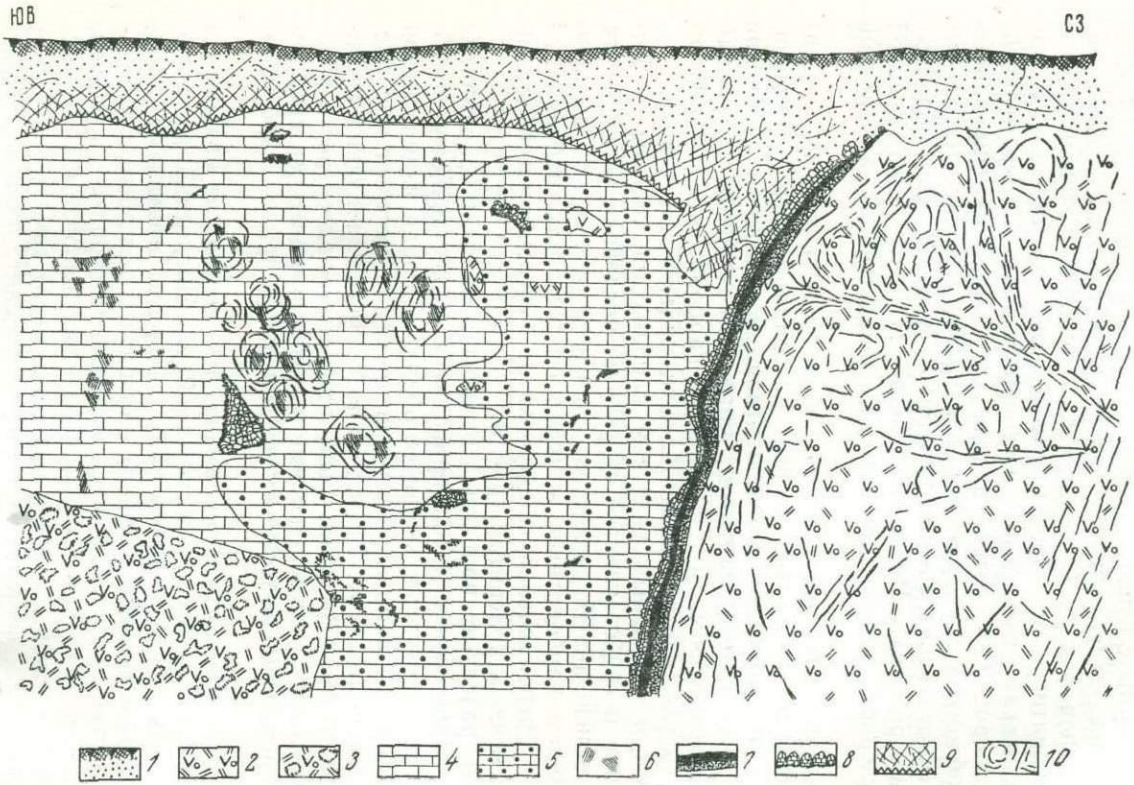



Рис. 6. Метасоматическое кремнисто-карбонатное тело в зоне дробления долеритовой дайки, р. Мункамба (зарисовка стенки траншеи)

*1* — почвенно-делювиальные отложения; *2* — слабо измененные миндалекаменные долериты; *3* — магнетит-долеритовая брекчия петельчатой текстуры; *4* — плотная карбонатная порода; *5* — рыхлая сыпучая карбонатная порода; *6* — участки окремнения; *7* — жильный магнетит; *8* — мартитизированная часть магнетитовой жилы, частично замещенная карбонатным материалом; *9* — кальцитовая жила; *10* — реликтовая скорлуповатая отдельность в карбонатной породе

Различаются существенно карбонатные разновидности, сложенные в основном кальцитом, существенно кремнистые, состоящие из кварца и халцедона, и промежуточные. Существенно карбонатные породы имеют гетеробластовую структуру, а участками гранобластовую и полосчатую. Существенно кремнистые породы обладают криптокристаллической и сферолитовой, иногда каркасной, крустификационной и колломорфной структурой, а участки, сложенные агрегатами кварцевых зерен, — гранобластовой (мозаичной) структурой. Иногда наблюдалась реликтовая офитовая структура долерита, выражающаяся в призматическом облике кварцевых выделений, соответствующих замещенному плагиоклазу, которые разбросаны среди ксеноморфных зерен кальцита, заместившего пироксен (рис. 7).

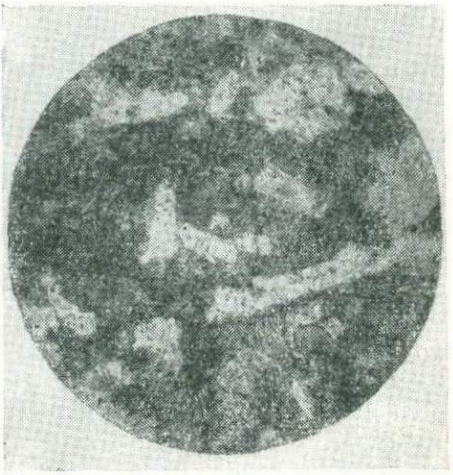


Рис. 7. Реликтовая офитовая структура аподолеритовой кремнисто-карбонатной породы.

Белое — кварц, заместивший идиоморфные выделения плагиоклаза; серое — кальцит по пироксену. Ув. 64, без анализатора

Кварц и халцедон чаще встречаются совместно, цементируя кальцитовые зерна или проникая в них по трещинам и пустотам. Кварц образует мелкие (от сотых до десятых долей миллиметра), часто раздробленные изометричные зерна с извилистыми, зубчатыми контурами; встречаются и вытянутые зерна, заканчивающиеся идиоморфными кристаллами с ромбоэдрической головкой.

Халцедон встречается в виде незавершенных сферолитов или пластинчатых, тонковолокнистых радиальнолучистых агрегатов, удлиненных или листьевидных лапчатых зерен размером до 0,5—1 *мм*, которые постепенно переходят в ограненный кварц. Сферолитовые агрегаты мелкозернистые, величина их не превышает десятых долей миллиметра. Встречаются и более крупные завершенные сферолиты халцедона шестиугольного сечения. Местами агрегаты халцедона располагаются в виде пересекающихся полосок с пустыми промежутками, образуя участки каркасной структуры. Положительное удлинение позволяет отнести минерал к разновидности халцедона — кварцу. Иногда выделения халцедона сильно загрязнены ржаво-бурыми гидроокислами железа.

Из цеолитов чаще всего присутствуют десмин и шабазит. Десмин прорастает зерна кальцита в виде удлиненных таблитчатых кристаллов и радиальнолучистых и сноповидных агрегатов. Шаба-

зит выделяется в виде пластинчатых и квадратных в сечении кристаллов с отчетливой спайностью по ромбоэдру, с очень низким двупреломлением (0,002—0,005) и секториальным (прямым) погасанием.

Апатит распространен в породе неравномерно. Им обычно обогащены крупнозернистые участки существенно карбонатной породы. Он присутствует в виде длинно- и короткопризматических кристаллов длиной до 0,2 *мм*, местами сгруппированных в радиально расходящиеся пучки, а также шестиугольных и таблитчатых зерен.

Рутил образует пучки тонкоигольчатых кристаллов среди кварцевых зерен и вокруг включений титаномагнетита. Иногда отчетливо проявлена картина распада твердого раствора с выделением массы разноориентированных иголочек рутила красновато-бурого цвета со слабым плеохроизмом.

Магнетит (до 20%) встречается в виде равномерно распыленных мелкозернистых агрегатов отдельных небольших (десятые доли миллиметра) зерен неправильной формы, включенных в кальцит, реже в кварц, а также в виде реликтовых, неполностью замещенных кальцитом кристаллов, довольно крупных угловатых и таблитчатых выделений и крупных (до 1—2 *мм*) оолитоподобных колломорфных скоплений. Часто выделения магнетита окружены желтовато-бурыми каемками гидроокислов железа; местами он полностью превращен в вишнево-красный (в отраженном свете) мартит.

Мелкие зерна пирита, часто имеющие квадратное сечение, иногда сгруппированы в полоски. В обогащенных пиритом участках карбонатной породы его содержание достигает 5—10%. Размеры зерен пирита невелики — до десятых долей миллиметра; отдельные кристаллы кубической формы до 2 *мм*. Зерна пирита изредка лимонитизированы.

Малахит наблюдается вблизи зерен пирита или между кальцитовыми зернами. Формы его выделений неправильные, в отдельных случаях изометричные листьевидные; при большом увеличении заметно веерообразное угасание. В параллельном свете окрашен в грязный изумрудно-зеленый цвет с заметным плеохроизмом.

Химический состав аподолеритовых кремнисто-карбонатных метасоматитов (табл. 7) по сравнению с составом апотуфовой карбонатной породы горы Чавида, по Ю. И. Дмитриеву (1963), отличается большим разнообразием, что объясняется, очевидно, учитывая близость составов исходных пород, различными физико-химическими условиями, в которых протекал кальциевый метасоматоз по долеритам и туфам.

Спектральными анализами описанных пород установлено значительное количество сидерофильных элементов-примесей (от 0,4 до 1% и более F, Mg, Mn, Ti, V, Cr), содержащихся во включенном магнетите. Из халькофильных элементов присутствуют в сотых и тысячных долях процента Cu и Ni и эпизодически в ничтожных

Таблица 7

**Химический состав аподолеритовых кремнисто-карбонатных метасоматитов и жильных образований (месторождение дайкового типа, р. Мункамба)**

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 0,20 | 10,45 | 3,90 | 27,60 | 80,00 | 84,22 | 2,16 |
| $Al_2O_3$ | 0,20 | 3,10 | 0,41 | 2,24 | — | 0,43 | 0,60 |
| $Fe_2O_3$ | 0,13 | 13,66 | 0,34 | 0,25 | 0,10 | 0,14 | 0,85 |
| FeO | 0,06 | | 0,08 | 0,16 | | 0,04 | — |
| $TiO_2$ | — | 0,40 | — | 0,07 | 0,05 | — | — |
| MnO | 0,26 | — | 0,17 | 0,20 | — | 0,03 | — |
| CaO | 55,50 | 38,36 | 52,84 | 37,56 | 10,52 | 7,93 | 52,99 |
| MgO | 0,10 | 1,62 | 0,23 | 0,26 | 0,36 | — | 0,37 |
| $Na_2O$ | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,53 | 0,11 | 0,10 | — |
| $K_2O$ | — | 0,15 | — | 0,20 | 0,08 | — | — |
| $P_2O_5$ | 0,02 | — | 0,04 | 0,06 | — | 0,04 | — |
| S | — | — | — | 0,05 | — | 0,05 | — |
| $H_2O^-$ | 0,16 | 1,77 | 0,26 | 0,14 | 0,20 | 0,14 | — |
| $CO_2$ | 44,0 | 28,45 | 41,85 | 29,8 | 8,11 | 6,26 | — |
| П. п. п. | — | 1,46 | — | 0,72 | 0,50 | 0,93 | 42,32 |
| Сумма . . | 100,72 | 99,51 | 100,21 | 99,84 | 100,03 | 100,31 | 99,29 |

Аналитик Н. А. Тихонова (ВИМС).

1 — существенно карбонатная порода внутри зоны дробления, участок Водораздельный; 2 — кремнисто-карбонатная порода с доломитом из метасоматического тела; 3 — существенно карбонатная порода из приконтактовой жилы; 4 — кремнисто-карбонатная приконтактовая жила с глубины 30 *м* скв. 4; 5 — карбонатно-кремнистый прожилок внутри зоны дробления; 6 — кремнистый прожилок — псевдоморфоза по магнетитовой жиле; 7 — карбонатная порода горы Чавида (по Ю. И. Дмитриеву).

количествах Co, Pb, Zn, Sn, Ag, а также P, Ba и Sr, содержание которого повышается иногда до 0,1—0,3%. Кроме того, в карбонатных породах фиксируются акцессорные Be, La, Sc, Y, Yb, Zr, которые накапливаются в цеолитах, апатите, сфене и рутиле.

*Аподолеритовые скарнированные породы* развиты на месторождении дайкового типа (р. Мункамба). Залегают они в виде узких линейно вытянутых зон мощностью от 20 *см* до 0,5 *м* в экзоконтакте трапповых тел, а также внутри даек вдоль трещин отдельности. Скарны, образованные за счет долеритов, характеризуются полосчатой и пятнистой текстурой, обусловленной чередованием интенсивно хлоритизированных и ожелезненных участков. Последние имеют желтовато-бурый и розовый цвет, обусловленный вкрапленностью мартита и гидроокислов железа.

В зависимости от степени развития процесса метасоматоза в скарнах содержится различное количество реликтов исходных пород, представленных участками свежих микродолеритов порфировидной структуры, неполностью замещенными первичными породообразующими минералами, а также полными псевдоморфо-

зами по оливину и пироксену (хлорит, роговая обманка) и плагиоклазу (кальцит, хлорит).

Структура скарнированных пород порфирогранобластовая и гранобластовая с фибробластовой структурой основной массы.

Главными минералами скарнов являются гранат, кальцит, пироксен; второстепенными — хлорит, актинолит, гидрослюды, магнетит (мартит), сульфиды. Из акцессорных присутствует апатит, реже сфен.

Гранат составляет до 70% объема породы. Иногда он представлен агрегатом ксеноморфных зерен, но чаще образует хорошо

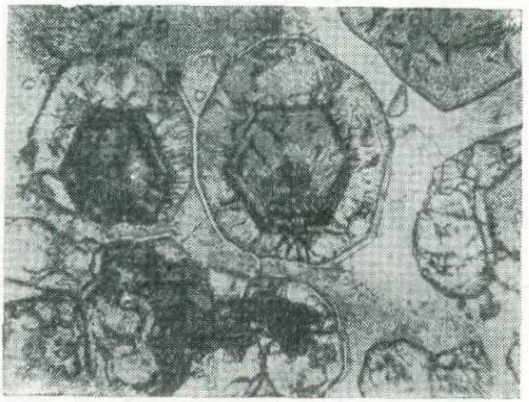


Рис. 8. Зональные кристаллы граната в скарнированном долерите. Ув. 24, без анализатора

оформленные кристаллы гексагонального и многоугольного сечения размером от долей миллиметра до 1,5—2 *мм*, в отдельных случаях до 6 *мм* в поперечнике. Часто наблюдаются зональные кристаллы с бурым окрашенным ядром, которое отделено от периферической бесцветной части хлоритовой или кальцитовой каемкой (рис. 8). Большинству кристаллов свойственна анизотропия, а также секториальное угасание, подчеркивающее зональность их строения. В гранате постоянно присутствуют включения вмещающей породы и различных минералов: хлорита, кальцита, эпидота, актинолита. В центре зерен граната иногда наблюдается титаномагнетит в форме трапеций и сферических треугольников. При интенсивном замещении граната постериорными минералами от него остается только тонкая краевая часть («фаршированные» кристаллы).

Кальцит встречается в двух генерациях. Кальцит I генерации замещает все минералы исходной породы и представлен крупными (*до 2 мм*) *ксеноморфными зернами со следами перекристаллизации*, что угадывается по их скрытомозаичному угасанию. Он яв-

ляется, очевидно, наиболее ранним минералом скарнов; на базе его затем развиваются кристаллы граната. Кальцит II генерации развивается по зернам граната и, кроме того, встречается в основной массе в виде мелкозернистого агрегата.

Пироксен наблюдается в виде мелких (десятые и сотые доли миллиметра) новообразованных кристалликов совместно с тонкокристаллическим агрегатом кальцита в основной массе пироксен-кальцит-гранатовых скарнов. Агрегаты призматических кристалликов пироксена образуют кучные скопления, окружающие более крупные зерна других минералов. Другая разновидность встречается в виде редких крупных (1—1,5 *мм*) призматических или ксеноморфных новообразованных зерен диопсида ($n_g$=1,714; $n_p$=1,694; $cNg$=44°), которым иногда свойственна сдвойникованность. В некоторых шлифах можно видеть, что они образованы за счет собирательной перекристаллизации мелких зерен реликтового пироксена.

Хлорит совместно с кальцитом, а иногда и пироксеном составляет основную массу породы. Распределение в ней хлорита неравномерное: одни участки обогащены хлоритом, в других преобладает кальцит. Характеристика хлорита и его оптические свойства (в том числе из апотуфовых скарнов) приведены в табл. 8.

Таблица 8

**Оптическая характеристика хлорита (дженкинсита) из скарнов месторождения дайкового типа**

| Показатели | Хлорит из скарнированного долерита | Хлорит из основной массы скарнированного туфа | Хлорит из основной массы скарнированного туфа | Хлорит из включений в кристаллах граната |
|---|---|---|---|---|
| Цвет | *Голубовато-зеленый* | *Зеленоватый* | Голубовато-зеленый | Голубовато-синевато-зеленый |
| $n_g$ | 1,614 | 1,610 | 1,611 | 1,608 |
| $n_p$ | Не опр. | Не опр. | 1,588 | *Не опр.* |
| $-2V$ | Малый | До 35° | Малый | До 40° |
| Плеохроизм | Слабый в зеленых тонах | Слабый | Заметный по по схеме $Ng>Nm>Np$ По $Ng$ и $Nm$ голубовато-зеленый, по $Np$ светло-зеленый | Заметный по схеме $Ng>Nm>Np$ По $Ng$ голубовато-зеленый, по $Np$ светло-зеленый |
| Форма выделения | *Пластинчатые*, чешуйчатые агрегаты | Волокнистые, реже пластинчатые агрегаты | Волокнистые агрегаты | Тонковолокнистые и розеточатые агрегаты |
| Угасание | Прямое | | | |
| Удлинение | *Положительное* | | | |

Дисперсия оптических осей сильная $r > v$

Помимо голубовато-зеленого хлорита, отнесенного по оптическим свойствам к железистой разновидности антигорита—джен-

кинситу, в скарнах встречается и другая, более магнезиальная его разновидность, представленная низкодвупреломляющим мелкозернистым агрегатом зеленовато-бурого хлорита (пеннин?).

Как показало изучение (Е. Д. Надеждина) протолочек из скарнов, в их составе кроме отмеченных минералов имеются сфалерит, галенит, флюорит, роговая обманка, биотит, рутил и циркон в единичных зернах, а также до 60% пирита (по отношению к неэлектромагнитной фракции).

Химическими анализами (табл. 9) выявлена типичная десилификация скарнов по сравнению с долеритами и накопление в них извести.

Таблица 9

**Химический состав аподолеритовых скарнов на месторождениях исландского шпата дайкового типа (р. Мункамба)**

| Компоненты | Хлорит-гранатовый скарн из скв. 9, глубина 70 *м* | Хлорит-кальцит-гранатовый скарн из траншеи |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 38,90 | 28,02 |
| $TiO_2$ | 1,69 | 0,48 |
| $Al_2O_3$ | 11,99 | 8,12 |
| $Fe_2O_3$ | 6,61 | 6,95 |
| $FeO$ | 5,40 | 0,81 |
| $MnO$ | 0,12 | 0,07 |
| $MgO$ | 7,95 | 4,78 |
| $CaO$ | 14,86 | 25,68 |
| $Na_2O$ | 1,68 | 3,12 |
| $K_2O$ | 0,82 | 3,35 |
| $H_2O^-$ | 1,68 | 1,49 |
| $H_2O^+$ | — | — |
| $P_2O_5$ | Следы | 0,20 |
| $SO_3$ | 0,18 | — |
| $CO_2$ | 5,03 | — |
| П. п. п. | 2,69 | 17,71 |
| Сумма . . . | 99,60 | 100,78 |

Анализы проведены Н. И. Крутилиной и Е. Н. Герасимовой (ГУЦР).

Спектральными анализами в скарнах фиксируются скандий, цирконий, ванадий, бериллий; по сравнению с исходными породами повышено содержание стронция (до 0,1%), бария (до 0,05%) и фосфора (0,08%).

Баланс привноса — выноса компонентов при скарнировании долеритов (рис. 9) свидетельствует о выносе из 1 $м^3$ исходных пород до 416 *кг* кремнезема и до 60 *кг* окиси магния и привносе до 578 *кг* окиси кальция и от 10 до 38 *кг* железа.

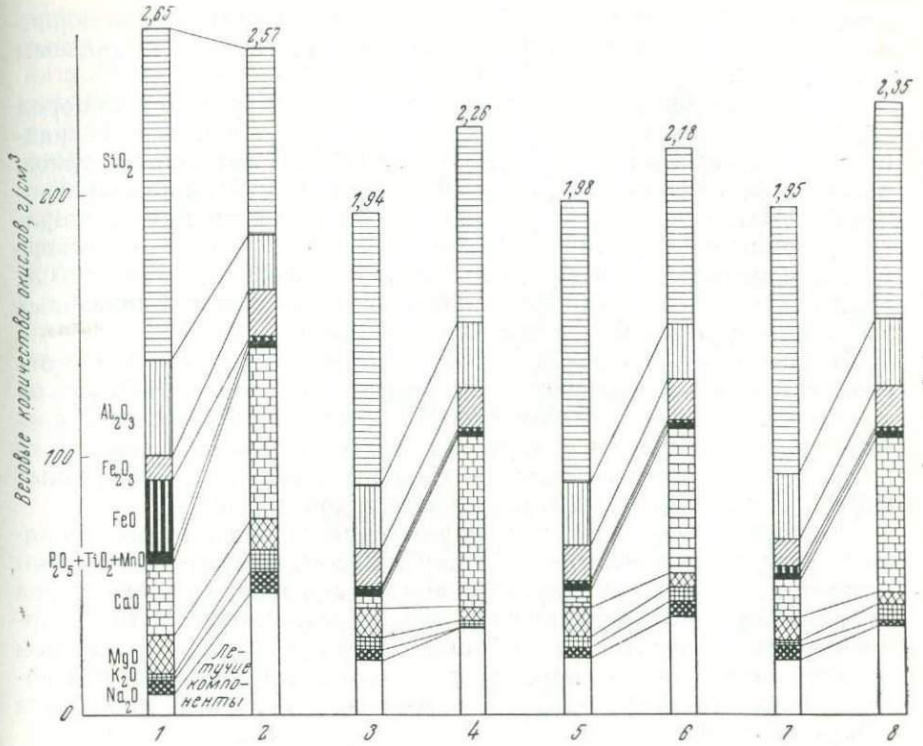



Рис. 9. Изменение химического состава долеритов (обр. 1, 3, 5, 7) при их скарнировании (обр. 2, 4, 6, 8) на месторождении исландского шпата дайкового типа. Цифры над колонками — объемный вес породы

## Гидротермально измененные вулканогенно-обломочные породы

Гидротермальный метасоматоз вулканогенно-обломочных пород широко проявлен на месторождениях исландского шпата в зонах дробления и сильной трещиноватости. Наиболее интенсивным процессом изменения является карбонатизация, выражающаяся в замещении кальцитом пеплового цемента туфов и таких минералов в обломочной части, как плагиоклаз и пироксен. Слабее проявлены более ранние процессы — хлоритизация, актинолитизация и скарнирование. Самыми поздними являются цеолитизация и анальцимизация.

Гидротермальные изменения туфогенных пород подробно изучались нами в пределах Тунгусско-Мункамбинского и Дагалдынского разломов (участки Водораздельный, Структурный, Промежуточный и др. в районе месторождений исландского шпата дайкового типа). Здесь агломератовые туфы в экзоконтактах с траповыми дайками подвергнуты довольно сильному гидротермальному изменению, которое выражается в основном в карбонатизации,

хлоритизации и скарнировании. От свежих исходных туфов коричневато-бурого цвета измененные туфы внешне отличаются сильным осветлением.

В строении ореола измененных вмещающих туфогенных пород наблюдается определенная зональность: вблизи контакта с трапповыми дайками развиты маломощные (5—10 *см*) зоны скарнов, затем зоны (мощностью до 5—10 *м*) интенсивно карбонатизированных светло-серых туфов, которые постепенно сменяются хлоритизированными туфами зеленовато-серого и буровато-зеленого цвета; мощность зон хлоритизированных туфов от 10 до 100 *м*. Местами сочетание карбонатизированных и хлоритизированных участков обусловливает полосчатость измененных туфов.

В хлоритизированных туфах в пепловой стекловатой массе наблюдаются мелкочешуйчатые скопления темного буровато-зеленого с желтоватым оттенком хлорита, а по обломочной части развиты радиальнолучистые агрегаты более светлого зеленоватого хлорита, часто выполняющего миндалины в обломках эффузивных пород. Хлорит в туфах иногда замещен гидрослюдой.

*Апотуфовые скарны* на месторождении дайкового типа образуют зоны вдоль контактов и между кулисообразными трапповыми телами. Узкие полосы скарнов окаймляют угловатые блоки туфов также и внутри зон дробления в дайках. От зеленовато-бурых скарнированных долеритов апотуфовые скарны в связи с развитием поздних минералов — гидрослюды, актинолита, эпидота отличаются более светлой зеленовато-бирюзовой окраской и бóльшей однородностью.

Апотуфовые скарны представляют собой мелко-среднезернистую крепкую или рыхлую породу, на 20—70% состоящую из хорошо оформленных кристаллов граната гроссуляр-андрадитового ряда, погруженных в пелитоморфную хлоритизированную и кальцитизированную массу. Интенсивно кальцитизированные апотуфовые скарны с последующей перекристаллизацией кальцита имеют структуру типа фонтенбло, благодаря чему отдельные участки такой породы приобретают общую поверхность спайности, как у монокристалла кальцита.

Реликты обломочной структуры туфогенных пород сохранились в виде крупных резорбированных зерен пироксена, плагиоклаза и кварца. Местами в кальцитизированной пепловой массе угадываются только контуры бывшей обломочной структуры туфов. Иногда (р. Джекинда) в этих скарнах отмечается большое количество вилюита.

Процесс скарнирования, как показывает изучение измененных в разной степени пород, начинается с карбонатизации пепловой массы в туфах, постепенно захватывающей и главные породообразующие минералы. Затем на карбонатной основе происходит кристаллизация гроссуляра наряду с новообразованием диопсида. На более поздних стадиях минералообразования гранаты замещаются хлоритом, кальцитом II генерации, актинолитом, эпидотом и

другими минералами. Среди них в основной массе породы встречаются тонкозернистые агрегаты позднего альбита, а по кальциту II в свою очередь развивается кварц и цеолиты (десмин и гейландит). В скарнах по туфам отмечаются участки, обогащенные актинолитом и апатитом; последний образует крупные (до 0,5 *мм*) неправильной формы, реже идиоморфные (гексагональные) выделения или тонкопризматические включения в гранате. Крупные кристаллы апатита иногда встречаются группами в тесной ассоциации с мелкопризматическими агрегатами пироксена, вростки которого проникают в кристаллы апатита.

Химизм изменения туфогенных пород (табл. 10) соответствует типичному процессу скарнирования. Он характеризуется выносом кремнезема, значительным привносом кальция и меньше — железа с переводом последнего в окисную форму. В большинстве анализов фиксируется также вынос щелочей и магния.

Таблица 10

**Химический состав скарнированных туфов**

| Компоненты | Район месторождения дайкового типа (бассейн Мункамбы) | | | *Район месторождения* штокового типа (по В. И. Сафьянникову) (бассейн Джекинды) | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Кальцит-гранатовый скарн | Пироксен-хлорит-гранатовый скарн | Гранат-кальцитовый скарн | Кальцит-гранатовый скарн | Хлорит-гранатовый скарн, рыхлый |
| $SiO_2$ | 30,45 | 32,98 | 34,46 | 32,35 | 29,95 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 0,62 | 0,57 | 0,40 | 0,12 |
| $Al_2O_3$ | 9,70 | 10,96 | 10,38 | 14,42 | 17,33 |
| $Fe_2O_3$ | 7,26 | 7,08 | 6,41 | 3,80 | 2,10 |
| $FeO$ | 0,69 | 0,45 | 0,65 | 0,06 | 0,48 |
| $MnO$ | 0,09 | 0,11 | 0,13 | 0,09 | 0,10 |
| $MgO$ | 2,38 | 2,43 | 1,69 | 7,22 | 15,40 |
| $CaO$ | 25,94 | 27,95 | 25,52 | 29,52 | 19,01 |
| $Na_2O$ | 2,76 | 0,12 | 0,82 | 0,09 | 0,06 |
| $K_2O$ | 2,66 | 1,16 | 2,34 | 0,03 | 0,01 |
| $H_2O^-$ | 2,56 | 2,74 | 1,44 | 1,44 | 0,93 |
| $H_2O^+$ | — | 2,04 | 3,12 | 3,46 | 6,47 |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,25 |
| $S$ | 0,10 ($SO_3$) | 0,05 | 0,05 | — | — |
| $CO_2$ | — | 10,79 | 12,30 | 7,02 | 7,84 |
| П. п. п. | 14,94 | 1,03 | 0,10 | — | — |
| Сумма . . | 100,42 | 100,58 | 100,05 | 99,96 | 100,05 |
| Аналитик | З. Н. Ягодовская (ВНИИСИМС) | Н. И. Тихонова (ВИМС) | | Е. Райкова и М. Кузнецова (ИРГИРЕДМЕТ) | |

Таблица 11

**Изменение химического состава туфов при их карбонатизации по скв. 4 на месторождении исландского шпата дайкового типа**

| Компоненты | 1 | | 2 | | | 3 | | 4 | | | 5 | | | 6 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Вес. % в пересчете на 100% | Вес. количества, г/см³ | Вес. % | г/см³ | Привнос—вынос | Вес. % | г/см³ | Привнос—вынос | Вес. % | г/см³ | Привнос—вынос | Вес. % | г/см³ | Привнос—вынос | Вес. % | г/см³ | Привнос—вынос |
| $SiO_2$ | 52,97 | 1,033 | 44,55 | 0,793 | —0,240 | 48,89 | 0,939 | —0,094 | 52,61 | 0,947 | —0,086 | 52,76 | 0,823 | —0,210 | 38,99 | 0,640 | —0,393 |
| $Al_2O_3$ | 12,75 | 0,249 | 12,59 | 0,224 | —0,025 | 13,01 | 0,250 | +0,001 | 13,26 | 0,239 | —0,010 | 13,94 | 0,244 | —0,005 | 11,79 | 0,193 | —0,056 |
| $Fe_2O_3$ | 4,97 | 0,97 | 2,08 | 0,037 | —0,060 | 5,09 | 0,098 | +0,001 | 5,47 | 0,098 | +0,001 | 3,10 | 0,054 | —0,043 | 3,29 | 0,054 | —0,043 |
| FeO | 1,53 | 0,030 | 0,76 | 0,014 | —0,016 | 2,36 | 0,045 | +0,015 | 1,75 | 0,032 | +0,002 | 0,61 | 0,011 | —0,019 | 0,50 | 0,008 | —0,022 |
| $P_2O_5$ | 0,10 | 0,002 | 0,10 | 0,002 | — | 0,11 | 0,002 | — | 0,13 | 0,002 | — | 0,15 | 0,003 | +0,001 | 0,08 | 0,001 | —0,001 |
| $TiO_2$ | 0,69 | 0,013 | 0,75 | 0,013 | — | 0,77 | 0,015 | +0,002 | 0,76 | 0,014 | +0,001 | 0,75 | 0,013 | — | 0,71 | 0,012 | —0,001 |
| MnO | 0,08 | 0,002 | 0,10 | 0,002 | — | 0,09 | 0,002 | — | 0,13 | 0,002 | — | 0,06 | 0,001 | —0,001 | 0,10 | 0,002 | — |
| CaO | 7,70 | 0,150 | 16,55 | 0,295 | +0,145 | 9,22 | 0,177 | +0,027 | 7,15 | 0,229 | +0,079 | 9,21 | 0,161 | +0,011 | 18,13 | 0,298 | +0,148 |
| MgO | 4,77 | 0,093 | 2,15 | 0,038 | —0,055 | 4,64 | 0,089 | —0,004 | 4,03 | 0,072 | —0,021 | 3,74 | 0,065 | —0,028 | 3,13 | 0,051 | —0,042 |
| $K_2O$ | 1,05 | 0,020 | 1,71 | 0,030 | +0,010 | 1,68 | 0,032 | +0,012 | 2,01 | 0,036 | +0,016 | 1,43 | 0,025 | +0,005 | 2,37 | 0,039 | +0,019 |
| $Na_2O$ | 2,62 | 0,051 | 2,53 | 0,045 | —0,006 | 2,85 | 0,055 | +0,004 | 4,32 | 0,078 | +0,027 | 4,78 | 0,084 | +0,033 | 2,26 | 0,037 | —0,014 |
| S | 0,05 | 0,001 | — | — | —0,001 | 0,05 | 0,001 | — | 0,05 | 0,001 | — | — | — | — | 0,05 | 0,001 | — |
| $H_2O^-$ | 2,45 | 0,048 | 1,96 | 0,035 | —0,013 | 2,59 | 0,050 | +0,002 | 1,54 | 0,028 | —0,020 | 2,04 | 0,036 | —0,012 | 2,34 | 0,038 | —0,010 |
| $H_2O^+$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,62 | 0,028 | +0,028 | 2,95 | 0,048 | +0,048 |
| $CO_2$ | 4,15 | 0,081 | 2,60 | 0,046 | —0,035 | 5,08 | 0,097 | +0,016 | 3,50 | 0,063 | —0,018 | 5,01 | 0,088 | +0,007 | 12,45 | 0,204 | +0,123 |
| П. п. п. | 4,12 | 0,080 | 11,57 | 0,206 | +0,126 | 3,57 | 0,068 | —0,012 | 3,29 | 0,059 | —0,021 | 0,80 | 0,014 | —0,066 | 0,86 | 0,014 | —0,066 |
| Сумма . . | 100,0 | | 100,0 | | | 100,0 | | | 100,0 | | | 100,0 | | | 100,0 | | |
| Объемный вес | 1,950 | | 1,780 | | | 1,920 | | | 1,800 | | | 1,750 | | | 1,640 | | |

1 — малоизмененный туф, наиболее удаленный от контакта с дайкой; 2, 3, 4, 5, 6 — измененные туфы, расположенные по наклонному разрезу скв. 4, в направлении к трапповой дайке, р. Мункамба. Анализы выполнены Н. А. Тихоновой (ВИМС); объемный вес определен Н. И. Пикалевой (МГРИ).

*Карбонатизированные туфы* макроскопически представляют собой довольно однородную тонкозернистую породу, обломочный и пепловый материал которой в разной степени замещен агрегатом мельчайших зерен кальцита.

В слабо измененных карбонатизированных туфах хорошо различима реликтовая обломочная структура. Главным замещающим минералом является кальцит, развивающийся прежде всего по основной пепловой массе и затем по обломкам долеритов, вулканического стекла и гиалобазальта. В обломках долеритовых порфиритов кальцит заполняет миндалины, образует псевдоморфозы по микролитам плагиоклаза и реже зернам пироксена в основной массе, а также по кристаллокластам этих же минералов. Изредка в карбонатизированных туфах среди новообразований встречается гипс в виде мелких ксеноморфных зерен с хорошей спайностью и дисперсионным эффектом, а вблизи контактов с долеритами — сфен в виде ромбовидных и конвертообразных кристаллов, наблюдающихся совместно с выделениями тонкоигольчатого рутила; совсем редко присутствуют апатит и циркон.

В непосредственном контакте с трапповыми телами сильно карбонатизированные апотуфовые породы представлены тонкозернистой мелоподобной существенно кальцитовой разновидностью, пачкающей руки. В одних участках она разрушена до мучнистого состояния, в других имеет брекчиевидную текстуру, обусловленную наличием массы мелких (1—3 *см*) ожелезненных обломков, сцементированных карбонатным материалом. Иногда обломки в такой брекчии представлены землистым, сажистым магнетитом, содержащим круглые или эллипсовидные оолиты охристо-желтого лимонита величиной до 1—1,5 *см*.

Гидротермальное преобразование в процессе карбонатизации туфов шло с привносом (табл. 11) большого количества CaO (до 743 *кг* в 1 $м^3$ породы), немного меньше щелочей ($Na_2O+K_2O$), а также $TiO_2$ и MnO. Выносится же значительное количество (до 683 $кг/м^3$) окислов кремния, железа и магния. Миграция элементов-примесей, по данным спектральных полуколичественных анализов, характеризуется привносом Cu, Pb, Ag и выносом из исходных пород Ni, Co, Cr, V.

Подобные описанным существенно карбонатизированные (вплоть до почти мономинеральных кальцитовых) туфы часто имеют площадное (до 2 $км^2$) развитие, тяготея к вулканическим трубкам взрыва. Такие же породы, возникшие в результате гидротермально метасоматической переработки жерловых фаций туфов в бассейне Таймуры (гора Чавида), были описаны Ю. И. Дмитриевым (1959). На р. Средняя Кочема (приток Нижней Тунгуски) они являются продуктом полной карбонатизации мелкообломочного туфа и туфопесчаника и представлены своеобразными неравномернозернистыми пестроокрашенными разновидностями с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, азурита и примазками бурых и зеленых охр (Киевленко, 1959).

Гидротермальные изменения туфов на месторождениях исландского шпата штокового типа выражены анальцимизацией и цеолитизацией с преобладанием последней. Цеолиты представлены десмином и совместно с кальцитом слагают миндалины в обломках пород, занимая их центральные части, а также замещают ксенокристаллы плагиоклаза и его микролиты в обломках интрузивных и эффузивных пород. Анальцим встречается в пепловой массе, где он образует ксеноморфные, реже шестиугольные зерна, иногда слабо анизотропные и замутненные. Местами (р. Джекинда) анальцимизация проявлена так интенсивно, что пепловый и обломочный материал полностью замещен с образованием прекрасно ограненных метакристаллов анальцима пепельно-серого цвета величиной до 1 *см*, составляющих 90% породы (так называемые бобовидные туфы).

## ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

Кальцитоносная провинция Сибирской платформы занимает площадь около 650 тыс. $км^2$. Как уже говорилось, кальцитовая минерализация тесно связана с нижнемезозойской трапповой формацией и максимально проявлена на площади Тунгусской синеклизы.

В пределах провинции можно выделить два основных кальцитоносных района — Путоранский и Ангаро-Вилюйский, соответствующих развитию определенных фаций траппов. Ангаро-Вилюйский кальцитоносный район характеризуется месторождениями исландского шпата в вулканогенных обломочных породах и пересекающих их интрузивных траппах (эксплозивная пирокластическая и субвулканическая интрузивная фации траппового магматизма). Путоранский район охватывает лавовое поле (эффузивная фация траппов). В этих районах известны многочисленные месторождения оптического кальцита.

### ПУТОРАНСКИЙ КАЛЬЦИТОНОСНЫЙ РАЙОН

Этот район занимает значительную часть площади лавового поля: бассейн среднего течения Нижней Тунгуски и ее крупных притоков — рек Кочечумы, Виви, Тутончаны, Нидыма и верховьев Котуя.

Большинство проявлений исландского шпата приурочены к нидымской свите нижнего триаса. Лавовые покровы этой свиты и особенно горизонты шаровых лав почти всюду минерализованы кальцитом и цеолитами, однако месторождения исландского шпата встречаются сравнительно редко, образуя в совокупности разобщенные кальцитоносные поля.

В южной половине района кальцитоносные поля довольно четко ограничиваются контурами котловин и мульд II и III порядков, заполненных базальтами и шаровыми лавами нижненидымской подсвиты. Здесь выделено семь полей: Аллюнское, или Нижне-Тунгусское, Нидымское, Нидымканское, Нижне-Тембенчинское, Туринское, Ленко-Нэлгэкэгское и Кирямкинское. В Северной, слабо изученной части района, выше Полярного круга, условно намечаются

три основных кальцитоносных поля: Букан-Котуйканское (бассейн р. Воеволи-Хан), Чириндинское (бассейн р. Чангады) и Агата-Северное (в верховьях рек Виви, Тутончаны и Северной).

Все известные промышленные месторождения оптического кальцита находятся в Аллюнском и Нидымском кальцитоносных полях. Выделяются (Киевленко, 1959) месторождения в шаровых лавах, в миндалекаменных базальтах под шаровыми лавами и в мандельштейнах.

### *Месторождения в шаровых лавах (нидымский тип)*

*Нидымское кальцитоносное поле* сложено вулканогенно-обломочными породами нижней подсвиты корвунчанской свиты, а также лавовыми покровами нидымской свиты и низов кочечумской свиты. Среднеобломочные кристалло-литокластические туфы и в меньшей мере их переотложенные вулкано-терригенные разности — туфоалевролиты и туфопесчаники корвунчанской свиты обнажены в пойме Нидыма и в цоколях первых надпойменных террас. Выше следуют семь базальтовых покровов нидымской свиты. Три нижних покрова выполняют, по данным Е. И. Гуриновой, большую мульдообразную впадину в вулканогенно-обломочных отложениях корвунчанской свиты, вытянутую в субширотном направлении на 25—30 *км*, и имеют слабый наклон к ее центру. Мощность отдельных покровов колеблется от 10 до 30 *м*. Между вторым и третьим покровами залегает прослой туфопесчаника и туфоалевролита мощностью 1,5—3 *м*. Эта пачка лавовых покровов относится к нижней подсвите нидымской свиты и отделяется от вышележащих покровов верхней подсвиты мощным горизонтом (40—60 и в отдельных случаях до 80 *м*) пестроцветных туфоалевролитов и туфопесчаников. К верхней подсвите нидымской свиты относятся четыре базальтовых покрова, имеющих мощность в среднем по 20 *м* каждый В верховьях Нидыма и Хуринконгды разрез венчается двумя лавовыми покровами кочечумской свиты, разделенными прослоями туфопесчаника.

Лавовые покровы обычно имеют сложное строение: центральную базальтовую часть, мощную верхнюю зону мандельштейна (от 1 до 10—12 *м*) и маломощную нижнюю миндалекаменную или пористую зону (от 10 до 50 *см*). Базальтам присуща горошчатая текстура и столбчато-параллелепипедальная, иногда подушечная отдельность. Для первого и особенно третьего покровов нижненидымской подсвиты, подстилающихся вулкано-терригенными породами, характерно наличие в основании линз шаровых лав, которые иногда прослеживаются на несколько километров. Шаровые лавы в бассейне Нидыма отличаются большой мощностью (до 50 *м*) сравнительно плотной упаковкой составляющих их сфероидов, а также интенсивной кальцит-цеолитовой минерализацией. В районе отмечается большое количество разрывных нарушений. Д. А. Золотаревым (1964) по аэромагнитным данным выделена

крупная зона разлома, проходящая вдоль долины Нидыма. Она оперяется субмеридиональными сбросо-сдвиговыми нарушениями и субширотными трещинами.

Геологическое строение месторождений оптического кальцита бассейна среднего течения Нидыма в общем аналогичное. В районе одного из них в береговых обнажениях наблюдаются коричневые туфоалевролиты и туфопесчаники, перекрытые вулканической брекчией и среднеобломочными туфами мощностью от 30 до 40 *м*. На туфогенных породах корвунчанской свиты залегают три лавовых покрова. Два нижних сложены черными столбчатыми базальтами и бурыми мандельштейнами с обильными миндалинами и порами. Третий покров, к которому приурочены основные скопления исландского шпата, подстилается маломощным прослоем тонкоплитчатого туфоалевролита. Его нижняя часть образована шаровой лавой, выполняющей пологую депрессию субстрата протяженностью около 1,2 *км*. У контакта с туфоалевролитами шаровая лава состоит из плотно упакованных базальтовых глыб («подушек») размером 1,5—2 *м*, редко крупнее. Выше глыбы становятся более разреженными и они приобретают эллипсоидальную или сферическую форму. При этом у крупных сфероидов появляется бурая мандельштейновая корка, а мелкие (размером не более 0,5—0,8 *м* в поперечнике) оказываются нацело сложенными мандельштейном. Межглыбовое пространство заполнено обломочным тахилитовым материалом (дресвой), минерализованным кальцитом и цеолитами. Обломки тахилита имеют угловатую вогнуто-выпуклую форму и представляют собой разрушенные корки сфероидов. Особенно много дресвы наблюдается в верхней части линзы шаровой лавы, где в ее массе заключены только единичные плоские глыбы мандельштейна. Шаровая лава сменяется плотным мандельштейном с крупными кальцитовыми миндалинами, за которым следует обычный компактный мелкозернистый базальт основной части покрова.

Кальцитоносность в среднем течении Нидыма связана с шаровыми лавами третьего покрова. Скопления исландского шпата зафиксированы, кроме того, в шаровых лавах и мандельштейнах первого покрова — нижняя кальцитоносная зона.

В нижней зоне линзовидные минеральные тела длиной до 5—6 *м* при мощности в раздувах от 30 до 50 *см* и многочисленные ветвящиеся прожилки сложены голубоватым халцедоном, гейландитом, десмином, полупрозрачным кальцитом и сильно растрескан-ными кристаллами исландского шпата. Практическое значение имеют скопления исландского шпата в минерализованных шаровых лавах третьего покрова. Цеолит-кальцитовая минерализация особенно обильна в центральной части линзы шаровых лав на интервале около 300 *м*.

Л. И. Четвериковым (1959) и Д. А. Золотаревым отмечена вертикальная зональность минерализации, фиксирующаяся по изменению состава цеолитов. В нижнем горизонте шаровых лав с плот-

ной упаковкой базальтовых глыб преобладает морденит, а выше по разрезу среди скоплений дресвы появляется десмин и затем гейландит. В зоне перехода шаровой лавы в плотный мандельштейн морденита нет или очень мало. Кроме этих основных цеолитов широко распространены апофиллит, томсонит, пренит, а также минералы группы монтмориллонита и гидрослюд (сапонит, селадонит и др.).

Кальцит образует тонкие прожилки или встречается в гнездообразных скоплениях в межшаровом пространстве и в пустотах мандельштейна. Преобладают монокристальные или сдвойникованные выделения кальцита причудливой формы весом от 1—2 до 30 *кг*, ассоциирующие с морденитом и монтмориллонитом. Кристаллы пронизаны многочисленными игольчатыми включениями морденита и только в центре полупрозрачны или прозрачны. Кальцит II генерации сопровождается десмином и гейландитом и представлен хорошо образованными прозрачными скаленоэдрическими кристаллами светло-желтой окраски. Основными дефектами кристаллосырья, сильно снижающими выход оптического кальцита, являются включения морденита, монтмориллонита и ризирующие трещины.

Другой интересный кальцитоносный участок по р. Гутконгда изучался Л. И. Четвериковым и Е. И. Гуриновой в 1952—1953 гг. Здесь обнажены серые агломератовые и пизолитовые туфы, сменяющиеся буровато-желтым туфопесчаником. Туфогенные породы перекрыты лавовым покровом, в основании которого залегает линза шаровых лав (мощностью до 40 *м*). Выше следует темно-серый мелкозернистый базальт, сменяющийся вверху покрова бурым мелкопористым мандельштейном. Мощность всего покрова до 50—55 *м*.

Строение шаровых лав по вертикали неоднородно. В их нижней части почти не обнаруживается «подушечная» текстура. Среди компактного базальта наблюдаются ксенолиты подстилающих туфов, а на юго-востоке участка в туфогенных породах отмечены две межпластовые апофизы миндалекаменного базальта. Средняя часть линзы имеет ясно выраженное шаровое строение. Выше развиты преимущественно уплощенные матрацевидные блоки пористого мандельштейна, разделенные сравнительно обширными участками дресвы. Эти блоки местами смыкаются и образуют внутрипокровную зону мандельштейна, насыщенную мелкими кальцит-цеолитовыми миндалинами и короткими прожилками томсонита, анальцима, ломонтита и изредка кальцита.

Скопления исландского шпата на этом участке приурочены к средней части линзы шаровых лав (рис. 10). Многочисленные кристаллы кальцита находятся в сильно минерализованной дресве и обычно сопровождаются монтмориллонитом. В цементации дресвы кроме кальцита участвуют также гейландит, ломонтит, апофиллит, морденит, томсонит, десмин, халцедон и минералы из групп хлоритов и гидрослюд. Как и на месторождении среднего

течения Нидыма, морденит характерен для нижней, а десмин, томсонит и гейландит для верхней части линзы шаровых лав.

Кальцит встречается в виде сложных сростков ромбоэдрических кристаллов, окруженных дресвой, но отделяющихся от нее оторочкой из мелкозернистого кальцита и халцедона или цеолитов и монтмориллонита. Продуктивная часть покрова содержит много таких гнезд, в большинстве случаев с мутными кристаллами кальцита, и только хорошо ограненные из них удовлетворительные по качеству.

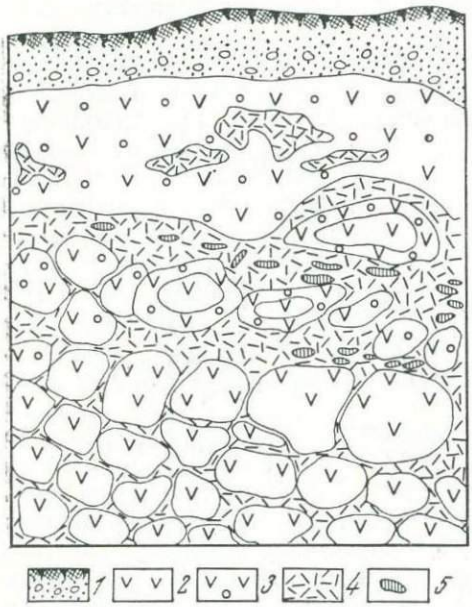



Рис. 10. Скопления исландского шпата на месторождении в шаровых лавах (нидымский тип). По Е. И. Гуриновой (1958 г.)

*1* — почвенно-растительный и делювиальный слой; *2* — сфероиды базальта; *3* — сфероиды мандельштейна; *4* — мелкообломочный материал (дресва) шаровых лав; *5* — скопления исландского шпата

### Месторождения в миндалекаменных базальтах (гончакский тип)

*Аллюнское кальцитоносное поле* расположено вдоль долины Нижней Тунгуски. Оно связано с пологой депрессией площадью около 1500 *км*$^2$ в вулканогенно-обломочных отложениях корвунчанской свиты. На западе граница депрессии проходит вблизи рек Джезгли и Дакат, а на востоке, вероятно, около р. Люлюикты-2. Дно депрессии осложнено рядом мелких куполов и валов размером в плане 2—3×0,5—0,6 *км* и амплитудой поднятия от 20 до 50—60 *м*.

Депрессия выполнена серией лавовых покровов нижненидымской подсвиты. Два нижних покрова местами сильно дислоцированы, остальные залегают почти горизонтально, со слабым наклоном на северо-восток под углом около 1—2°. Иногда они обнаруживают региональную пологую волнистость, обусловленную неровностями дна впадины. Влияние долавового рельефа сказалось до четвертого туфогенного прослоя (граница нижней и верхней подсвит нидымской свиты, по К. К. Атабаеву и Е. И. Гуриновой). Мощность отдельных базальтовых покровов изменяется от 0,5 до 30 *м*, обычно составляет около 10—15 *м*. По мере удаления от каналов излияния она постепенно уменьшается, на 1—2 *м* на каждый километр.

Лавовая толща разделена прослоями туфов и вулкано-терригенных пород на несколько пачек, каждая из которых состоит из

одного-двух мощных и протяженных покровов и ряда тонких, быстро выклинивающихся покровов или потоков [1].

В пределах кальцитоносного поля нижняя подсвита нидымской свиты сложена четырьмя пачками покровов мощностью от 15—20 до 70—80 *м* (вторая пачка). В основании покровов 2, 2а, 3, 4 и 5 встречаются линзы шаровых лав протяженностью от нескольких десятков метров до 1,2 *км* и мощностью от 1 до 10—15 *м*.

Выше залегают сравнительно однородные базальтовые покровы верхней подсвиты нидымской свиты с выдержанными горизонтами туфопесчаников. Подсвита имеет мощность около 140 *м*, шаровых лав нет. На плоских вершинах самых высоких водоразделов сохранились останцы мощного (50—60 *м*) базальтового покрова, относящегося уже к кочечумской свите.

В районе фиксируются несколько широких зон разрывных нарушений северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. Вдоль некоторых разрывов базальты цеолитизированы и окремнены.

Кальцитоносность связана с миндалекаменными базальтами, мандельштейнами и шаровыми лавами покровов 2, 3, 4 и 5. Наиболее интенсивная кальцитовая минерализация отмечается в маломощных базальтовых покровах 3а и 3б, в которых и локализованы основные месторождения оптического кальцита.

В районе одного из месторождений вскрыты девять лавовых покровов нижненидымской подсвиты (№ 2, 2а, 3, 3а, 3б, 4, 4а, 4б и 5) и четыре прослоя туфопесчаников.

Протяженный базальтовый покров 3 частично перекрыт прерывистыми лавовыми покровами 3а и 3б, имеющими полого-волнистую бугорчатую или глыбовую поверхность. Мощность их 2—3 *м*, местами увеличивается до 10 и даже 15 *м*. В основном покровы сложены миндалекаменным базальтом, а вверху и в местах выклинивания — пористым мандельштейном. В прогибах кровли этой пачки покровов залегают шаровые лавы вышеследующего покрова 4, обычно подстилающиеся тонким (2—3 *см*) прослоем красноватого туфопесчаника.

Шаровые лавы содержат обильные выделения кальцита, морденита, гейландита, минералов группы хлорита, гидрослюд и монтмориллонита, реже халцедона, анальцима и апофиллита, образующие многочисленные прожилки и бесформенные скопления. В гнездах между сфероидами встречаются сростки крупных слабо ограненных кристаллов исландского шпата, изобилующего включениями морденита, сапонита. Только в редких участках эти мутные кристаллы представляют практический интерес.

Промышленные скопления исландского шпата приурочены к цеолитизированным и карбонатизированным миндалекаменным

---

[1] При детальном картировании района протяженные покровы обозначались порядковым номером, считая снизу, а мелкие лавовые потоки — буквенным индексом к номеру маркирующего покрова.

базальтам покровов 3, 3а, 3б и шаровым лавам покрова 4, которые образуют единый продуктивный неравномерно минерализованный кальцитоносный горизонт. В нем наблюдаются радиально клиновидные и пологие зияющие трещины, а также уплощенные сводовидные полости, стенки которых покрыты натечным и игольчатым халцедоном, иногда морденитом и сапонитом. Полости за-

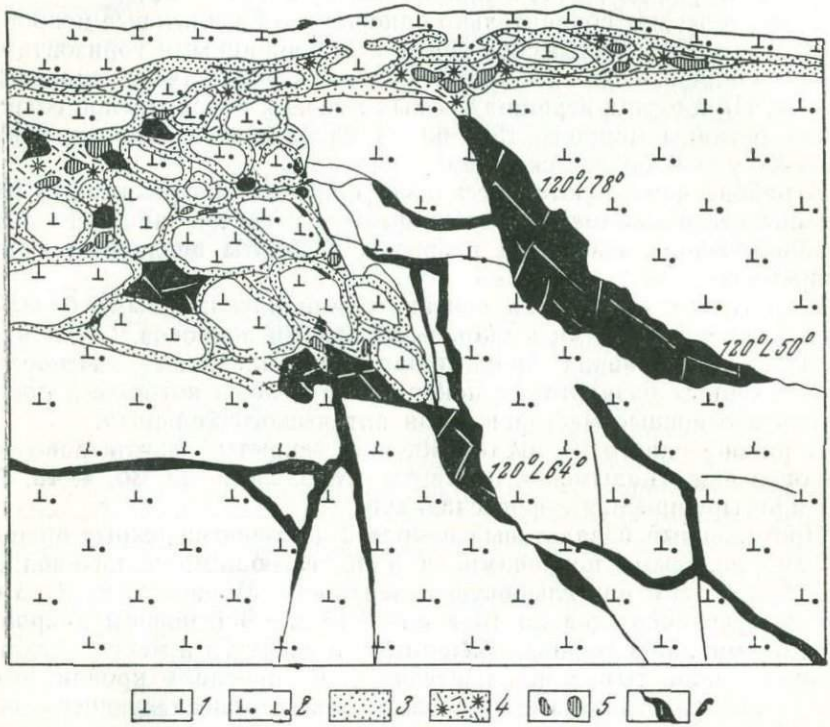



Рис. 11. Скопления исландского шпата в клиновидных трещинах миндалекаменных базальтов под шаровыми лавами. По М. С. Васильевой (1969 г.).

*1* — компактный базальт; *2* — миндалекаменный базальт; *3* — мандельштейн; *4* — дресва шаровых лав, минерализованная морденитом, халцедоном и кальцитом; *5* — выделения халцедона; *6* — блоковый кальцит и кристаллы исландского шпата

няты блоковым кальцитом и кристаллами исландского шпата (рис. 11). Особенно много таких трещин в местах воздымания покровов, на крутых крыльях лавовых куполов и т. п. Богатая минерализация кальцитом и халцедоном отмечается также среди глыбовых лав (лавобрекчий).

Кристаллы исландского шпата в среднем весят 15 *кг*, иногда до 200 *кг*, и представлены двойниками по пинакоиду (0001) скаленоэдрического, реже ромбоэдрического габитуса. Основные дефекты их: замутненность мелкими твердыми и жидкими включениями, слабая желтая, иногда неравномерная окраска.

### Месторождения в мандельштейнах (шпатовский тип)

Одно из месторождений этого типа связано с пачкой базальтовых покровов, залегающих на мелкообломочных туфах корвунчанской свиты. По К. К. Атабаеву, здесь присутствуют покровы 1, 2 и 3; мощность их от 15 до 25 *м*. Покровы 1 и 2 разделены прослоем туфопесчаника, а между покровами 2 и 3 наблюдаются два дополнительных покрова — 2а и 2б. Отмечается повышенная мощность мандельштейнов, иногда достигающая 10—15 *м* (покровы 2, 2а и 2б), и скорлуповатая отдельность базальта. В основании покрова 2а местами встречаются небольшие линзы шаровых лав. Пачка лавовых покровов наклонена на север-северо-запад под углом от 10 до 60° и пересечена несколькими вертикальными сбросами с амплитудой до 10 *м*.

Интенсивная кальцитовая минерализация локализована на площади около 30—40 *м*. Кальцитоносная зона охватывает покров 2а, нацело сложенный в этом месте мандельштейном, и частично подстилающие его мандельштейны покрова 2. Мощность мандельштейна покрова 2а постепенно уменьшается от 15 до 3,5—4 *м* и внизу сплошной горизонт мандельштейна разделен базальтом с глыбовой и скорлуповатой отдельностью.

Мандельштейн содержит много округлых и трубчатых миндалин палагонита, кальцита, халцедона и пересекается жилами и прожилками кальцита и цветного яшмовидного халцедона мощностью от 5 до 80 *см*. Такие же халцедоновые жилы были встречены в базальтах покрова 2а. В верхней части покрова мандельштейн сильно изменен и минерализован морденитом.

Кристаллы исландского шпата тесно связаны с жилами яшмовидного голубовато-синего или кирпично-красного халцедона и располагаются в полостях со стороны их висячего бока. Отдельные кристаллы имели размеры до 30×30 *см*. Характерна желтая окраска (до густой чайной) и включения сульфидов — пирита и халькопирита.

### АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ КАЛЬЦИТОНОСНЫЙ РАЙОН

Этот обширный кальцитоносный район находится в южной и восточной частях Тунгусской синеклизы. Он включает среднее течение Ангары между Кетой и Кежмой, бассейны рек Катанги, Южной и Северной Чуни, Илимпеи, Таймуры, Нижней Тунгуски (от пос. Ербогачена до пос. Кислокана) и верхнего течения Вилюя. На этой площади в вулканогенно-обломочных отложениях корвунчанской и иногда тутончанской свит нижнего триаса, а также среди интрузивных траппов выявлено несколько месторождений оптического кальцита и около двухсот проявлений исландского шпата.

Кальцитоносные объекты группируются в поля, положение которых более или менее четко контролируется региональными зонами разрывных нарушений, сочетающимися с краевыми частями

куполовидных поднятий и мульд II и III порядков. В бассейнах Ангары и Подкаменной Тунгуски выделяются Кежминское, Чамбинское, Тэтэрэ-Джелиндуконское и Верхне-Чуньское кальцитоносные поля, в бассейне Нижней Тунгуски — Средне-Таймурское, Верхне-Илимпейское, Аян-Куктулинское, Янгуратское, Давогнинское (Средне-Илимпейское), Апка-Кочемское, Верхне-Ириткинское, Средне- и Нижне-Ейкинское и Люку-Мункамбинское, а в бассейне Вилюя — Нюрюнгнакан-Вилюйское, Чирко-Вилюйское, Мархаинское, Джекиндинское и Аламджахское (Ахтарандинское) кальцитоносные поля.

В Ангаро-Вилюйском районе выделяются следующие типы месторождений: 1) в линейных зонах дробления агломератовых туфов и туфопесчаников; 2) в изометричных зонах дробления прижерловых фаций туфов; 3) в зонах дробления трапповых даек; 4) в апикальных куполах штокообразных интрузивов.

### Месторождения в линейных зонах дробления агломератовых туфов и туфопесчаников (чуньско-чамбинский тип)

Такие месторождения известны в Чамбинском и Верхне-Чуньском кальцитоносных полях.

*Чамбинское кальцитоносное поле* расположено в среднем течении Чамбы (бассейн Подкаменной Тунгуски). Здесь вулканогенно-осадочные отложения тутончанской свиты нижнего триаса слагают сводовые части пологих куполовидных поднятий (Чековское в верховьях Хушмы и др.). В южных частях разреза развиты главным образом слоистые туфопесчаники с маломощными прослоями туфоалевролитов; кверху они сменяются мелкообломочными туфами с линзами туфопесчаников, среднеобломочных туфов и иногда вулканических брекчий (р. Верхняя Дулюшма). На остальной площади распространены массивные агломератовые крупно- и среднеобломочные туфы нижней подсвиты корвунчанской свиты с прослоями и линзами туфопесчаников, мелкообломочных и пепловых (пизолитовых) туфов. Мощность корвунчанской свиты 160—180 *м*.

Интрузивные траппы встречаются сравнительно редко. На водоразделе Чамбы и Верхней Дулюшмы, а также в среднем течении Хушмы и верховьях Макиты известны линейные и дугообразные дайки нормальных средне-мелкозернистых долеритов и долеритовых порфиритов длиной от 0,5 до 5—8 *км*.

Кальцитоносное поле находится в узле пересечения разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания. Вдоль южной границы поля через нижнее течение Чамбы проходит региональная Тэтэрэ-Чуньская северо-западная зона разломов. В среднем течении Чамбы прослежено более чем на 40 *км* крупное разрывное нарушение северо-восточного простирания, которое довольно четко контролирует размещение большинства кальцитоносных участков. В северной части поля зафиксиро-

ваны протяженные крутые сбросы субширотного и северо-восточного направления с амплитудой около 40 *м*, обусловившие тектонический контакт между отложениями *тутончанской и корвунчанской* свит.

На участке одного из месторождений этого типа обнажены синевато-серые, желтые и зеленовато-серые туфы нижнекорвунчанской подсвиты. Доминируют среднеобломочные тонкослоистые и местами массивные литовитрокластические и кристалло-литовитрокластические туфы с пепловым хлоритизированным цементом. Среди них изредка встречаются *маломощные линзы* агломератовых туфов, содержащие обломки долеритов и витробазальта размером до 20 *см*. Туфы залегают спокойно, с незначительным наклоном (3—5°) на юго-восток.

Кальцитовая минерализация связана с двумя маломощными, но протяженными зонами дробления туфов в полосе разрывных нарушений северо-восточного простирания. Практический интерес *представляет минерализованная зона* длиной более 450 *м* и мощностью в среднем 2—3 *м*. Простирание зоны северо-восточное, падение на северо-запад под углом 70—90°.

Обломки туфов цементируются кальцитом, анальцимом, ожелезненным мелкообломочным и глинистым материалом. Наблюдаются три основные сопряженные системы трещин скола и отрыва: северо-восточная крутая с азимутом падения 310—320° (преобладает), *пологая*, почти горизонтальная, и северо-западная крутая с азимутом падения 40—50°. Породы раздроблены неравномерно: мелкообломочные брекчии чередуются с крупнообломочными (глыбовыми) участками и слабо трещиноватыми туфами.

В зоне дробления и около нее туфы в различной степени изменены: хлоритизированы, карбонатизированы и иногда обогащены анальцимом. Тонкие трещины минерализованы мелкокристаллическим кальцитом и анальцимом, очень редко цеолитами (морденитом и десмином). В местах крупнообломочного строения развиты трещины и клиновидные полости, выполненные ромбоэдрическим бурым кальцитом *и сростками скаленоэдрических* кристаллов исландского шпата (рис. 12). Исландский шпат плохо ограничен и окрашен в желтый цвет. Средний размер кристаллов 20—30 *см* по длинной оси.

*Верхне-Чуньское кальцитоносное поле* расположено в нижнем течении рек Южная и Северная Чуня вблизи места их слияния. Юго-западная часть поля сложена полимиктовыми песчаниками и *аргиллитами дегалинской* свиты верхней перми и вулканогенно-осадочными отложениями тутончанской свиты нижнего триаса, центральная и юго-восточная части главным образом агломератовыми крупно- и среднеобломочными туфами *нижней подсвиты* корвунчанской свиты. Тутончанская свита подразделяется на две пачки: нижнюю, существенно терригенную, и верхнюю, представленную мелкообломочными туфами с прослоями туфопесчаников *и среднеобломочных* туфов.

С востока, юга и юго-запада кальцитоносное поле окружено сплошной дугой мощных трапповых даек, внутри которой концентрические и радиальные дайки оконтуривают ряд более мелких кольцевых структур диаметром от 2 до 10 *км*. На крыле пермского

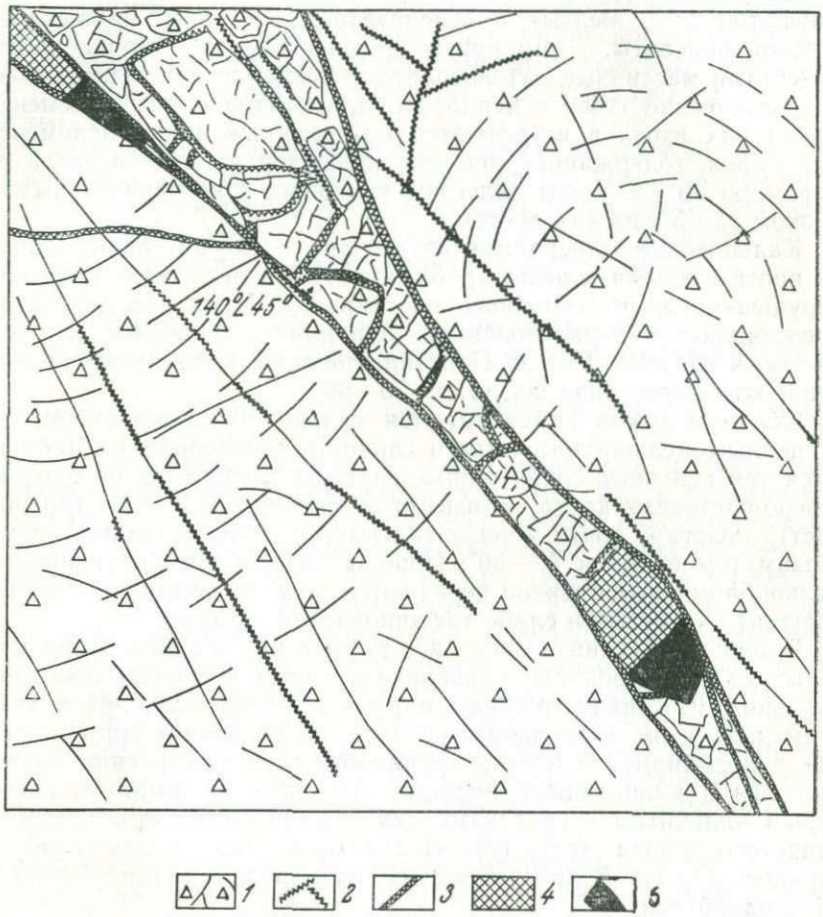



Рис. 12. Скопления исландского шпата в зоне дробления туфов (месторождение чамбинского типа). По Б. А. Борзакову (1963 г.)

*1* — крупнообломочный агломератовый туф; *2* — маломощные прожилки кальцита; *3* — мелкошестоватый кальцит; *4* — бурый кальцит; *5* — исландский шпат

куполовидного поднятия наблюдаются многочисленные сбросы северо-западного простирания; здесь проходит контакт тутончанской и корвунчанской свит. Протяженный северо-восточный сброс у пос. Стрелка-Чуня отделяет пермские породы и туфопесчаники нижней пачки тутончанской свиты от туфов верхней пачки.

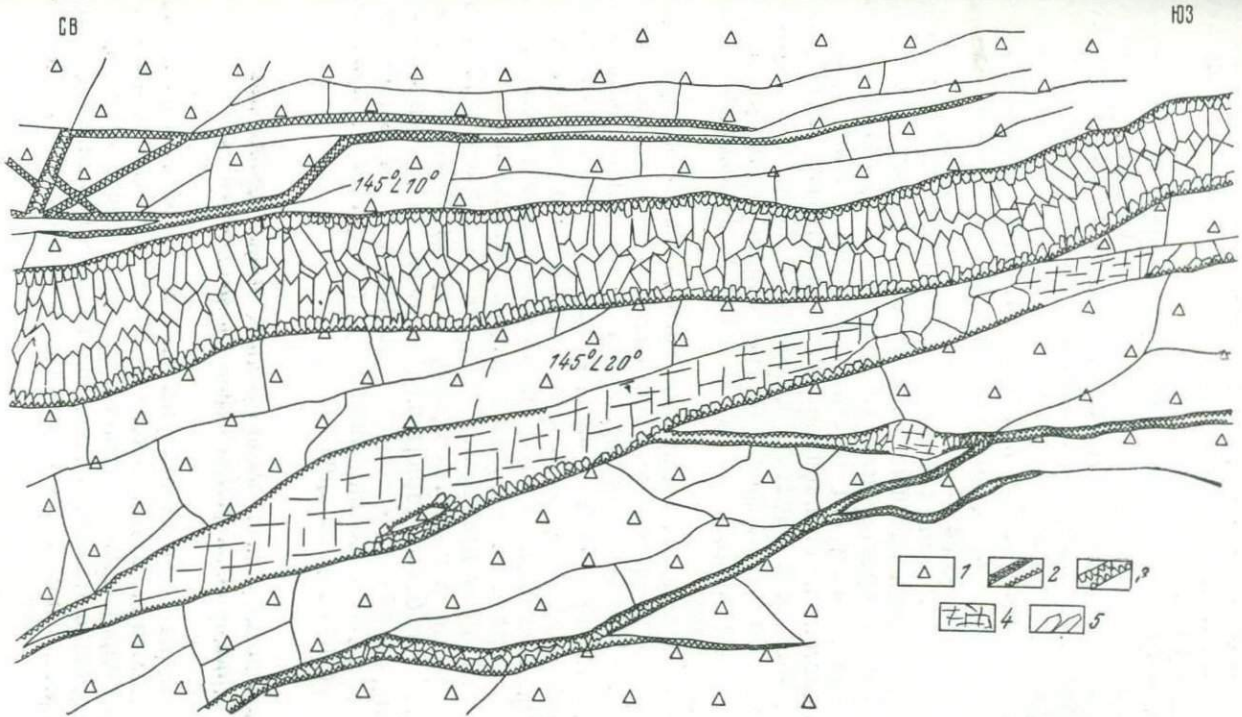



Рис. 13. Субпараллельные кальцитовые жилы с кристаллами исландского шпата на месторождении чуньского типа. По Б. А. Борзакову (1963 г.)

*1* — мелкообломочный туф; *2* — мелкокристаллический кальцит; *3* — шестоватый кальцит; *4* — блоковый кальцит; *5* — кристаллы исландского шпата

В кальцитоносном поле помимо нормальных траппов встречаются небольшие субвулканические тела цеолитсодержащих и палагонитовых долеритов и широко развиты метасоматические апотуфовые скарны и кремнисто-карбонатные образования с магнетитовым оруденением.

Большое обнажение мелкообломочных туфов и туфопесчаников тутончанской свиты на правом берегу Южной Чуни сначала изучалось как железорудный объект. Л. А. Полуниной (1959) здесь была выделена магнетит-долеритовая брекчия мощностью 2,5—5 *м*, окаймленная гранат-кальцитовыми скарнами с вкрапленным магнетитовым оруденением. За ней следует зона кремнисто-карбонатных апотуфовых пород, которая через 20—25 *м* сменяется карбонатизированными туфами.

В дальнейшем в темных мелкообломочных туфах были обнаружены четыре кальцитоносные зоны дробления, оперяющие сброс северо-восточного простирания (азимут 60—65°). Продуктивной оказалась зона, вытянутая в северо-восточном направлении на 120 *м*. Она состоит из субпараллельных кальцитовых жил, минерализованных трещин и брекчий, содержащих полости с кристаллами исландского шпата (рис. 13). Преобладают участки брекчиевидного строения мощностью от 0,5 до 2 *м*. Кальцитовые жилы обычно маломощные.

Большинство минерализованных трещин имеет северо-восточное простирание и крутые юго-восточные углы падения. Брекчии цементируются белым мелкозернистым и крупнокристаллическим полупрозрачным кальцитом. Такой же кальцит слагает отдельные жилы мощностью 0,1—0,2 *м*. В небольшом количестве встречаются десмин, морденит, пирит и очень редко апофиллит и сколецит. Обломки туфов карбонатизированы и сильно ожелезнены.

Исландский шпат извлекался из полостей клиновидной и линзообразной формы в участках средне- и крупнообломочного дробления туфов. Особенно характерны монокристаллы пирамидального и дипирамидального габитуса размером от 10 до 20—30 *см* по ребру, а также сдвойникованные ромбоэдрические кристаллы с гранями гексагональной призмы.

### Месторождения в изометричных зонах дробления прижерловых фаций туфов (илимпейский тип)

Эти месторождения характерны для бассейна Илимпеи. Здесь развиты отложения илимпейского и лимптэконского горизонтов[1] туфогенной толщи нижнего триаса, среди которых местами отмечаются небольшие выходы песчаников и углисто-глинистых сланцев верхней перми. Последние часто имеют тектонические контакты

[1] Эти два горизонта выделены Г. Б. Рудником в нижнекорвунчанской подсвите нижнего триаса.

с туфами или обнажаются в ядрах пологих антиклинальных структур (например, окно песчаников между реками Давогной и Давоноканом).

В среднем и нижнем течении Илимпеи очень широко распространены крупнообломочные агломератовые туфы и в особенности туфобрекчии илимпейского горизонта; обнажения их протягиваются по берегам реки на многие километры. О чрезвычайно активном проявлении траппового вулканизма свидетельствуют также многочисленные дайки и штоки долеритов, тяготеющие, по-видимому, к центрам извержения (трубкам взрыва). Наиболее крупные массивы траппов расположены в верховьях (хребты Лурчан, Тирар) и среднем течении Илимпеи (хребет Чемтырле). На водоразделе Лимптэкон — Илимпея и на гипсометрически высоких участках распространены пемзовидные (шлаковые) туфы лимптэконского горизонта.

Одно из месторождений данного типа приурочено к скалистому обнажению туфогенных пород в цоколе надпойменной скульптурной террасы, поверхность которой покрыта аллювиальными песчано-галечными отложениями. Кальцитовая минерализация наблюдается в юго-восточной части обнажения среди плотного крупнообломочного агломератового туфа, содержащего обособления пеплового и пизолитового туфов.

Агломератовый туф имеет пестрый литологический состав и содержит псефитовые обломки песчаников, траппов, глинистых и углистых сланцев, угля и мелкозернистых туфов, погруженных в более мелкообломочный агрегат такого же состава. Последний, в свою очередь, цементируется тонким пепловым материалом. Порода лишена слоистости, и только в некоторых местах фиксируются прослои, обогащенные обломками угля. Среди обломков траппов преобладают афанитовые долериты и долеритовые порфириты с интерсертальной структурой основной массы и мелкозернистые толеитовые долериты. Реже встречаются обломки стекловатой лавы с гиалиновой или микролитовой структурами. Обломки туфов характеризуются мелкозернистым строением и состоят из скоплений пепла, обычно замещенных тонкозернистым агрегатом кальцита, лимонита и хлорита. Среди кристаллокластов агломератового туфа преобладают остроугольные и округлые зерна кварца с мозаичным погасанием и таблитчатые кристаллы плагиоклазов от кислого (альбит-олигоклаз) до основного состава (битовнит). Плагиоклазы часто замещаются анальцимом и волокнистыми цеолитами. Кроме того, встречаются моноклинные пироксены (авгит, реже пижонит), калиевый полевой шпат, биотит и пирит. Цемент агломератового туфа состоит из аморфной пепловой массы с примесью тонкодисперсного пелитового материала.

Пизолитовый туф связан с агломератовым туфом постепенным переходом и представляет собой тонкозернистую, сравнительно однородную породу с кристалло-витрокластической структурой, содержащую мелкие шаровидные обособления пепла.

На фоне спокойного залегания агломератового туфа иногда удается выявить небольшие пологие асимметричные складки северо-западного простирания, сопровождающиеся в куполах радиальными трещинами растяжения. На месторождении фиксируется много сбросов и разнообразных трещин.

Исландский шпат связан с минерализованной зоной дробления агломератового туфа. В плане зона имеет грубо эллипсоидальную форму, вытянутую на СВ 60°. Углы падения крутые, почти вертикальные. Контуры зоны нечеткие, и в ее краевых частях раздробленные породы постепенно сменяются массивными. Обломки и глыбы агломератового туфа размером от нескольких сантиметров до 1,5—2 *м* сцементированы сильно измельченным карбонатизированным глинисто-обломочным материалом, *кальцитом*, *пиритом*, марказитом, анальцимом, рыхлыми гидроокислами железа и марганца. С глубиной мощность зоны и степень дробления туфа увеличиваются.

Исландский шпат встречается в гнездах среди цемента брекчий. Большинство гнезд тяготеет к верхней части минерализованной зоны крупноглыбового строения. Гнезда обычно располагаются в месте стыка нескольких глыб и заключают сложный сросток кристаллов исландского шпата весом до 20—30 *кг*. На глубине в мелкораздробленных породах *полости невелики и заняты* не исландским шпатом, а трещиноватым бурым кальцитом и скоплениями пиролюзита.

### Месторождения в зонах дробления трапповых даек (дайковый тип)

Месторождения этого типа известны в Люку-Мункамбинском и Ядулинском кальцитоносных полях. Наиболее изучены они в первом поле.

*Люку-Мункамбинское кальцитоносное поле* сложено агломератовыми крупно- и среднеобломочными туфами нижней подсвиты корвунчанской свиты. Кроме того, распространены мелкообломочные и пепловые туфы, часть которых, возможно, относится к тутончанской свите, а также полимиктовые песчаники, аргиллиты и углистые сланцы верхней перми.

Кальцитоносное поле характеризуется широким развитием разрывных нарушений северо-восточного, субширотного и в меньшей степени северо-западного простирания. Основное нарушение — Тунгусско-Мункамбинский разлом пересекает в северо-восточном направлении все кальцитоносное поле от р. Нижней Тунгуски до р. Сиринькана и прослеживается далеко за его пределами на расстояние около 200 *км*. Разлом выполнен трапповыми дайками и жилами кремнисто-карбонатных пород. Через нижнее течение Дагалдына и году Кормоё к верховьям Уксикона протягивается субширотная Дагалдынская зона разрывов, сопровождающаяся многочисленными сбросами, дроблением туфов, кремнисто-карбонатными телами и иногда дайками долеритов.

Большинство проявлений исландского шпата тесно связано с участками дробления трапповых даек и иногда туфов в зоне Тунгусско-Мункамбинского разлома. Кальцитовая минерализация на основном месторождении этого типа приурочена к раздробленной внутренней части дайки траппов длиной около 550 *м* и мощностью от 17 до 22 *м*. Простирание дайки СВ 45° в соответствии с направлением Тунгусско-Мункамбинского разлома, падение на юго-восток под углом 75—85°. Дайка по краям сложена долеритовым порфиритом, а в середине среднезернистым долеритом с редкими палагонит-хлоритовыми или кварцевыми миндалинами и небольшими шлирами троктолитового лейкократового и палагонитового долерита. Отдельность долеритов плитчатая, параллелепипедальная, у миндалекаменных разностей — скорлуповато-сфероидальная.

Среднеобломочные агломератовые туфы у контакта с дайкой скарнированы, карбонатизированы и хлоритизированы. Мощность зоны скарнирования 0,2—1,5 *м*, карбонатизации 5—10 *м*, хлоритизации от 10 до 100 *м*. Скарны имеют пироксен-кальцит-гранатовый, гранат-хлоритовый или гранат-хлорит-кальцитовый состав и содержат от 20 до 70% граната гроссуляр-андрадитового ряда. Хлорит представлен железистой разновидностью антигорита — дженкинситом и частично замещен гидрослюдами. Скарны сопровождаются жилами магномагнетита и вкрапленным магнетитовым оруденением.

Среди долеритов вскрыты жилы и бесформенные метасоматические тела кремнисто-карбонатных и карбонатных пород. Эти образования сложены мелкозернистым кальцитом, местами сильно окремнены и иногда сохраняют реликты структуры и скорлуповатой отдельности долеритов.

Трапповая дайка сильно раздроблена с образованием в центральной части зоны крупноглыбового дробления, которая является продуктивной. Крупные угловатые глыбы и блоки долерита размером от 20—50 *см* до 3—4 *м* в поперечнике сцементированы кальцитом (рис. 14). П-образные жилы мощностью до 3—4 *м* как бы образуют гигантский каркас, в ячейках которого заключены глыбы долерита (рис. 15). В продуктивной зоне крупноглыбового дробления находятся большие минерализованные погреба с крупными кристаллами исландского шпата, залегающими среди обохренной и хлоритизированной дресвянистой массы (рис. 16).

Кальцитовые жилы имеют симметрично-зональное строение. Их краевые части сложены мелкокристаллическим прозрачным кальцитом, ассоциирующим с десмином. Затем следует зона шестоватых кристаллов мощностью 0,2—1 *м*, сменяющаяся гигантскими кристаллами исландского шпата, которые находятся в остаточных полостях — камерах (рис. 17). Кристаллы сдвойникованы по пинакоиду и характеризуются длинно- и короткопризматическим габитусом. Вершина таких кристаллов образована гранями скаленоэдра, острого и основного ромбоэдра. Встречаются также

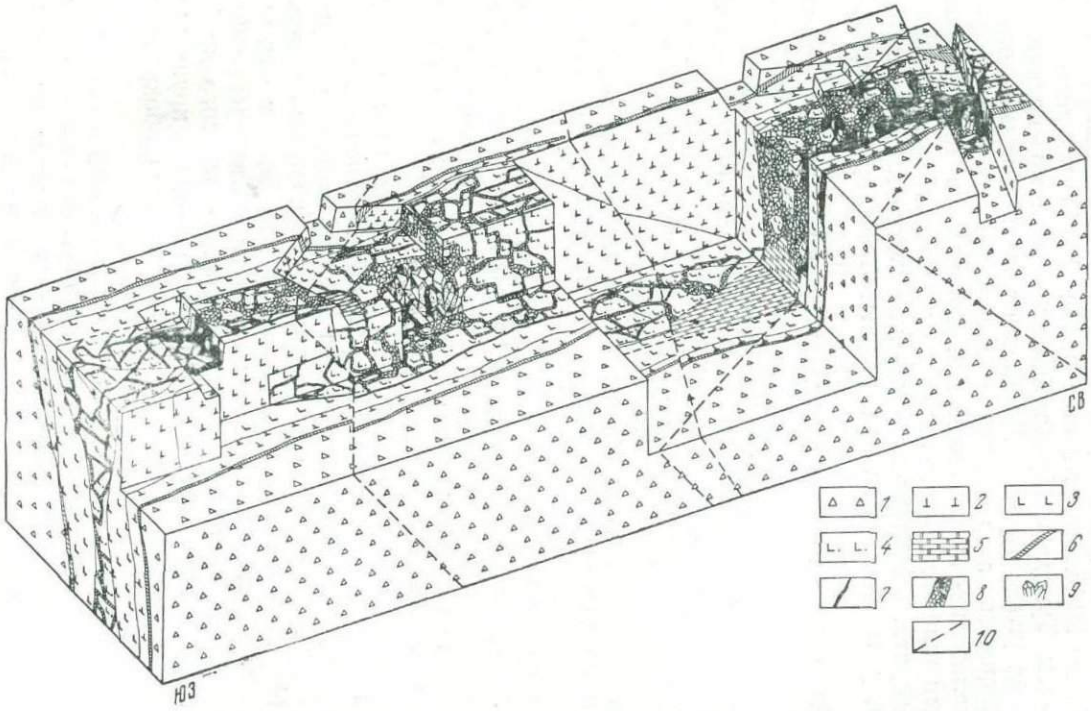



Рис. 14. Блок-диаграмма зоны крупноглыбового дробления на месторождении дайкового типа

*1* — агломератовые туфы; *2* — порфировые микродолериты; *3* — среднезернистые долериты нормального ряда; *4* — миндалекаменные долериты; *5* — кремнисто-карбонатные метасоматиты; *6* — зоны скарнированных пород; *7* — магнетитовые жилы; *8* — кальцитовые жилы; *9* — гнезда с кристаллами исландского шпата; *10* — тектонические нарушения

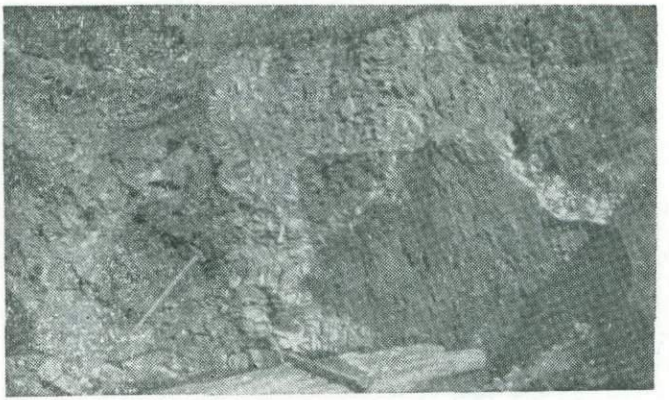


Рис. 15. П-образные кальцитовые жилы (белое) в зоне крупноглыбового дробления на месторождении дайкового типа

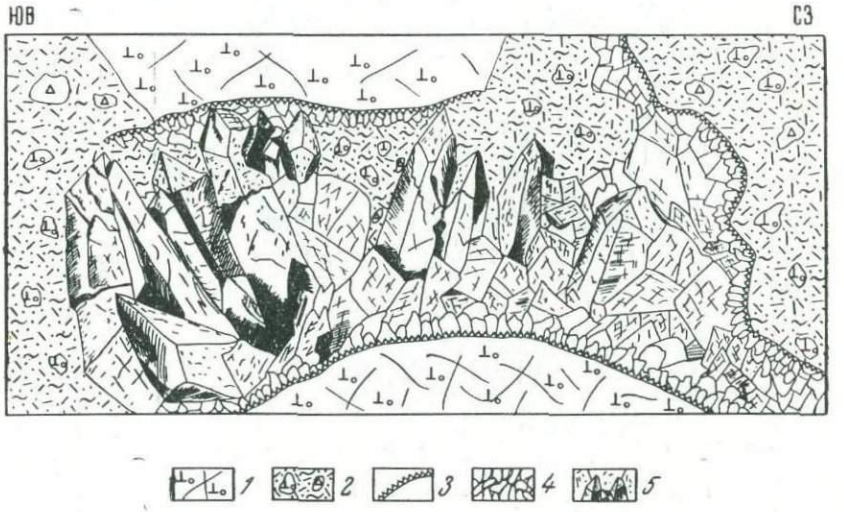



Рис. 16. Минерализованный погреб с кристаллами исландского шпата в зоне крупноглыбового дробления

*1* — миндалекаменный долерит с трещинами; *2* — рыхлая долерит-туфовая брекчия, *3* — мелкокристаллический кальцит; *4* — шестоватые кристаллы кальцита; *5* — гигантские призматические кристаллы и блоковый кальцит

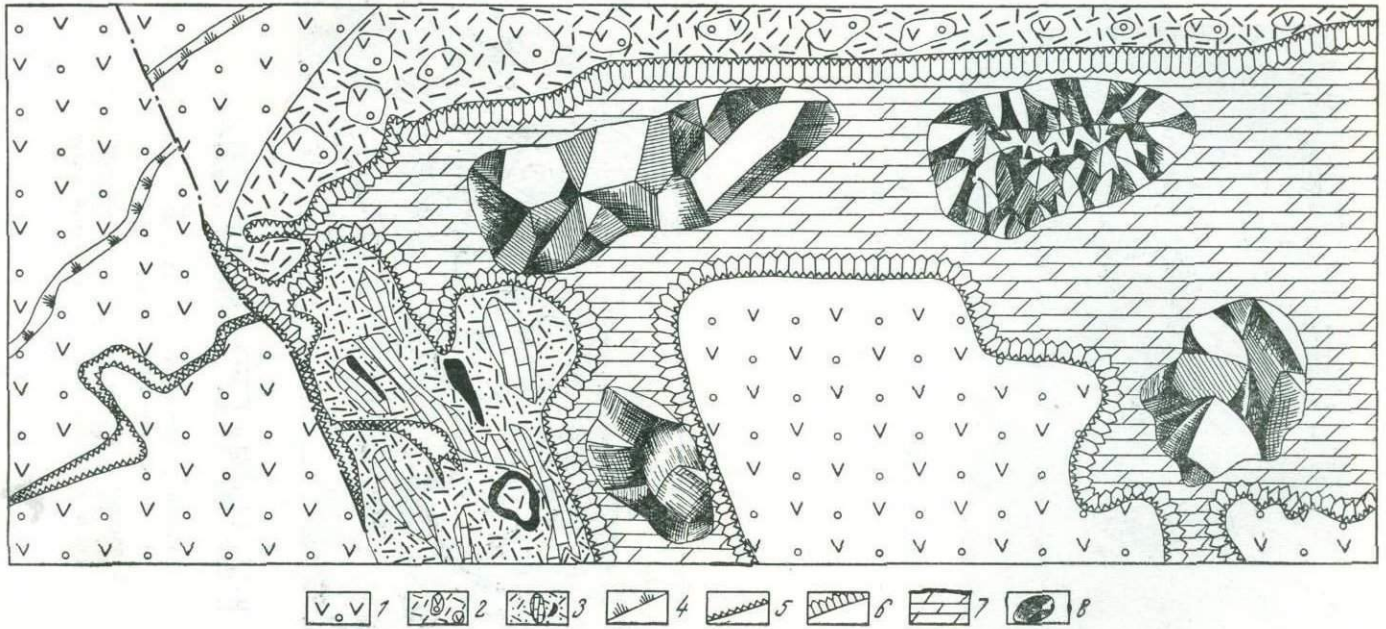



Рис. 17. Многополостная кальцитовая жила в зоне дробления на месторождении дайкового типа

*1* - миндалекаменный долерит; *2* — рыхлый раздробленный материал; *3* — магнетит-долеритовая брекчия; *4* — прожилки десмина; *5* — мелкозернистый кальцит; *6* — шестоватый кальцит; *7* — крупношестоватый и блоковый кальцит; *8* — кристаллы исландского шпата

кристаллы ромбоэдрического габитуса размером до 50—60 *см* по ребру и мелкие двойниковые сростки по острейшему ромбоэдру в форме бабочек или ласточкиного хвоста.

На флангах и на глубине более 20—25 *м* от поверхности кальцитоносная зона крупноглыбового дробления сужается, сменяясь трещиноватыми долеритами с цеолит-кальцитовыми прожилками и кремнисто-карбонатными образованиями.

Кристаллы оптического кальцита месторождения больших размеров, но почти всегда содержат рассеянные пылевидные включения, которые сильно снижают их качество.

### Месторождения в апикальных куполах штокообразных интрузивов (штоковый или вилюйский тип)

Месторождения этого типа известны в бассейне Чоны (система Вилюя). Здесь выделяются несколько кальцитоносных полей.

*Джекиндинское кальцитоносное поле* характеризуется широким развитием интрузивных траппов субщелочного состава. Значительно реже встречаются слоистые мелкообломочные туфы и туфопесчаники, а также нижнепермские полимиктовые песчаники, алевролиты и углисто-глинистые сланцы, слагающие небольшие куполовидные поднятия (участок Медвежий) или тектонические блоки (р. Куччугуй-Билир и др.). С запада поле четко ограничивается дугой полукольцевых долеритовых даек.

Площадь кальцитоносного поля пересекается множеством разрывных нарушений северо-западного простирания. Вдоль долины Джекинды от р. Куччугуй-Билир до участка Медвежьего прослежена широкая (3 *км*) зона интенсивной трещиноватости туфов, насыщенная мелкими дайками, штоками и жилами траппов и сопровождающаяся гидротермальной минерализацией горных пород. Туфы преобразованы в гранат-кальцитовые, вилюит-кальцитовые, гранат-магнетит-кальцитовые скарны, кремнисто-карбонатные, эпидот-анальцимовые, хлорит-цеолитовые и т. п. породы, а долериты сильно цеолитизированы вплоть до образования своеобразных пироксен-цеолитовых пород.

В кальцитоносном поле известно много проявлений исландского шпата, связанных с минерализованными субвулканическими траповыми телами, зонами дробления туфов и с дроблением вдоль контакта туфов и траппов.

В центре южной половины кальцитоносного поля располагалось ныне отработанное уникальное месторождение оптического кальцита. Оно было приурочено в апикальной куполовидной части жилообразного траппового тела, имеющего сложное зональное строение. Тело прослеживалось в юго-восточном направлении на 225 *м*; максимальная мощность его 70 *м*, угол падения 70—85°. Вмещающие агломератовые туфы сильно карбонатизированы и цеолитизированы, особенно с юго-восточной стороны, где они превращены в бобовидные хлорит-анальцимовые и эпидот-цеолит-анальцимо-

вые породы. Интрузивное тело имело оторочку долеритового миндалекаменного порфирита, который по направлению к центру тела постепенно сменялся мелко- и среднезернистым долеритом со шлирами габбро-долерита и пегматоидного долерита. Характерно наличие ромбического пироксена (энстатита) и, по Ю. И. Дмитриеву (1963), первичного анальцима.

В центральной части средне- и крупнозернистые долериты сильно цеолитизированы и местами превращены в рыхлую серозеленую пироксен-цеолитовую и глинистую хлорит-монтмориллонитовую породы. Цеолиты (гейландит, томсонит, сколецит) и анальцим развиваются по плагиоклазам, моноклинный пироксен только частично замещен зеленым ферриавгитом. Измененные долериты содержат до 25% сфена.

Степень гидротермального изменения долеритов неодинакова. Наиболее сильно цеолитизированы крупнозернистые долериты (габбро-долериты) вдоль сводовых и радиальных трещин отдельности и в местах их пересечения. С глубиной интенсивность цеолитизации уменьшается и среди развитых здесь анальцимовых и атакситовых тешенит-долеритов встречаются только тонкие цеолитовые прожилки.

В целом зона пироксен-цеолитовой породы имеет в плане овальную форму размером 30×50 *м* и крутые углы падения в противоположные стороны. Она охватывает почти весь апикальный купол интрузива и на глубине около 20—25 *м* тупо выклинивается.

Пироксен-цеолитовая порода пронизана густой сетью цеолитовых и цеолит-кальцитовых прожилков мощностью от 0,5 до 3—10 *см*. Они сложены мелкокристаллическим анальцимом, натролитом, десмином, ломонтитом, шабазитом и кальцитом. Ю. Я. Касьяном были определены также поздние кальциевые цеолиты — лобанит и стеллерит. Сульфидов (пирит, халькопирит) очень мало.

Скопления крупных кристаллов исландского шпата находились среди пироксен-цеолитовой породы в гнездах между глыбами слабоизмененного габбро-долерита. Кальцитоносные гнезда встречались только в верхнем горизонте минерализованной зоны на глубине не более 7—8 *м* от поверхности.

Кристаллы исландского шпата имели крупные размеры (самый большой кристалл весил около 2 *т*). Оптический кальцит был очень высокого качества, абсолютно бесцветен, почти полностью лишен минеральных включений, обладал хорошей оптической однородностью и прозрачностью в ультрафиолетовой области спектра.

*Мархаинское кальцитоносное поле* находится в бассейне Мархаи (приток р. Чоны). На окраине типичного вулкано-тектонического узла, представленного серией концентрических долеритовых даек, прослеживается цепочка зональных трапповых тел, минерализованных кальцитом и цеолитами. Продуктивным является интрузивное тело, которое в плане имеет сравнительно изометрическую форму. Его краевые части сложены долеритовым порфиритом

и мелкозернистым долеритом, которые по направлению к центру сменяются цеолитсодержащим субщелочным, а затем палагонитовым долеритом.

В центре тела расположена зона интенсивной гидротермальной переработки и дробления долеритов, прослеженная на глубину до

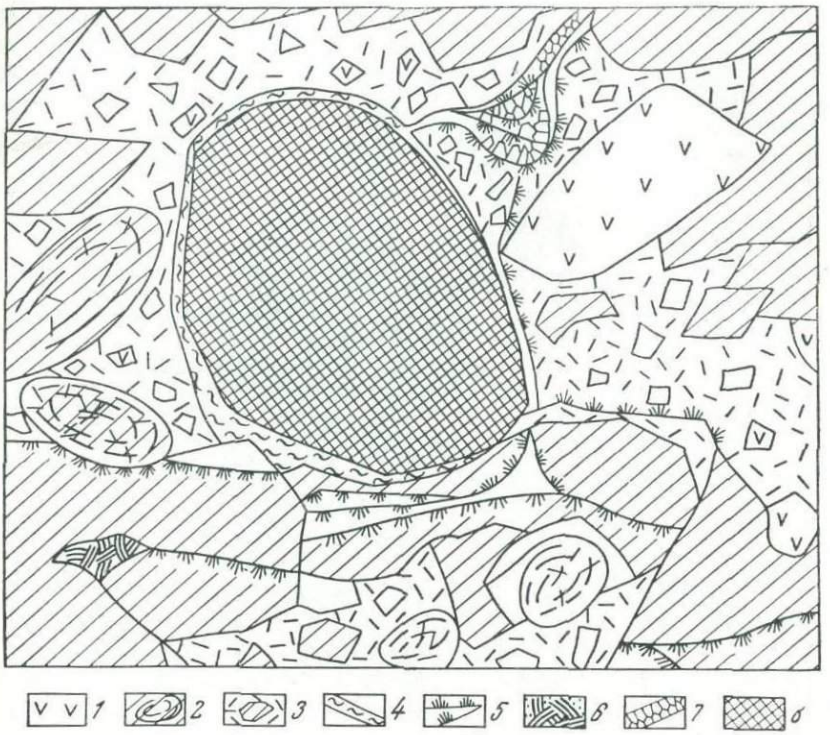



Рис. 18. Деталь строения шпатоносной зоны с гнездом исландского шпата на месторождении штокового типа

*1* — крепкие неизмененные долериты; *2* — гидротермально измененные (хлоритизированные и цеолитизированные) долериты со скорлуповатой отдельностью; *3* — рыхлый обломочный материал; *4* — внутригнездовая глина; *5* — радиальнолучистые белые цеолиты (натролит, томсонит); *6* — оранжевый десмин; *7* — шестоватый кальцит; *8* — исландский шпат

15 *м* с гнездами исландского шпата (рис. 18). Породообразующие минералы долеритов почти нацело замещены цеолитами, хлоритом (афросидерит) и монтмориллонитом. Измененные породы содержат равномерно распределенные вкрапления десмина и пересекаются многочисленными прожилками кальцита, десмина, натролита, томсонита, гейландита, шабазита и других цеолитов. Широко распространены также анальцим и апофиллит. В интенсивно цеолитизированной и хлоритизированной породе спорадически встречаются небольшие полости со сложно сдвойникованными

кристаллами исландского шпата и цеолит-кальцитовые жеоды (рис. 19).

С глубиной количество цеолитов постепенно уменьшается и среди измененной породы появляются крупные блоки плотных ожелезненных долеритов.

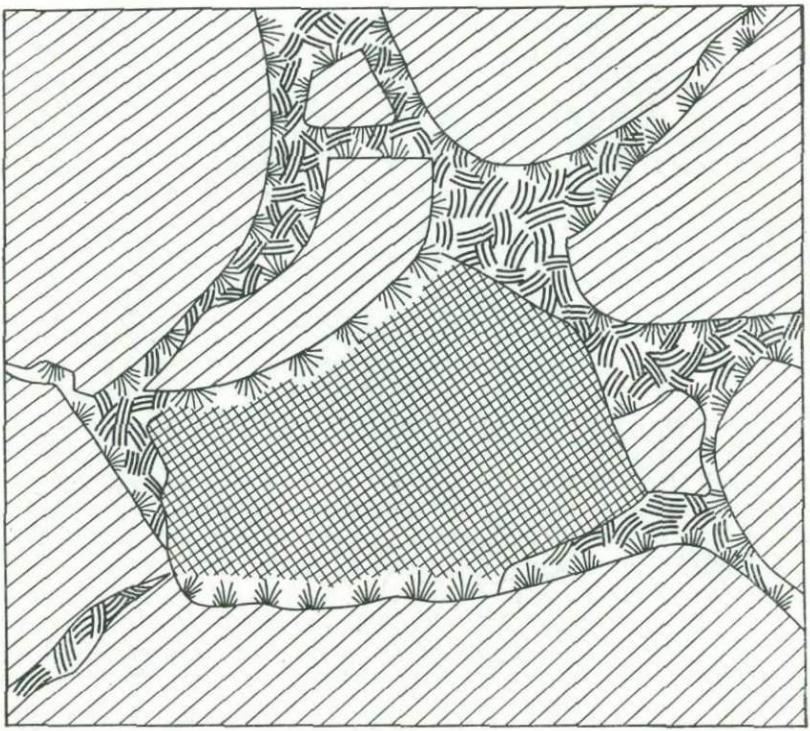


Рис. 19. Кальцит-цеолитовая жеода на месторождении штокового типа

Условные обозначения см. на рис. 18

*Аламджахское кальцитоносное поле* расположено в бассейне Ахтаранды. Среди кальцитопроявлений выделяется одно месторождение, связанное с трапповой жилой зонального строения, внедрившейся по контакту между агломератовыми и тонкообломочными пепловыми туфами. Простирание жилы СЗ 340—345°, падение на юго-запад под углом 30—50°. Она сложена (от периферии к центру) атакситовым долеритовым порфиритом, мелко- и среднезернистым палагонитовым долеритом и габбро-долеритом. На восточном участке месторождения В. Г. Бондарем обнаружена *вторая субмеридиональная жила мелкозернистого долерита*, сопряженная с основной. По направлению этой восточной жилы со стороны лежачего бока основной жилы развита зона дробления

долеритов и мелкообломочных пепловых туфов, прослеженная на 400 *м* при мощности 8—10 *м*. В центральной части зоны дробления в полосе мощностью около 2 *м* долериты превращены в рыхлую пироксен-цеолитовую породу со скоплениями гейландита, десмина, томсонита, анальцима и кальцита. Затем следует брекчия, состоящая из обломков краевого долеритового порфирита, скрепленных кальцитовыми, кальцит-халцедоновыми, кальцит-цеолитовыми прожилками. В месте сопряжения основной и восточной трапповых жил находятся интенсивно карбонатизированные породы с линзами зернистого кальцита и с гнездообразными скоплениями крупных кристаллов полупрозрачного и прозрачного кальцита. Сростки ромбоэдрических кристаллов окрашены глинистым монтмориллонитовым материалом.

## СТРУКТУРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

Структурный контроль месторождений оптического кальцита имеет важное значение для поисково-оценочных работ. Этот, долгое время остававшийся дискуссионным вопрос рассматривался во многих работах (Киевленко, Андрусенко, 1957; Скропышев, 1953$_2$; Касьян, 1961; Андрусенко, Кузовкин, 1962; Вязовов, 1965, 1967 и др.). В последнее время общее признание получила точка зрения о вулкано-тектонической природе структур локализации этих месторождений, особенно четко обоснованная Ю. С. Вязововым (1965) и Е. Я. Киевленко (1970 г.).

Среди факторов структурного контроля различаются общие и частные, или автономные (Ермаков, 1962), структуры локализации месторождений исландского шпата. К общим относятся структуры крупного порядка, определяющие размещение кальцитоносных полей и районов, а в их пределах — продуктивных на исландский шпат интрузивных и эффузивных образований. Частными являются структуры высокого и самого высокого порядка, которые обусловливают локализацию месторождений, кальцитоносных продуктивных тел и скоплений исландского шпата.

### Общие структуры локализации

В лавовом поле Сибирской платформы (Путоранский кальцитоносный район) общими структурами локализации являются неглубокие котловины и мульды второго и третьего порядка площадью от 300 до 1500 *км*$^2$, с амплитудой погружения от нескольких десятков до 110—150 *м*. Они выполнены кальцитоносными базальтовыми покровами нижней подсвиты нидымской свиты с хорошо выраженными миндалекаменными и мандельштейновыми зонами и линзами шаровых лав. Неоднородность строения этих покровов и их волнистое залегание с «валами коробления» объясняется как

наследованием долавового рельефа, так и влажным состоянием поверхности, на которую изливалась лава (Киевленко, 1959; Гуринова, 1964). При излияниях в неглубокие депрессии, заполненные водой, образуется лимническая фация лав с шаровой текстурой.

Примерами общих структур локализации являются Дакат-Люлюиктинская котловина, а также Гутконгда-Хуриконгдская, Нидымканская и Хаворкили-Кукуингдская мульды, контролирующие наиболее крупные Аллюнское, Нидымское, Нидымканское и Кирямкинское кальцитоносные поля Путоранского района. Пачки лавовых покровов, выполняющих эти структуры, пересечены крутыми разрывными нарушениями без существенных перемещений горных пород, которые являются растворопроводящими структурами. Об этом можно судить по наличию слабой минерализации по стенкам трещин, иногда прослеживающихся за пределы покровов в субстрате.

Исходной предпосылкой структурного контроля месторождений в Ангаро-Вилюйском кальцитоносном районе является его положение в тектонически активной бортовой части Тунгусской синеклизы. Эксплозивно-вулканическая структура Ангаро-Вилюйского кальцитоносного района определяется наличием на древнем Катангском (Учаминском) своде ряда куполовидных поднятий и куполов второго и третьего порядков площадью от 350 до 5000 *км*$^2$, сопрягающихся с пологими котловинами и мульдами. На этом фоне проявлена сложная и неравномерная сеть крутых разрывных нарушений, многие из которых заполнены дайками долеритов, жилами кремнисто-карбонатных пород и т. п.

Кальцитоносные поля контролируются расположением надочаговых зон (Касьян, 1961) — сложных тектоно-вулканических структур, развитых из мульд третьего порядка и на крыльях куполовидных поднятий второго порядка. В целом для надочаговых зон характерно сложное сегментно-мозаичное блоковое строение со сгущением средних и мелких кольцевых и линейных разрывных нарушений, субвулканических трапповых тел и проявлений гидротермальной минерализации.

В надочаговых зонах туфового поля Тунгусской синеклизы широко развиты палеовулканические грабены — кальдеры, участие которых в контроле месторождений исландского шпата теперь не вызывает сомнений (Вязовов, 1967). Сильно эродированные и не всегда полно выраженные кальдеры третьего порядка имеются в Аламджахском, Джекиндинском, Мархаинском, Люку-Мункамбинском и некоторых других кальцитоносных полях. Они имеют иногда правильную округлую форму, размеры их в среднем от 5 до 15 *км*, реже до 100 *км* в поперечнике; располагаются кальдеры на периферии вулкано-тектонических узлов, иногда примыкая к наиболее ослабленным кольцевым зонам вулканических куполовидных поднятий второго порядка. Почти со всех сторон кальдеры четко ограничены системами прерывистых кулисообразных даек, круто или полого наклоненных обычно к центру структуры. Внутри

кальдеры пересечены зонами полукольцевых, кольцевых и сопряженных с ними линейных разрывов, часть из которых залечена магмой. При сравнительно обширной площади кальдер амплитуда погружения их отдельных частей неодинакова, варьирует от 50 до 200 *м*. Кальдеры Ангаро-Вилюйского района образовались в результате неравномерного проседания кровли магматического очага вдоль кольцевых разрывов, заполнявшихся выжатой магмой нормального и субщелочного состава.

Кроме кальдер к общим структурам локализации относятся *куполо-горсты, вулканические купола и мульды третьего порядка и* промежуточные между ними формы. В отличие от кальдер купологорсты характеризуются сравнительно простой системой внутренних разрывных нарушений и отсутствием поздних внедрений субщелочных долеритов.

Месторождения исландского шпата контролируются внутренними структурами кальдер и куполо-горстов — интравулканическими структурами кальдерных разрывов и жерловых и прижерловых зон.

Кальдерные разрывы, по Е. Я. Киевленко, формировались в три основные стадии: 1) заложения кальдер и образования крупных краевых и главных внутренних разрывов, частично заполненных нормальными долеритами ранних комплексов; 2) дальнейшего проседания и развития сложной сети мелких внутренних разрывов, частично заполненных палагонитовыми и субщелочными долеритами; 3) постинтрузивных подвижек и подновления трещин с гидротермальной минерализацией.

Кальцитоносными структурами являются поздние постинтрузивные зоны дробления. Они, как правило, сосредоточены в наиболее опущенных частях кальдер и подновляют их ослабленные зоны, в том числе такие основные структурные швы, как краевые дайковые дуги и иногда входящие в обрамление кальдер отрезки крупных разломов второго порядка. Очень часто подновляются глубокие разрывы, ограничивающие внутрикальдерные блоки *пермских пород. Зоны дробления накладываются на ранее образо*ванные трапповые тела. При этом для локализации кальцитовой минерализации наиболее благоприятны малые субвулканические тела палагонитовых и анальцимовых долеритов, с которыми тесно связаны месторождения исландского шпата кальдер.

Жерловые и прижерловые структуры соответствуют корневым частям вулканических аппаратов или остаткам их разрушенных поверхностных построек. Они распознаются по наличию эруптивных вулканических брекчий, сменяющихся по простиранию грубослоистыми крупно- и среднеобломочными агломератовыми ксенотуфами с линзами пепловых и тонкослоистых мелкообломочных туфов; местами встречаются многочисленные вулканические бомбы и лапилли. Основными структурами локализации месторождений в жерловых и прижерловых зонах являются участки дробления плотных агломератовых и изредка мелкообломочных туфов.

## Частные структуры локализации

В большинстве случаев структуры локализации продуктивных тел и скоплений исландского шпата являются комбинированными. Они образуются в результате последовательного развития определенного тектоно-вулканического цикла и часто объединяют магмо- и растворопроводящие структуры с растворораспределяющими и рудовмещающими структурами. Наиболее ярким их примером являются структуры локализации месторождений дайкового типа. Размещение кальцитоносных тел и скоплений исландского шпата обусловлено здесь сочетанием протоинтрузивных структур и структур тектонического дробления.

Постинтрузивные тектонические подвижки и контракционные напряжения при консолидации и охлаждении трапповых тел создавали многочисленные разрывные нарушения, использованные для движения гидротермальных растворов и отложения их минеральных продуктов.

Развитие структуры месторождения дайкового типа в междуречье Мункамбы — Люку протекало в несколько стадий, характеризующихся унаследованностью единого плана деформаций. В каждую из этих стадий, наряду с образованием новых тектонических трещин подновлялись и расширялись трещины отдельности долеритов, что сопровождалось отложением определенных минеральных комплексов. С первой стадией подвижек, происходивших в основном вдоль контактов трапповой дайки, особенно со стороны висячего бока, связана наиболее высокотемпературная скарновая минерализация и магнетитовое оруденение. Во вторую стадию деформации того же плана проявились в приоткрывании приконтактовых и особенно осевых разрывов и в развитии мелкой трещиноватости, по времени совпадавших с интенсивным притоком бикарбонатных растворов и образованием кремнисто-карбонатных тел. В третью стадию, отделенную от первых двух значительным перерывом, преобладали поперечные разрывы, обеспечившие в центре и висячем боку мощных трапповых даек крупноглыбовое дробление. В зонах крупноглыбового дробления, являющихся продуктивными структурами, концентрировалась наиболее поздняя кальцитовая минерализация в виде П-образных довольно мощных (до 4 *м*) жил, заполняющих промежутки между перемещенными блоками долеритов. Остаточные полости в этих часто многокамерных жилах, так же как и минерализованные погреба в зазорах между глыбами раздробленных пород, являются структурами локализации кристаллов исландского шпата. Постминерализационные подвижки вызывали обрушение сводовых частей кристаллосодержащих погребов и разрушение (трещиноватость, механические двойники) кристаллов исландского шпата. С глубиной крупноглыбовое дробление постепенно затухает и в 30 *м* от поверхности наблюдаются сильно перетертые породы с мелкой трещиноватостью и кремнисто-карбонатными жилами.

Структуры дробления туфов сходны с вышеописанными и являются основными частными структурами локализации скоплений исландского шпата. Наиболее полно они проявлены в прижерловых зонах. Кальцитоносные зоны дробления в туфах фиксируются на крыльях положительных вулканических форм — куполов и куполо-горстов, осложненных многочисленными крутыми сбросовзбросовыми разрывами блоковых перемещений. Они образованы в крупно-среднеобломочных агломератовых, изредка мелкообломочных туфах вдоль этих разрывов или оперяют их. Дробление обусловлено сгущением сколовых трещин двух или трех сопряженных систем, одна из которых обычно преобладает, определяя общее простирание зоны. Для кристаллизации исландского шпата благоприятны участки крупноглыбового дробления и особенно места их перехода к трещиноватым туфам, где развиты крупные клиновидные трещины, углубляющиеся в туфы. В кальцито-туфовых крупнообломочных брекчиях кальцитоносные полости чаще всего встречаются на пересечении минерализованных трещин и в раздувах кальцитовых жил.

Выделяются (Е. Я. Киевленко, Б. А. Борзаков) три морфологические разновидности кальцитоносных зон, определяющих структурно-генетические типы месторождений: 1) изометричные (до 30 *м* в поперечнике) зоны с нечеткими ограничениями в прижерловых участках (илимпейский тип); 2) протяженные (до 450 *м*) маломощные (2—3 *м*) зоны с четкими контактами (чамбинский тип); 3) серии сближенных параллельных или ветвящихся пересекающихся зон протяженностью до 200 *м* при мощности отдельных составляющих от 0,5 до 3 *м* и всей серии 35—40 *м* (чуньский тип).

Структуры локализации месторождений штокового типа на р. Джекинде представлены протоинтрузивными структурами субвулканических трапповых тел, осложненными наложенным дроблением и выщелачиванием. Контракционная трещиноватость лучше всего проявлена в апикальных куполах штокообразных тел, где развиты сводовые и радиальные быстро выклинивающиеся трещины отдельности; их сочетание обусловливает сфероидально-скорлуповатую отдельность долеритов, которая весьма благоприятна для высвобождения пространства при тектоническом дроблении и последующем гидротермальном выщелачивании. Образующиеся таким образом кальцитоносные полости могут иметь несколько кубометров.

Аналогичные структуры характерны и для месторождения на р. Мархая, где кальцитоносная минерализация локализована во вскрытых эрозией апикальных частях «ныряющей» дайки. Развивающаяся вверху куполов густая система трещин отдельности усилена тектоническим дроблением, что обеспечивает возникновение шпатоносных полостей и узких, минерализованных кальцитом и цеолитами зон дробления.

Частные структуры локализации месторождений оптического кальцита в эффузивных породах тоже представлены сочетанием

внутрипокровных протоэффузивных и *междупокровных контактовых* структур, которые изредка еще осложняются постлавовым дроблением, при сугубо подчиненной роли последнего.

Структуры контактов контролируют размещение интенсивно минерализованных шаровых лав, заполняющих углубления на поверхности подстилающего покрова. Чередование волнистого и неровного глыбового микрорельефа контактовой поверхности покровов благоприятно для образования *лавобрекчий, состоящих из* дезориентированных мелких обломков шлаковых корок и глыб мандельштейнов, и возникновения в них полостей. Последние бывают приурочены к местам перегиба куполов и к выклиниванию углублений, заполненных шаровыми лавами или туфами.

Внутрипокровные протоэффузивные структуры представлены контракционными трещинами отдельности, первичными газовыми пустотами и полостями вытекания, *а также тесно связанными* с ними трещинами проседания над крупными полостями. Кальцитоносными структурами являются контракционные трещины лавовых куполов и бугровидных выпуклостей поверхности покровов. В основном это широко зияющие клиновидные трещины, крутые вблизи вершины и пологие у основания купола, которые пересекают зону мандельштейна и затухают в миндалекаменных базальтах. В сводах куполов с ними *сопряжены наклонные трещины* отслоения.

В пористых мандельштейнах кальцитоносными являются крупные (до 1—2 *м* в поперечнике) газовые пустоты уплощенной караваеобразной формы с пологим сводом и плоским дном. Для базальтов кроме остаточных пустот характерны полости вытекания (выжимания) лавы, образующиеся в результате движения потока, при котором создавалась глыбовая и брекчиевидная поверхность покрова с зазорами между глыбами. Кроме того, спорадически встречаются негативные полости — полые слепки с деревьев и ксенолитов, некогда залитых лавовым потоком.

В шаровых лавах структурами локализации кристаллов кальцита являются межшаровые промежутки неправильной конфигурации и остаточные полости в середине сфероидов караваеобразной и овальной формы.

Структуры постлавового дробления связаны с разломами и трещинообразованием в полностью отвердевших пачках покровов. Как правило, это крутые зоны разрывных нарушений, пересекающие несколько покровов и состоящие из серий сбросовых кулисообразно расположенных трещин. Вдоль плоскостей крупных трещин фиксируются небольшие подвижки горных пород, а также участки дробления и рассланцевания.

Перечисленные структуры могут служить одновременно путями движения растворов и камерами кристаллизации. Растворопроводящими являются крутые зоны постлавового дробления со следами минерализации на стенках, которые установлены, например, на нидымских месторождениях в шаровых лавах (Золотарев,

1964). Растворораспределяющими служат системы трещин отдельности и поры в мандельштейнах, сообщающиеся с пустотами в рыхлой мелкообломочной стекловатой дресве шаровых лав. Последняя представляет собой естественный коллектор для восходящих гидротермальных растворов и обеспечивает резкое расширение фронта минерализации и необходимое изменение состава растворов. Наиболее перспективными оказываются участки шаровых лав со средней степенью упаковки сфероидами (40—70% сфероидов, 30—60% мелкообломочного материала), в которых возникают наилучшие условия для сохранения полостей.

Основными местами локализации крупных скоплений исландского шпата являются радиальные и клиновидные контракционные трещины лавовых куполов и сводового отслоения, полости их пересечения, а также караваеобразные газовые пустоты в центре бугровидных выпуклостей мандельштейнов и пустоты у стыка глыб в брекчированной кровле покровов. Кальцитоносны также подновленные и расширенные гидротермальным выщелачиванием трещины сферической и глыбовой отдельности мандельштейнов вблизи зон постлавовых разрывных нарушений, а в базальтах — внутри этих зон открытые полости крупных разрывов и межглыбовые пустоты участков дробления.

## МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

Минералогия кальцитоносных траппов Сибирской платформы до последнего времени была слабо изучена. Опубликованные работы по этому вопросу (Старицкий, 1959; Хрянина, 1960; Гоньшакова, 1961; Павлов, 1961) относятся к северо- и юго-западной, а также юго-восточной частям территории. Монографии В. В. Юдиной (1965) и Ю. И. Дмитриева (1963) посвящены главным образом гидротермально метасоматическим минеральным проявлениям в траппах бассейна Вилюя. Гидротермальная минерализация траппов бассейна Нижней Тунгуски впервые была освещена В. И. Кудряшовой (1958$_2$, 1959, 1962), которая внесла большой вклад в изучение отдельных минеральных видов.

Наши исследования были сосредоточены на детальном изучении минералогии основных месторождений оптического кальцита Сибирской провинции. Кроме личных материалов, использованы данные других исследователей, в первую очередь А. В. Скропышева, Л. И. Четверикова, Е. И. Гуриновой, К. Ф. Гурьянова, Ю. Я. Касьяна, Р. Г. Раскиной, Н. В. Агуреевой, М. С. Васильевой и др.

На промышленных месторождениях оптического кальцита можно выделить две основные минеральные формации, характеризующиеся постоянством главных парагенетических ассоциаций и определенными физико-химическими условиями формирования, а также концентрацией ведущего рудного минерала.

Первая, карбонатно-железорудная формация является формацией скарнового типа. Она проявлена только на месторождениях в вулканогенно-обломочных породах и субвулканических интрузивных траппах. Процесс минералообразования происходил в условиях напряженной тектонической обстановки с резко изменявшимся термодинамическим режимом и характеризовался значительным масштабом проявлений железной руды и меньше полиметаллов, а также выделением больших масс зернистого кальцита.

Вторая, цеолит-кальцитовая формация проявлена в тех же структурно-геологических условиях, что и первая, прост-

ранственно совмещаясь с ней. Кроме того, она наблюдается изолированно от первой формации среди эффузивных траппов, в условиях более спокойной физико-химической обстановки. Формация характеризуется насыщением вмещающих пород минеральными образованиями кварц-халцедонового и кальцит-цеолитового состава и крупными скоплениями кристаллов исландского шпата.

В целом для месторождений оптического кальцита типичны низкотемпературные минеральные ассоциации и в меньшей мере скарновые минералы. В комплекс минералов (70 видов) входят пирит, халькопирит, марказит, галенит, сфалерит, магномагнетит, титаномагнетит, мартит, пиролюзит, псиломелан, кварц, аметист, халцедон, кристобалит, флюорит, апатит, повеллит, барит, целестин, доломит, кальцит, галит, гранат (гроссуляр-андрадит), везувиан (вилюит), сфен, диопсид, ферриавгит, пренит, хлориты (афросидерит, дженкинсит, диабантин), гидрослюды (вермикулит, иллит, селадонит), монтмориллонит, сапонит, палагонит, нонтронит, апофиллит, гиролит, анальцим, цеолиты шабазитовой, натролит-томсонитовой, гейландит-филлипситовой подгрупп и другие очень редко фиксируемые минералы (см. табл. 12).

Отдельные минералы, особенно кальцит и цеолиты, встречаются в виде прекрасно образованных кристаллических индивидов и агрегатов свободного роста. Некоторые из перечисленных минералов являются гидротермально-метасоматическими новообразованиями (диопсид, вилюит, сапонит, анальцим и др.). Разнообразие минеральных видов и общая интенсивность минерализации во многом зависят от содержания вулканического стекла во вмещающих породах и степени их проницаемости для гидротермальных растворов (пористости, трещиноватости и т. п.).

Распространенность минералов по типам месторождений исландского шпата приведена в табл. 12. Наиболее распространен кальцит: жильный зернистый и шестоватый, а также крупнокристаллический — исландский шпат, образующий ценные месторождения. Все остальные минералы по существу являются ему сопутствующими.

## ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ (ОПТИЧЕСКИЙ КАЛЬЦИТ)— ГЛАВНЫЙ ПРОМЫШЛЕННЫЙ МИНЕРАЛ

Кальцит является самым распространенным сквозным минералом, образующимся в течение всей гидротермальной деятельности от автометаморфического и гидротермально-метасоматического этапов до чисто гидротермального, причем масштабы выделения продуктов этих разных этапов минерализации резко различны. Постериорная кальцитовая минерализация траппов миндалекаменного типа и тонкозернистые метасоматические агрегаты в экзо- и эндоконтактовых ореолах трапповых тел, ослабленных тектоническим дроблением, имеют площадное развитие. Такой зернистый кальцит наряду с другими, иногда сопоставимыми по масштабу

**Минеральный состав месторождений исландского шпата в траппах Сибирской платформы**

| Минералы | В эффузивных траппах | | | | | | | | | В интрузивных траппах | | | | В вулканогенно-обломочных породах | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Нидымский тип | | | Гончакский тип | | | Шпатовский тип | | | Дайковый тип | | Штоковый тип | | Илимпейский тип | | | Чуньско-чамбинский тип | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| *Эндогенные* | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Галенит | | | | | | | | | | ++ | | | | | | | | | |
| Сфалерит | | | | | | | | | | | | | | | | . | | | |
| Халькопирит | . | . | . | . | . | . | . | . | . | | . | . | . | . | . | . | . | . | . |
| Пирит | | | | | | | | | | + | + | + | . | + | + | . | + | + | . |
| Марказит | | | | | | | | | | | | | | ++ | ++ | | | | |
| Флюорит | | | | | | | | | | . | | | | | | | | | |
| Галит | | | | . | . | | | | | | | | | | | | | | |
| Сильвин | | | | . | . | | | | | | | | | | | | | | |
| Ильменит | | | | | | | | | | | | | | | | . | | | |
| Магнетит | | | | | | | | | | +++ | ++ | | . | | | | | | . |
| Мартит | | | | | | | | | | ++ | | | + | | | | | | |
| Рутил | | | | | | | | | | . | | | | | | | | | |
| Кварц | | | | + | + | . | | | | ++ | + | + | . | | | | | | |
| Аметист | | | | + | . | | | | | | | | | | | | | . | . |
| Халцедон | ++ | + | + | +++ | +++ | +++ | ++ | ++ | +++ | +++ | ++ | + | + | | | | | | |
| Кристобалит | | | | | . | | | | | | | | | | | | | | |
| Кальцит жильный | . | . | . | + | + | + | . | . | . | +++ | +++ | + | ++ | . | . | ++ | + | ++ | + |
| Исландский шпат | +++ | +++ | ++ | +++ | +++ | +++ | ++ | ++ | ++ | +++ | ++ | +++ | +++ | +++ | ++ | ++ | +++ | +++ | ++ |
| Доломит | | | | | | | | | | . | | | | | | | | | |
| Барит | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| Целестин | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | + |
| Повеллит | | | | . | | | | | | | | | | | | | | | |
| Апатит | | | | | | | | | | + | | . | | | | | | | + |
| Циркон | | | | | | | | | | . | | | . | | | | | | |

| Минералы | В эффузивных траппах | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Нидымский тип | | | Гончакский тип | | | Шпатовский тип | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Гроссуляр-андрадит | | | | | | | | | |
| Везувиан (вилюит) | | | | | | | | | |
| Сфен | | | | | | | | | |
| Турмалин | | | | | | | | | |
| Диопсид | | | | | | | | | |
| Пренит | | | · | · | · | | | | |
| Прохлорит | + | + | + | ++ | + | ++ | | | |
| Диабантин | | | | | | | | | |
| Дженкинсит | | | | | | | | | |
| Афросидерит | | | | | | | | | |
| Вермикулит | | | | | | | | | |
| Селадонит | | | + | + | + | | | | |
| Иллит | + | + | + | + | + | · | · | · | · |
| Тунгусит | | | | · | | | | | |
| Монтмориллонит | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Сапонит | + | · | ++ | ++ | +++ | ++ | + | + | · |
| Нонтронит | | | | | · | | | | |
| Палагонит | | | | + | + | | | | |
| Апофиллит | + | + | | + | ++ | | | | |
| Гиролит | | · | · | · | | | | | |
| Анальцим | · | · | · | + | ++ | + | | | |
| Шабазит | | | | | | | | | |
| Левинит | | | | | | | | | |
| Ломонтит | ++ | ++ | | | + | | | | |
| Гмелинит | · | | | | | | | | |
| Натролит | · | · | · | · | | | | | |
| Мезолит | | | | | | | | | |

| В интрузивных траппах | | | | В вулканогенно-обломочных породах | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Дайковый тип | | Штоковый тип | | Илимпейский тип | | | Чуньско-чамбинский тип | | |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| +++ | +++ | +++ | | | | ++ | | ++ | ++ |
| | | + | | | | | | | |
| | | + | | | | | | | |
| · | | | | | | | | | · |
| · | | + | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | + | | |
| | | | + | | · | + | | + | + |
| +++ | ++ | + | | | | | | | |
| | | +++ | +++ | | | | | | |
| · | | | | | | | | | |
| | | + | | | | | | | |
| +++ | ++ | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| + | + | ++ | + | + | + | + | + | + | + |
| | | | | | | | | | |
| · | | | | | | | | | |
| + | + | ++ | +++ | | | | | | |
| | | + | + | | | | + | | +++ |
| | | | | | | | | | |
| + | + | +++ | ++ | ++ | ++ | ++ | + | + | + |
| + | | + | +++ | | | | | | |
| | | | + | | | | | | |
| | | | +++ | + | | | | | ++ |
| | | | | | | | | | |
| · | | +++ | +++ | + | + | | · | | |
| | | | + | | · | | | | |

| Минералы | В эффузивных траппах | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Нидымский тип | | | Гончакский тип | | | Шпатовский тип | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Сколецит | • | • | | • | | | | | |
| Гоннардит | | | | + | | | | | |
| Томсонит | + | | + | • | • | • | • | | |
| Гейландит | +++ | ++ | + | +++ | +++ | ++ | + | + | ++ |
| Филлипсит | | | | | | | | | |
| Гармотом | | | | | | | | | |
| Десмин | +++ | +++ | + | + | + | | | | |
| Морденит | +++ | +++ | ++ | +++ | +++ | ++ | +++ | +++ | ++ |
| Стеллерит | | | | | | | | | |
| Лобанит | | | | | | | | | |
| Эвенкит | | | | • | | | | | |
| *Гипергенные* | | | | | | | | | |
| Псиломелан | | | | | | | | | |
| Гипс | | | | | | | | | |
| Малахит | | | | | | | | | |
| Азурит | | | | | | | | | |
| Хризоколла | | | | | | | | | |
| Натроярозит | | | | | | | | | |
| Пиролюзит | | | | | | | | | |
| Гетит | | | | | | | | | |
| Лимонит | + | • | • | + | + | + | • | • | • |

1—19 — объекты исследований.
+++ — широко распространенные минералы
++ — распространенные минералы
+ — мало распространенные минералы
• — изредка встречающиеся минералы и единичные находки.

| В интрузивных траппах | | | | В вулканогенно-обломочных породах | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Дайковый тип | | Штоковый тип | | Илимпейский тип | | | Чуньско-чамбинский тип | | |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| | | + | | | | | | · | |
| | | | | | | | | | |
| · | | | | | | | | | |
| +++ | | ++ | +++ | | | | | | |
| | | + | | | | | | | |
| | | | · | | | | | | |
| +++ | + | ++ | +++ | ++ | ++ | ++ | + | ++ | ++ |
| | | | · | + | · | + | · | · | |
| | | + | | | | | | | |
| | | + | | | | | | | |
| ++ | | | | | | | | | |
| | | | | + | + | | | | |
| + | | | + | | | | | | |
| | | | | | | | | | + |
| | | | · | | | | · | + | |
| | | | | | | | · | + | |
| + | | | | ++ | + | | | | |
| | | | | | | | | | · |
| +++ | ++ | + | ++ | +++ | +++ | + | ++ | +++ | + |

развития минеральными новообразованиями рассредоточен по большому объему вмещающих пород, свидетельствуя о сильной их «зараженности» карбонатом кальция. Жильный кальцит и кристаллы свободного роста распространены гораздо меньше.

*Прозрачная разновидность кальцита — исландский шпат* — является большой редкостью. Еще более редки скопления крупных и однородных его кристаллов, представляющие собой месторождения оптического кальцита.

### Жильный кальцит

Жильный тип кальцитовой минерализации на месторождениях оптического кальцита представлен двумя разновидностями. Первая имеет тесную связь с карбонатно-железорудной минеральной формацией и развита на месторождениях в туфах и интрузивных траппах. С ней ассоциируют только мелкие кристаллы исландского шпата, представляющие чисто минералогический интерес.

Вторая разновидность жильного кальцита является продуктивной, с ней связан промышленно ценный оптический материал. В редких случаях отмечается пространственное совмещение обеих разностей жильного кальцита, например в зонах дробления трапповых даек в пределах Тунгусско-Мункамбинского разлома.

*Жильный кальцит первой разновидности* образует мощные (до 10 *м*), вытянутые на 80—100 *м* в длину тела, иногда линзообразной формы, внутри трапповых даек. Часто они имеют более сложную форму, подчиненную форме промежутков между раздробленными блоками породы в зонах дробления (рис. 20). Маломощные кальцитовые жилы (от 5 *см* до 1,5—2 *м*) прослеживаются вдоль скарнированных контактов даек.

Контакты жильных тел четкие, прямолинейные и сопровождаются прожилками ранее образованного магнетита. Состав жил кремнисто-карбонатный. Они сложены тонко- или мелкозернистым, часто перекристаллизованным кальцитом, внешне похожим на известняк. Участки массивной текстуры чередуются с участками пористой и кавернозной текстур, обусловленных процессами выщелачивания. Наложенное окремнение создает в этих местах каркасную текстуру, пятнистость и полосчатость, а также подобие псевдографической структуры.

Мелкозернистый кальцит под микроскопом наблюдается в виде аллотриоморфного агрегата более или менее изометричных зерен, иногда с прямолинейными контурами, величиной от сотых долей миллиметра до 1—3 *мм*. Агрегаты мелких ксеноморфных зерен обычно окаймляют более крупные, иногда хорошо ограненные выделения кальцита. Для крупных зерен очень характерно пятнистое, скрыто-мозаичное угасание, свидетельствующее об имевшей место собирательной перекристаллизации, которая происходит за счет постепенного укрупнения мелких зерен.

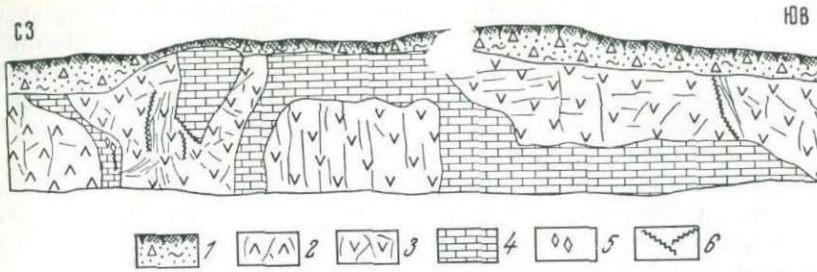
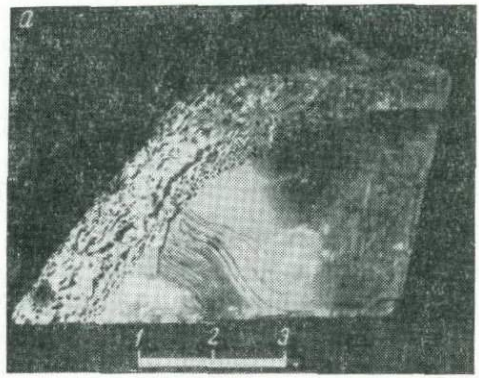



Рис. 20. Жилы мелкозернистого кальцита (кремнисто-карбонатные тела)

*1* — почвенно-делювиальный слой; *2* — неизмененные долериты; *3* — гидротермально измененные блоки долеритов; *4* — мелкозернистый жильный кальцит; *5* — мелкие кристаллы исландского шпата в жеодах; *6* — прожилки цеолитов



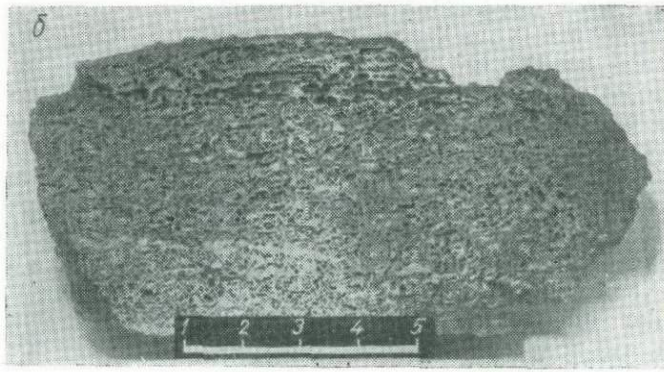




Рис. 21 Пористый кальцит

Макроскопически хорошо заметны постепенные переходы от мелких зерен кальцита до крупных изометричных многогранников величиной от 1 до 3 *мм*. Такие крупнозернистые участки жил легко превращаются под воздействием последующих гидротерм или агентов поверхностного выветривания в рыхлую сыпучую массу — кальцитовый песок.

Перекристаллизация кальцита происходит и другим способом — путем роста бластокристаллов, что приводит к изменению текстуры карбонатной массы при сохранении ее монолитности. Процесс заключается в появлении и разрастании бластокристаллов за счет растворения мелкозернистой карбонатной массы. Начало такой перекристаллизации макроскопически улавливается в появлении среди мелкозернистой породы отдельных бластокристаллов величиной до 1—5 *мм*. Дальнейшее разрастание и объединение бластокристаллов приводит к возникновению участков, сложенных блоковым мозаичным кальцитом, часто имеющим благодаря значительной (до 1%) примеси стронция голубой цвет. Жильный голубой кальцит непрозрачен из-за переполняющих его мельчайших жидких включений, но встречаются и полупрозрачные участки. Часто в нем наблюдаются глубокие «пропилы» — результат выщелачивания по спайности.

Дальнейшая перекристаллизация вызывает образование оригинальных скелетных кристаллов, состоящих из вытянутого по тройной оси ромбоэдрического «ствола» и направленных под острым углом к нему «ветвей» из агрегата плохо образованных мелких кристаллов.

Среди перекристаллизованного кальцита встречается интересная разновидность — пористый кальцит, который представляет собой насыщенные мелкими порами участки кристаллов с единой плоскостью спайности и общей оптической ориентировкой. Струйчатая поверхность скола таких кристаллов напоминает пористый сыр, а при большом количестве пор они в совокупности образуют тонкий кружевной рисунок (рис. 21). Размеры пор измеряются от точечных до 2—3 *мм*, форма их от округлой до самой прихотливой извилистой, угловатой, удлиненной и т. п. Местами мелкие поры сливаются вместе, образуются более крупные удлиненные извилистые полости, поверхность которых покрыта белым карбонатным налетом. Определенной закономерности в расположении пор не отмечается. Такой сыроподобный кальцит, насколько известно автору, в литературе не описан. Можно предположить, что он образовался вследствие вскипания растворов в условиях приоткрывания трещин и спада давления. При выравнивании термодинамических условий образование пористого кальцита резко сменяется кристаллизацией обычного, монолитного кальцита, что подтверждается четкой границей между обеими разновидностями.

Местами при возбуждении многих центров кристаллизации в пористом кальците без заметной зоны геометрического отбора

возникают параллельно-шестоватые агрегаты. Высота параллельных шестоватых индивидов индукционных срастаний до 3—5 *см* при ширине каждого из них 2—3 *мм*. При опережающем росте отдельных шестоватых индивидов образуются разрозненные столбики с поверхностью, покрытой цепочкой мелких гранных форм. Иногда возникают косоориентированные пластинчатые агрегаты, поверхность которых выставляется вершинными формами роста. Местами наблюдается их искривление преимущественно в одну сторону с образованием скрученных, иногда полых трубообразных агрегатов.

В строении довольно мощных (до 0,5 *м*) кальцитовых перекристаллизованных жил на р. Мархая, тоже обладающих параллельно-шестоватой текстурой (Григорьев, 1961), участвуют несколько зон или генераций, разделенных тонкими (1—2 *мм*) прослойками оранжево-красного шабазита, которые очень эффектны на фоне белого кальцита.

*Жильный кальцит второй разновидности,* с которой тесно связан исландский шпат, входит во вторую, цеолит-кальцитовую минеральную формацию. Распространен он гораздо меньше. Это так называемый продуктивный жильный кальцит.

Маломощные (до 20 *см*) ветвящиеся жилы такого кальцита известны в зонах дробления мелкообломочных туфов на р. Стрелка-Чуня (бассейн Подкаменной Тунгуски). Эти жилы в раздувах (0,5 *м*) сложены шестоватым полупрозрачным слабо-желтым кальцитом нескольких генераций со среднекристаллической оторочкой темно-желтого и бурого цвета. Местами шестоватые кристаллы становятся очень тонкими, почти игольчатыми и слагают участки жил оригинальной радиальнолучистой текстуры (рис. 22). В местах взаимных пересечений маломощных жил находятся крупные (от 20—30 *см* до 1—2 *м* в поперечнике) гнезда с кристаллами исландского шпата.

Жильный кальцит этого типа своеобразен на месторождениях в эффузивных траппах. Здесь выделяются две его генерации. Первая генерация — это зерновидный кальцит, состоящий из мелких (до 1,5 *см*) непрозрачных боченковидных и веретенообразных индивидов мозаично-блокового строения, нарастающих на отороченных халцедоном стенках полостей и трещин; цвет его сероватой или буровато-желтый. Вторая генерация представлена так называемым блоковым кальцитом, состоящим из крупных (до 20 *см*) изометричных индивидов индукционных срастаний, которые целиком заполняют клиновидной формы трещины в миндалекаменных базальтах и мандельштейнах. Эти две генерации часто пространственно разобщены и выделяются не только по внешнему виду, но и по различным типоморфным признакам. Блоковый кальцит молочно-белого цвета, не имеет мозаичного строения, сильно трещиноват; от зерновидного он отличается также и меньшим содержанием акцессорных элементов-примесей (кремния, алюминия, железа, магния и др.).

Наибольшим скоплением продуктивного жильного кальцита отличается месторождение в зоне дробления трапповой дайки на р. Мункамбе, где развиты мощные (до 4 *м*) жилы заполнения с типичным крустификационным строением и преобладанием гиганто-

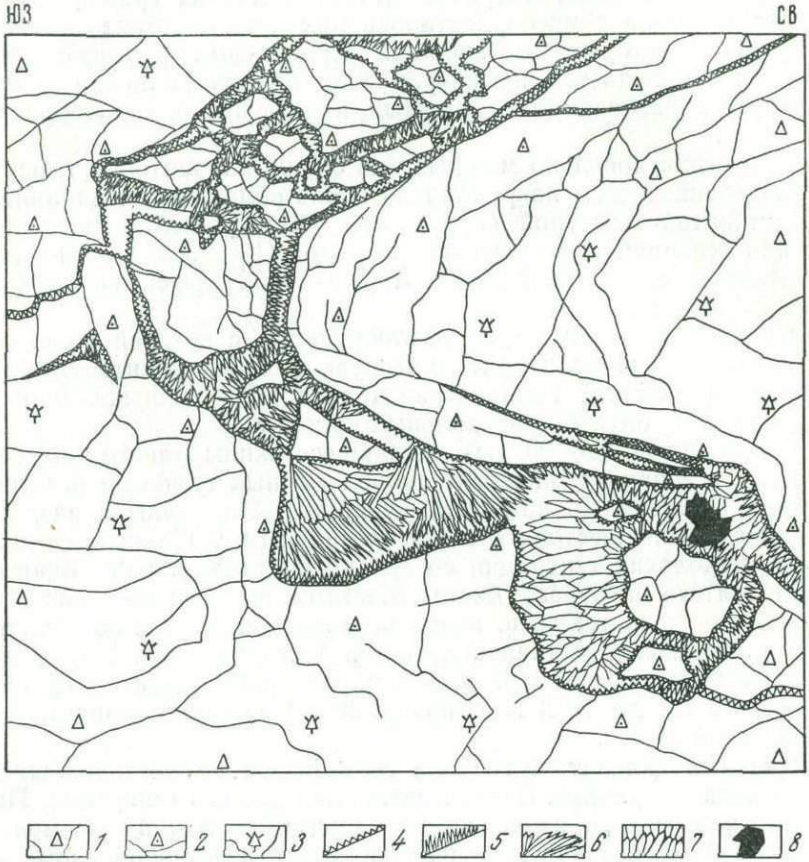



Рис. 22. Разветвленная кальцитовая жила в зоне дробления мелкообломочных туфов на месторождении чуньского типа. По М. С. Васильевой (1962 г.)

*1* — мелкообломочные туфы; *2* — хлоритизированные туфы; *3* — карбонатизированные туфы; *4* — мелкозернистый кальцит; *5* — тонкошестоватый кальцит; *6* — игольчатый кальцит; *7* — крупношестоватый кальцит; *8* — исландский шпат

шестоватых агрегатов полупрозрачного и прозрачного кальцита. Здесь выделяется несколько генераций и большое разнообразие морфологических форм среди кристаллов друзового роста. Их подробное изучение позволило нам проследить последовательность образования разноморфных кристаллов и уточнить представление о механизме роста промышленно ценных кристаллов (Андрусенко, Дронов, 1969).

Первая генерация представлена мелко-среднекристаллическим и шестоватым прозрачным и полупрозрачным кальцитом с полуограненными индивидами, слагающим призальбандовые оторочки мощных жильных тел и маломощных десмин-кальцитовых прожилков, а также инкрустирующим стенки мелких жеод. На неровной поверхности субстрата (стенки трещин или цеолитовая подложка) происходило спонтанное зарождение мелких кристаллов, разрастающихся до очень небольшого (5—8 *мм*) размера даже при наличии свободного пространства. Среди этих мелких кристалликов-зародышей встречаются хорошо ограненные, и можно наметить следующий порядок смены кристаллографических форм: отрицательные ромбоэдры, близкие к основному $(01\bar{1}1)$ или $(08\bar{8}1)$ или $(05\bar{5}4) \rightarrow$ изометричные многогранники, несколько напоминающие кристаллы анальцима, оформленные комбинацией граней отрицательных ромбоэдров и положительных скаленоэдров $\rightarrow$ положительные скаленоэдры $(8.5.\bar{1}6.3)$, $(21\bar{3}1)$ и острее.

В результате последующего агрегатного разрастания кристаллов I генерации образуются зоны мелкошестоватого полупрозрачного кальцита II генерации, отдельные индивиды которого напоминают уродливо выросшие острые «собачьи клыки», еще усложненные ответвлениями. Мощность зон мелкошестоватого кальцита в призальбандовых частях крупных кальцитовых жил до 5 *см*, в десмин-кальцитовых прожилках и мелких жеодах 0,2—10 *мм*. Ограненных индивидов в этой зоне не отмечалось.

Кальцит III генерации — это полупрозрачные крупношестоватые агрегаты (мощность зоны 10—15 *см*), среди которых в небольших занорышах, приуроченных к основанию зон, отмечается зарождение мелких прозрачных, хорошо ограненных дипирамидальных кристаллов размером не более 3—5 *см* по $L_3$. Среди этих кристаллов иногда наблюдаются почти полные двуконечные формы, но чаще развиты только верхние грани, поясные ребра которых располагаются близко к субстрату. Кристаллы ограничены дипирамидой $(8.8.\bar{1}6.3)$ и ромбоэдрами $(01\bar{1}2)$ и $(02\bar{2}1)$, которые притупляют верхнюю вершину дипирамиды. У более крупных кристаллов на вершине дипирамиды $(8.8.\bar{1}6.3)$ часто развиваются грани пинакоида $(0001)$ и скаленоэдра $(21\bar{3}1)$, а половина полярных ребер притупляется узкими гранями скаленоэдра $(32\bar{5}1)$.

В некоторых штуфах отмечается, что поверхность дипирамидальных кристаллов служит в свою очередь местом зарождения более поздних двойников по $(01\bar{1}2)$ и $(02\bar{2}1)$, напоминающих по виду бабочку, рыбий хвост и колун. Там, где имелись условия для свободного роста, эти двойники быстро обгоняли дипирамидальные монокристаллы, нередко достигая 20—30 *см* по длине. В огранке таких двойников-«бабочек» преобладают следующие простые формы: $(13\bar{4}1)$, $(02\bar{2}1)$, $(8.4.\bar{1}2.5)$, $(1\bar{1}20)$, $(21\bar{3}1)$, а дипирамида $(8.8.\bar{1}6.3)$, развитая у некоторых двойников, чаще всего

остается только в области двойникового шва или совсем вырождается. Быстрое зарастание входящего угла у подобных двойников обусловило присущую им уплощенную форму, а ограничение субстратом роста одного из двойникующихся индивидов вызывает резкую асимметрию, которая приводит к искажению их облика до форм, напоминающих однокрылую бабочку, утюг, черепаху и т. п.

Четвертая генерация представлена гигантошестоватым кальцитом, без перерыва переходящим в крупные кристаллы свободного роста. Она образуется при зарождении на десмине и кальците предшествовавших генераций мелких прозрачных кристаллов, ограненных ромбоэдром $(02\bar{2}1)$. Агрегатный рост этих ромбоэдрических затравок приводит к образованию крупных полупрозрачных кристаллов индукционных срастаний, достигающих по весу 800 *кг* и слагающих центральные части мощных жильных тел. Для них характерно обилие рациональных граней, занимающих 60—80% их поверхности, среди которых определены следующие граневые комплексы: 1) в периферической части гигантошестоватой зоны $(40\bar{4}1)$, $(10\bar{1}1)$, $(44\bar{8}3)$, $(0.4.\bar{1}2.1)$; 2) в центральной части жил $(02\bar{2}1)$, $(44\bar{3}3)$, $(8.4.\bar{1}2.1)$, $(4.8.\bar{1}2.5)$, $(41\bar{5}6)$, $(8.2.\bar{1}0.9)$, $(41\bar{5}1)$; 3) вблизи камер, заполненных кристаллами свободного роста $(02\bar{2}1)$, $(44\bar{8}3)$, $(4.8.\bar{1}2.5)$, $(11\bar{2}0)$. Среди индукционных граневых комплексов преобладают положительные кристаллографические формы, тогда как для кристаллов исландского шпата свободного роста характерно, как установил А. В. Шустов (1965), преобладание отрицательных и нейтральных форм.

## Характеристика исландского шпата как минерала

### *Морфология кристаллов*

В нашем распоряжении имелась уникальная коллекция кристаллов исландского шпата из большинства сибирских месторождений, отобранная непосредственно в процессе разведочно-добычных работ.

Морфологические особенности исландского шпата изучались нами при большом содействии В. А. Мокиевского и участии В. В. Дронова. В дальнейшем большую работу по кристалломорфологии исландского шпата выполнил А. В. Шустов (1965, 1968, 1969).

По данным гониометрических измерений А. В. Шустова (1965) и В. А. Мокиевского (Мокиевский, Самусина, Скропышев, 1968), для сибирских кристаллов исландского шпата характерны следующие простые формы (табл. 13).

Промышленно ценные кристаллы представлены четырьмя основными габитусными разновидностями.

**Символы и координаты граней кристаллов исландского шпата сибирских месторождений**

| № п/п | Символы | | φ | ρ | Знак |
|---|---|---|---|---|---|
| | по Бравэ | по Миллеру | | | |
| 1 | 0001 | 111 | | 0° 00′ | Нейтральные |
| 2 | $11\bar{2}0$ | $10\bar{1}$ | 30° 00′ | 90 00 | |
| 3 | $10\bar{1}0$ | $2\bar{1}\bar{1}$ | 60 00 | 90 00 | |
| 4 | $53\bar{8}0$ | $13.\bar{2}.\bar{1}\bar{1}$ | 38 13 | 90 00 | |
| 5 | $22\bar{4}3$ | $31\bar{1}$ | 30 00 | 48 43 | |
| 6 | $8.8.\bar{1}\bar{6}.3$ | $91\bar{7}$ | 30 00 | 77 37 | |
| 7 | $5.5.\bar{1}\bar{0}.1$ | $16.1.\bar{1}\bar{4}$ | 30 00 | 83 19 | |
| 8 | $01\bar{1}2$ | 110 | 0° 00′ | 26° 15′ | Отрицательные |
| 9 | $01\bar{1}1$ | $22\bar{1}$ | 0 00 | 44 36 | |
| 10 | $05\bar{5}4$ | $33\bar{2}$ | 0 00 | 50 57 | |
| 11 | $03\bar{3}2$ | $55\bar{4}$ | 0 00 | 55 57 | |
| 12 | $02\bar{2}1$ | $11\bar{1}$ | 0 00 | 63 07 | |
| 13 | $12\bar{3}2$ | $21\bar{1}$ | 19 06 | 52 32 | |
| 14 | $35\bar{8}4$ | $52\bar{3}$ | 21 47 | 59 55 | |
| 15 | $4.8.\bar{1}\bar{2}.5$ | $73\bar{5}$ | 19 06 | 64 24 | |
| 16 | $12\bar{3}1$ | $52\bar{4}$ | 19 06 | 69 02 | |
| 17 | $13\bar{4}1$ | $21\bar{2}$ | 13 54 | 74 18 | |
| 18 | $10\bar{1}1$ | 100 | 60° 00′ | 44° 36′ | Положительные |
| 19 | $40\bar{4}1$ | $3\bar{1}\bar{1}$ | 60 00 | 75 47 | |
| 20 | $31\bar{4}2$ | $30\bar{1}$ | 46 06 | 60 39 | |
| 21 | $53\bar{8}4$ | $17.\bar{2}.7$ | 38 13 | 59 55 | |
| 22 | $21\bar{3}1$ | $20\bar{1}$ | 40 54 | 69 02 | |
| 23 | $53\bar{8}2$ | $50\bar{3}$ | 38 13 | 73 51 | |
| 24 | $32\bar{5}1$ | $30\bar{2}$ | 36 35 | 76 54 | |
| 25 | $7.6.\bar{1}\bar{3}.1$ | $70\bar{6}$ | 32 32 | 84 51 | |

Кристаллы призматического габитуса, характерные для месторождений дайкового типа (р. Мункамба), залегают в минерализованных погребах или в раздувах мощных кальци-

товых жил. Они часто гигантского размера и весят до 1000—2000 *кг*. *Внешне напоминают кристаллы кварца* (*рис. 23, а*); сходство это усиливается благодаря выходящим на поверхности граней криволинейным или многократно извилистым и замкнутым в виде рамок двойниковым швам. В верхней части кристалла вдоль двойниковой границы имеются входящие углы.

Среди кристаллов этого типа встречаются длиннопризматические с соотношением длины и ширины до 5 : 1 (рис. 24, *а*), но более *обычен короткопризматический их облик* с соотношением размеров по тройной и двойной осям от 2,5 : 1 до 3 : 1.

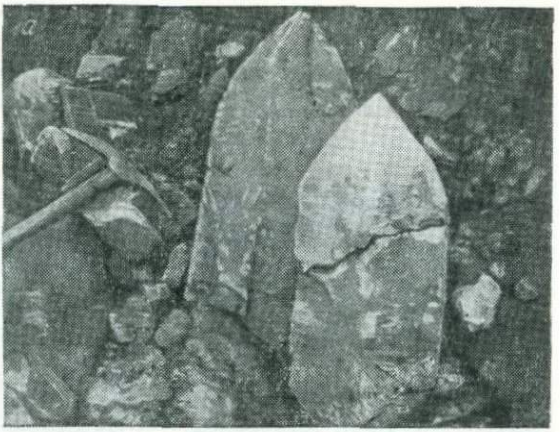
С боковых сторон кристаллов равномерно развиты грани $(11\bar{2}0)$, а головка оформлена гранями скаленоэдра $(35\bar{8}4)$, острого ромбоэдра $(02\bar{2}1)$ и присутствующей у многих кристаллов гранью основного ромбоэдра $(10\bar{1}1)$. Реже в огранке призматических кристаллов принимают участие те же самые простые формы с иными символами: гексагональная призма $(16\bar{2}0)$, $(10\bar{2}0)$, скаленоэдр $(32\bar{5}2)$, $(34\bar{4}1)$, $(15.5.\bar{2}\bar{0}.4)$, ромбоэдр $(50\bar{5}1)$, $(30\bar{3}2)$, $(20\bar{2}1)$, кроме того, иногда присутствуют грани дипирамиды $(33\bar{6}2)$ и $(8.4.\bar{1}\bar{2}.5)$.

Ребра между сильно развитыми гранями призмы притуплены слабо развитыми одноименными гранями или же сглажены растворением. Изредка вдоль ребер наблюдаются трапециевидные наросты или углубления, входящие углы которых ограничены гранями ромбоэдра с символом (4041) (см. рис. 24, *б*).

Поверхность граней обычно неровная; отмечаются хорошо выраженные фигуры роста и растворения, причем различным простым формам свойственна своя скульптура граней. На призматических гранях преобладают фигуры растворения в виде ямок треугольной и неправильной формы, а также глубоких борозд, следующих по двойниковым швам. Для некоторых призматических граней характерна тонкая пересекающаяся штриховка по спайности, иногда углубленная травлением. Она прослеживается вдоль всей грани от ребра к ребру; при переходе из одного двойникового индивида в другой направление ее изменяется.

На ромбоэдрических и скаленоэдрических гранях в головке *преобладают, наоборот, фигуры роста*. Наиболее распространены так называемые наплывы или незаконченные слои нарастания (Самусина, 1969) с плавно закругленными окончаниями, иногда сплошь покрывающие поверхность граней скаленоэдра $(35\bar{8}4)$. Отдельные грани покрыты несколькими такими перекрывающими друг друга фигурами роста с четкими прямолинейными границами слоев, которые разделены на отдельные части, проявленные в виде трапециевидных, штриховых и клиновидных фигурок роста второго порядка.

Изучение пинакоидальных пластин, вырезанных из различных (по высоте) частей призматических кристаллов, показывает, что



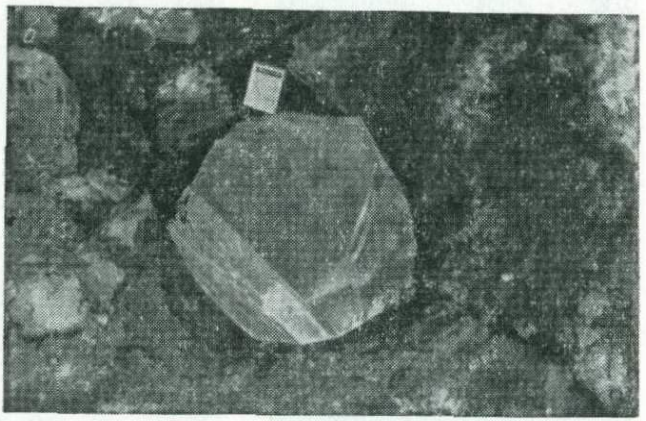




Рис. 23. *Кристаллы исландского шпата в коренном залегании:*

*а* — призматического габитуса, *б* — ромбоэдрического габитуса, *в* — многоглавые

внутреннее строение последних во многих случаях однотипно. Внешняя (приграневая) оболочка кристаллов толщиной не более 2 *см* совершенно бесцветна и свободна от дефектов, что соответствует пирамиде нарастания призмы. Далее следует *зона толщиной* 1—1,5 *см*, насыщенная оптическими неоднородностями или свилями. По ее границам часто наблюдаются клиновидные полости треугольной формы и скопления крупных жидких включений. Вся остальная центральная часть неодинакова по качеству: здесь наблюдаются скопления мельчайших жидких включений, пятнистая окраска и другие дефекты.

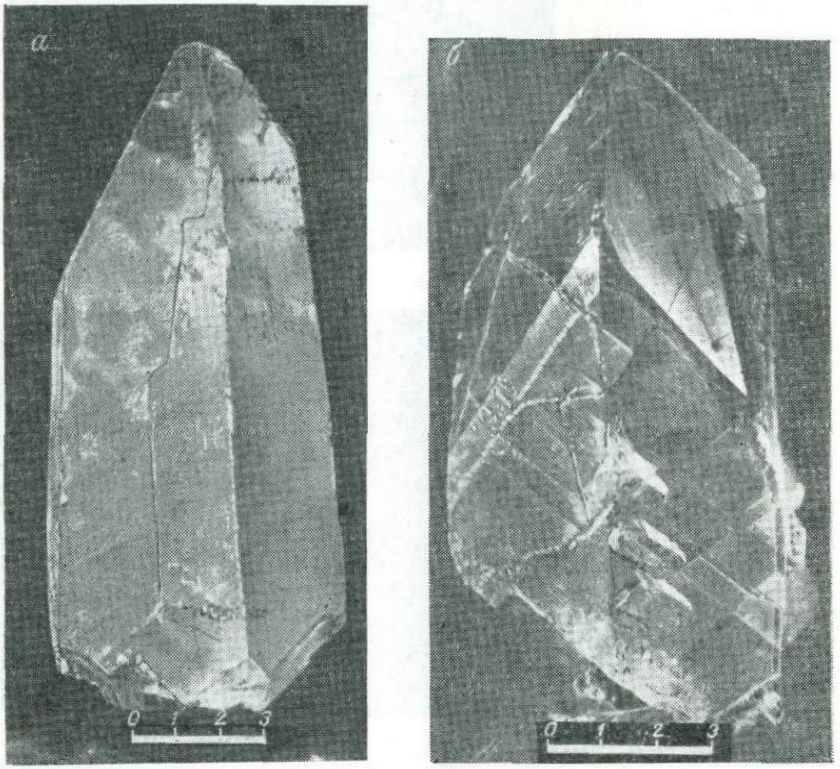



Рис. 24. Длиннопризматические кристаллы исландского шпата:
*а* — с прямолинейным двойниковым швом, *б* — с трапециевидными наростами вдоль ребер

Кристаллы ромбоэдрического габитуса наряду с более сложно ограненными залегают в раздувах мощных кальцитовых жил, в зонах дробления туфов и трапповых даек, в гнездах и остаточных полостях шаровых лав и среди измененных траппов в *зональных штокообразных интрузивах* (*см. рис.* 23, *б*). *Эти*

кристаллы наиболее просты по огранке, но часто образуют многоглавые двойники роста (см. рис. 23, *в*). Они образованы острыми ромбоэдрами ($02\bar{2}1$ или $03\bar{3}2$), обычно сочетающимися со скаленоэдрами ($32\bar{5}1$), ($12\bar{3}2$) или ($31\bar{4}1$). Часто встречаются футлярообразные кристаллы с пленками цеолитов или легким травлением по границе раздела между внутренним и внешним индивидом, символы граней которых часто совпадают. Поверхность граней внешних кристаллов гладкая и блестящая, изредка слабо шероховатая; в основании таких кристаллов наблюдаются индукционные грани.

Кристаллы дипирамидального габитуса являются монокристаллами. Встречаются они главным образом в зонах дробления мелкообломочных туфов, а также в остаточных полостях жил перекристаллизованного голубого кальцита и в жеодах кремнисто-карбонатных пород. Размеры монокристаллов в зависимости от условий залегания изменяются в широких пределах — от 0,5 до 30 *см* в длину, а вес от 100 *г* до 100 *кг*. Основное тело кристалла сложено гранями дипирамиды ($8.8.\bar{1}6.3$), а головка — гранями скаленоэдров ($21\bar{3}1$) и ($32\bar{5}1$). Иногда вершина кристаллов «срезана» редкой для кальцита гранью пинакоида (0001), а в основании отмечается слабо развитая грань призмы ($11\bar{2}0$). В зависимости от сочетания тех или иных простых форм выделяется несколько разновидностей.

Реже всего встречаются двуконечные кристаллы с отчетливым прямолинейным базисным поясом ребер между равномерно развитыми верхними и нижними гранями дипирамиды (рис. 25, *а*); обе вершины также бывают притуплены гранями пинакоида, которые сильно «засорены» вициналь ными образованиями, создающими кривую поверхность граней (0001), а также отражающими ее секториальное строение (Шустов, 1968). При сильном и равномерном развитии граней дипирамиды ($8.8.\bar{1}6.3$) только в одном направлении вдоль тройной оси кристаллы имеют обелисковидный облик (рис. 25, *б*). Половина ребер между гранями дипирамиды (через одно ребро) притуплена узкими полосками граней скаленоэдра (3251). Такие обелисковидные кристаллы иногда срастаются с искажением облика одного из индивидов. Поверхности граней дипирамиды покрыты сетчатой (местами искривляющейся) штриховкой по выходам двух плоскостей спайности.

Кристаллы короткопирамидального облика имеют хорошо оформленную скаленоэдром ($21\bar{3}1$) головку с точечной вершиной. Из-за сильно преобладающего развития только двух противостоящих граней ($8.8.\bar{1}6.3$) многие кристаллы этого типа уплощены. Для скульптуры дипирамидальных граней характерны фигуры растворения треугольной и ромбической формы, которые являются следами выщелоченных кристаллов десмина, *иногда сохранившихся* в приповерхностных зонах роста.

Кристаллы скаленоэдрического габитуса очень широко распространены на месторождениях в шаровых лавах и в зональных штокообразных интрузивах. Эти кристаллы являются источником основного количества высококачественного оптического материала; вес их от 3 до 150 *кг*. По огранке различаются две разновидности. У первой разновидности основная гранная форма скаленоэдр ($35\bar{8}4$) с *пояском граней призмы* ($53\bar{8}0$), кото-

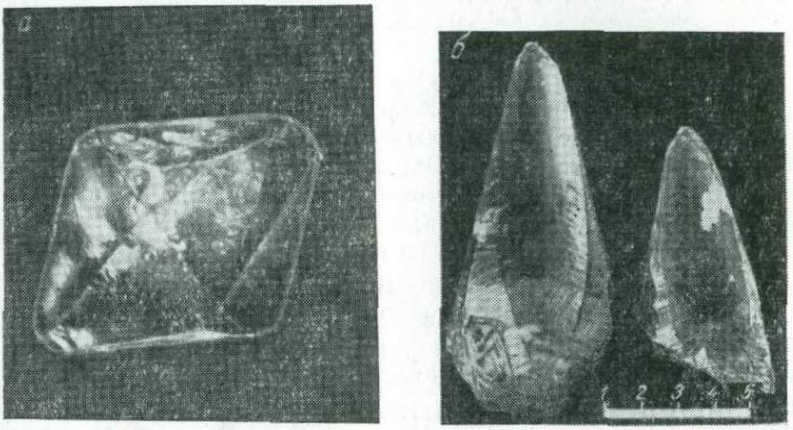



Рис. 25. Кристаллы исландского шпата дипирамидального (*а*) и обелисковидного (*б*) габитуса

рая иногда доминирует над скаленоэдром, придавая кристаллам короткопризматический облик. Второстепенные грани представлены формами ($31\bar{4}2$), ($53\bar{8}2$) и (0001), притупляющими вершину. Вторая разновидность характеризуется иной комбинацией простых форм: скаленоэдр ($12\bar{3}2$) опоясан узкими гранями призмы ($11\bar{2}0$) и осложнен гранями ($32\bar{5}1$), ($40\bar{4}1$), ($03\bar{3}2$) и редкой гранью ($10\bar{1}1$). Обе разновидности сложно сдвойникованы по пинакоиду с образованием многоглавых кристаллов.

### *Двойники роста*

Исландский шпат сибирских месторождений сдвойникован в основном по двум законам, определяющимся положением плоскости срастания по пинакоиду (0001) и по плоскому ромбоэдру ($01\bar{1}2$). Менее распространен третий тип двойников с плоскостью срастания по острому ромбоэдру ($02\bar{2}1$).

Двойники по пинакоиду (0001) характеризуются общностью оптической оси. По этому закону сдвойникованы все промышленно ценные кристаллы призматического, скаленоэдрического и ромбоэдрического габитуса. Большей частью этот тип двойников

является двойниками прорастания с неровной извилистой поверхностью срастания внутри единой морфологической формы (рис. 26, *а*). Однако по входящим углам зафиксированы также и двойники срастания, среди которых встречаются сростки с боль-

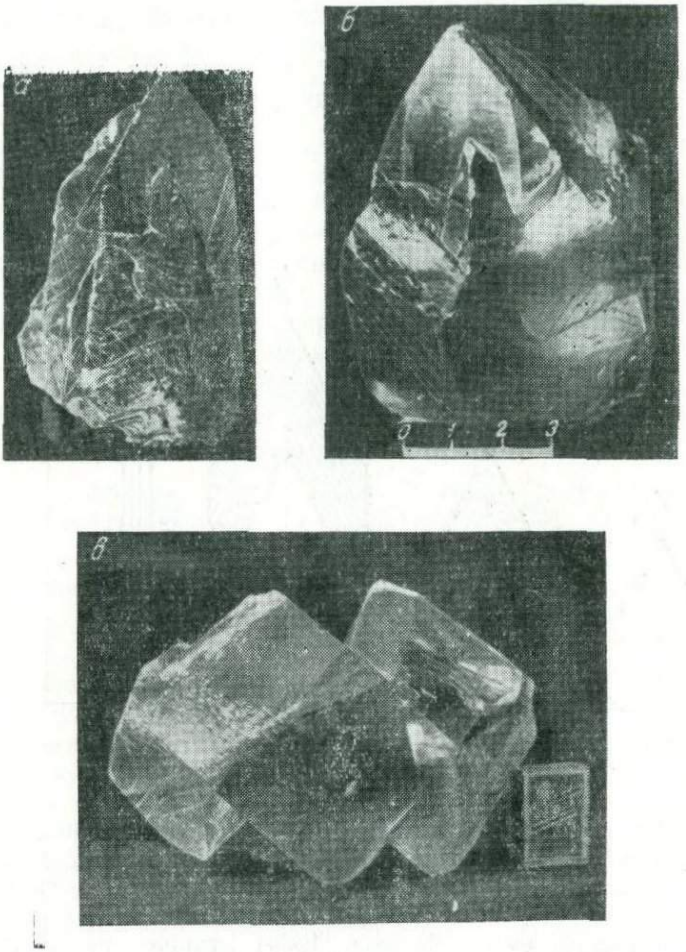



Рис. 26. Двойники прорастания (*а*) и срастания (*б* и *в*) по пинакоиду (0001)

шим количеством сдвойникованных индивидов (см. рис. 26, *б*, *в*). В таких многоглавых двойниках, из которых наиболее симметричны двенадцатиглавые, половина поверхности срастания может быть параллельна плоскости призмы ($10\bar{1}0$). По А. В. Шустову (1969), двойники по пинакоиду образовались в результате зарастания двух секториальных поверхностей пинакоида малой тол-

щины с разворотом (на 60°) в двойниковое положение субиндивидов на отрицательных секторах.

Скаленоэдрические кристаллы сдвойникованы в поясной части, где находится одна или серия полисинтетических пластин в двойниковом по отношению к основному кристаллу положении либо вростки небольших двойниковых индивидов. Вес таких двойниковых кристаллов не превышает 200 *кг*.

В призматических кристаллах, достигающих по весу 1000—2000 *кг*, поверхность двойникования простирается по всей их

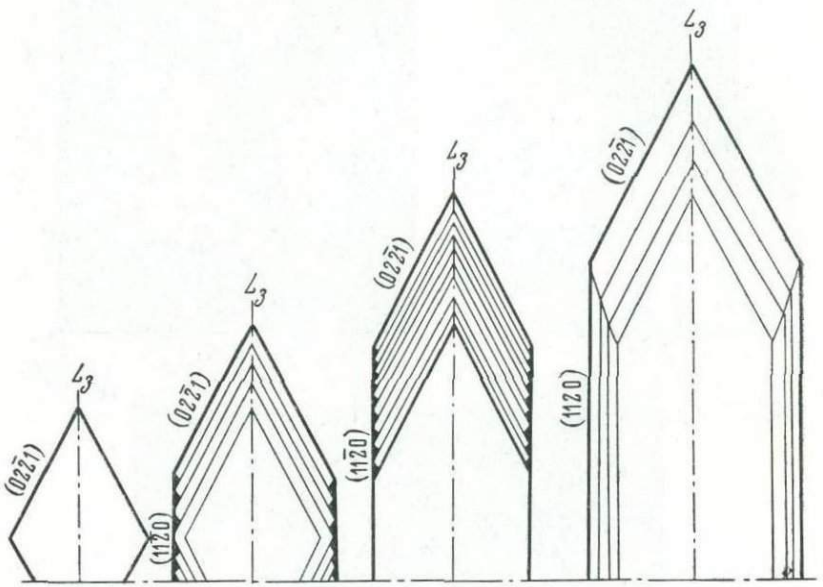



Рис. 27. Схема эволюции роста в призматических кристаллах исландского шпата

длине. Механизм роста таких сдвойникованных кристаллов подробно рассмотрен А. В. Шустовым (1965), который считает, что причина заключается в ускоренном разрастании на грани пинакоида субиндивидов, повернутых в двойниковое положение.

Нами (Андрусенко, Дронов, 1969) также рассматривалась схема эволюции роста крупных призматических сдвойникованных кристаллов, основанная на наблюдениях по взаимоотношению разноморфных кристаллов-зародышей (рис. 27). Вначале зарождаются ромбоэдрические $(02\bar{2}1)$ индивиды с высотой по оси $L_3$ до 4 *см*. В определенный момент их роста внизу появляются узкие полоски граней гексагональной призмы второго рода $(11\bar{2}0)$, которые постепенно разрастаются вдоль $L_3$ с сохранением соотношения $L_3 : L_2$ в среднем 3 : 1. В призматической части кристаллов отдельными очагами возникают двойники по пинакоиду. При увеличении

растущего кристалла-двойника до 15—20 *см* по оси $L_3$ процесс двойникования начинает захватывать головку, на которой наряду с гранями $(02\bar{2}1)$ появляются зачатки граней скаленоэдров и ромбоэдра $(40\bar{4}1)$. В дальнейшем осуществляется пропорциональный рост граней призмы $(11\bar{2}0)$ и острого ромбоэдра $(02\bar{2}1)$ без существенного изменения формы и пропорций кристалла.

Двойники по плоскому ромбоэдру $(01\bar{1}2)$ представляют собой сростки кристаллов в форме бабочек. Идеальная схема двойников этого типа изображена на рис. 28, *а*. В реальных кристаллах большей частью один из индивидов преобладает над другим, благодаря чему сростки становятся асимметричными. Сильно варьирует также и число граней: встречаются как сравнительно простые кристаллы, так и сложные многогранники.

*Двойникующиеся индивиды в основном несут ромбоэдрические* и скаленоэдрические грани при подчиненном развитии граней призмы и дипирамиды. У отдельных кристаллов доминируют грани острого ромбоэдра $(02\bar{2}1)$ в сочетании с гексагональной призмой $(11\bar{2}0)$ или же грани наиболее распространенного скаленоэдра $(8.4.\bar{12}.5)$ и острейших скаленоэдров $(7.6.\bar{13}.6)$ и $(5491\bar{)}$, близких по положению к призме $(11\bar{2}0)$. Кроме *того, зафиксированы* второстепенные простые формы: скаленоэдры $(26\bar{8}1)$, $(21\bar{3}1)$, $(32\bar{5}1)$, $(31\bar{4}1)$ и дипирамиды $(44\bar{8}3)$, $(8.8.\bar{16}.3)$; характерно наличие у многих кристаллов неплохо развитых граней основного ромбоэдра $(10\bar{1}1)$, а в виде тонких полосок изредка присутствует грань $(50\bar{5}1)$.

В отличие от большинства двойников по (0001) двойники по этому закону являются двойниками срастания, в которых поверхность срастания в основном совпадает с двойниковой плоскостью. По характеру плоскости срастания различаются кристаллы с прямолинейным и волнистым или замковым двойниковым швом (см. рис. 28, *б*), возникновение которого объясняется В. А. Мокиевским попеременно доминирующим ростом каждого из индивидов *двойника. Особенно резкие колебания* скорости нарастания испытывали грани острого ромбоэдра $(02\bar{2}1)$ и в меньшей степени призматические грани. Подобные двойниковые швы обычно сопровождаются ребристой полосчатостью, параллельной ребру между гранями $(8.4.\bar{12}.5)$ и $(02\bar{2}1)$. Эти полосчатые слои шириной до 0,7 *см* при высоте не более 1 *мм* составлены узко развитыми гранями $(02\bar{2}1)$ и $(8.4.\bar{12}.5)$ и имеют *вид перевернутого плоского* желоба.

На отдельных гранях двойниковых индивидов часто отмечается комбинационная штриховка, а также акцессории роста треугольной формы. Иногда встречаются веерообразно расходящиеся «наплывы». Большей частью грани отличаются ровной и гладкой по-

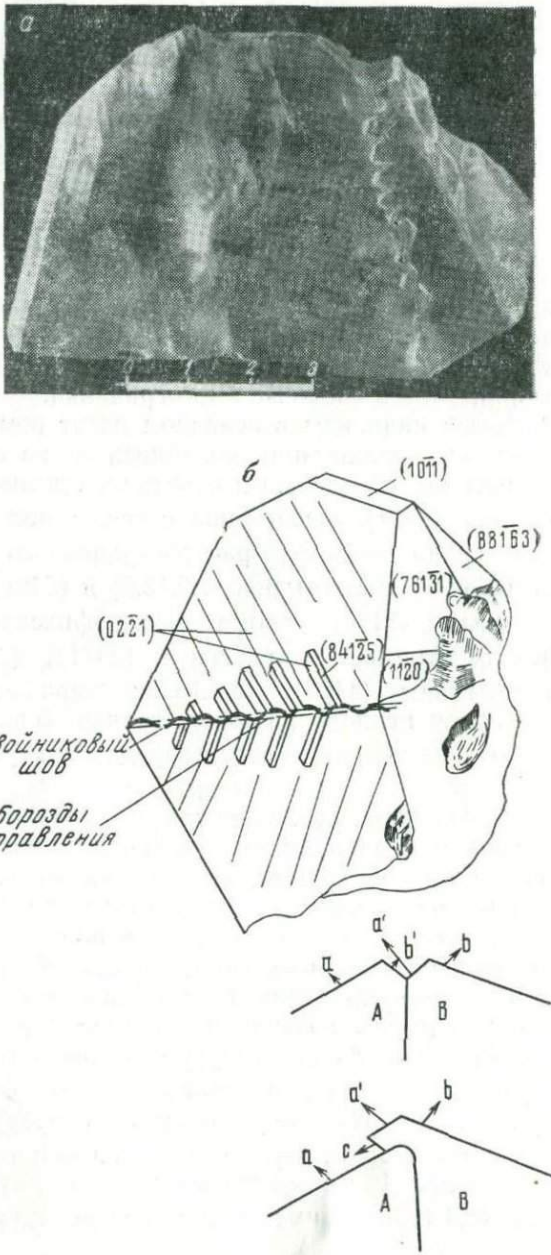



Рис. 28. Двойниковый кристалл исландского шпата по плоскому ромбоэдру (01$\bar{1}$2) с замковым двойниковым швом (*а*) и схема его двойникования (*б*), по В. А. Мокиевскому (1962 г.)

верхностью, реже они слабо шероховаты из-за неглубокого травления с образованием сетчатого рисунка. Для многих кристаллов-«бабочек» характерно развитие мелких близповерхностных частично залеченных трещин под гранью скаленоэдра (8.4.$\bar{1}$2.5). Такие замутненные участки являются местами скопления жидких включений.

Двойники по острому ромбоэдру (0221) представлены кристаллами в форме ласточкиного хвоста (рис. 29); залегают в гнездах жил голубого перекристаллизованного кальцита наряду с пирамидальными кристаллами и кристаллами-«бабочками». Наиболее развиты грани скаленоэдра (4.8.$\bar{1}$2.5) и близких к призме острейших скаленоэдров (7.6.$\bar{1}$3.1) и (54$\bar{9}$1). Присутствуют также грани гексагональной дипирамиды (8.8.$\bar{1}$6.3) и призмы (11$\bar{2}$0). Грань скаленоэдра (4.8.$\bar{1}$2.5) покрыта комбинационной штриховкой, ступеньки которой представлены скаленоэдром (8.4.$\bar{1}$2.5) и ромбоэдром (02$\bar{2}$1). Иногда они подвергнуты травлению вдоль выходов механических двойников и по спайности.

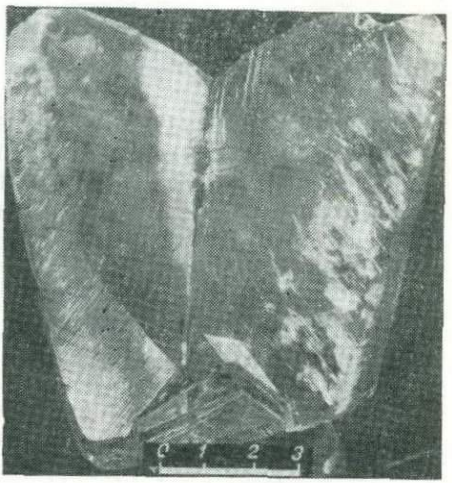



Рис. 29. Двойник исландского шпата по острому ромбоэдру (02$\bar{2}$1) в форме ласточкиного хвоста

Кристаллографическое изучение кальцита в агрегатных сростках и в кристаллах свободного роста из сибирских месторождений позволило нам установить смену габитусных форм, начиная от первой его генерации: отрицательные ромбоэдры (08$\bar{8}$1) и (05$\bar{5}$4), близкие к основному (01$\bar{1}$1), → положительные скаленоэдры (8.5.$\bar{1}$3.6) и (21$\bar{3}$1) → гексагональная дипирамида (8.8.$\bar{1}$6.3) с ромбоэдрами (01$\bar{1}$2) или (02$\bar{2}$1) и скаленоэдрами (21$\bar{3}$1), (32$\bar{5}$1) → отрицательный острый ромбоэдр (02$\bar{2}$1) → гексагональная призма (11$\bar{2}$0) с ромбоэдром (02$\bar{2}$1) и скаленоэдром (35$\bar{8}$4). Этот последовательный морфогенетический ряд от основного ромбоэдра через дипирамиду и скаленоэдр к призме в основном согласуется с подобными типоморфными рядами, отмечаемыми в литературе (Василевский, 1939; Sunagawa, 1953 и др.). Отличием является развитие на изучавшихся месторождениях гексагональной дипирамиды (8.8.$\bar{1}$6.3) вместо гексагональной призмы первого рода (10$\bar{1}$0) и продолжением морфологической эволюции до образова-

*ния широко распространенной гексагональной призмы* второго рода ($11\bar{2}0$).

На основании термометрии жидких включений в кристаллах исландского шпата разных габитусных форм нами установлено, что основным фактором кристаллографической эволюции является не падение температуры, а другие физико-химические параметры среди минералообразования — давление, химизм и т. д.

### *Химический состав исландского шпата и элементы-примеси*

С помощью химического анализа нами исследованы шесть образцов исландского шпата из месторождений, связанных с траппами и для сравнения образцы из месторождений в эффузивах Кавказа, в карбонатных породах и пегматитах (табл. 14). Образцы из месторождений в траппах и карбонатных породах по содержанию примесей довольно близки: их количество в тех и других менее 1%, но в первых из примесей преобладает магний, который отсутствует почти во всех образцах исландского шпата из карбонатных пород.

Данные спектральных анализов (табл. 15) значительно уточняют представление о составе и содержании примесей в исландском шпате. Установлено, что главными примесями, помимо механических кремния и алюминия, являются изоморфно входящие магний, железо и марганец. Набор второстепенных примесей довольно широк и зависит от типа месторождений. В исландском шпате из траппов присутствуют элементы, типичные для состава основной магмы: титан, хром, никель, медь, молибден, ванадий, кобальт. Из привнесенных растворами элементов встречаются натрий, стронций, барий, изредка свинец и серебро. Количество примесей редких элементов (иттрия, лантаноидов, бериллия и циркония) в отдельных случаях повышено. Так, в желтоокрашенном исландском шпате из месторождения дайкового типа их содержание 0,03%.

Устанавливается убывание всех основных элементов от ранних генераций кальцита к поздним (табл. 16). На примере месторождения дайкового типа видно, что к периоду кристаллизации однородного исландского шпата происходит относительное очищение минералообразующей среды от примесей. Однако в однородных кристаллах отмечается постоянное присутствие таких примесей, как титан и медь. Можно предположить, что эти элементы положительно влияют на кристаллизацию однородного исландского шпата. Это в известной мере подтверждается экспериментами Н. Ю. Икорниковой (1968) по выращиванию искусственного кальцита из хлоридных растворов с добавкой титана, суспензия которого обеспечивает угнетение роста паразитических кристалликов и однородность нароста на затравку.

Таблица 14

**Химический состав исландского шпата из месторождений различных типов**

| Окислы | В траппах Сибирской платформы | | | | | | В эффузивах Кавказа | В карбонатных породах | | | | | | | В гранитных пегматитах Киргизии |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Дайковый тип, р. Мункамба | | Штоковый тип | | Нидымский тип | Илимпейский тип | | В зонах дробления известняков (Восточные Саяны) | | | | | | В карстах (Тянь-Шань) (по данным А. В. Скропышева) | |
| | Бесцветный | Желтый | Бесцветный, р. Аламджах | Светло-желтый, р. Мархая | Желтый слабо окрашенный, р. Нидым | Бесцветный | Светло-желтый | Желтый | Желтый | Желтый | Бесцветный | Бесцветный | Бесцветный | Розовый | Светло-желтый |
| $SiO_2$ | 0,18 | 0,18 | 0,30 | 0,30 | — | — | — | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,10 | 0,12 | 0,26 | — | 0,08 |
| $TiO_2$ | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,001 | — | 0,00 |
| $Al_2O_3$ | 0,10 | 0,16 | 0,10 | — | — | — | — | 0,006 | 0,003 | 0,005 | 0,016 | 0,087 | 0,013 | 0,30 | 0,18 |
| $Fe_2O_3$ | 0,08 | 0,02 | 0,02 | 0,20 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,10 | 0,08 |
| $FeO$ | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,30 | — | — | — | 0,004 | 0,007 | 0,009 | 0,02 | 0,73 | 0,007 | — | 0,23 |
| $MnO$ | 0,01 | 0,06 | Следы | 0,05 | — | — | — | — | — | — | — | 0,0003 | 0,0002 | 0,09 | 0,10 |
| $CaO$ | 55,37 | 55,64 | 55,61 | 52,93 | 56,90 | 57,20 | 58,15 | 56,03 | 55,99 | 56,03 | 55,85 | 55,85 | 55,71 | 55,76 | 55,20 |
| $MgO$ | 0,42 | 0,18 | 0,16 | 0,28 | — | 0,97 | Следы | — | — | — | — | Следы | Следы | 0,67 | 0,007 |
| $BaO$ | — | — | — | 0,44 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,11 | — |
| $Na_2O$ | Следы | Следы | Следы | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,09 |
| $K_2O$ | » | | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,05 |
| $H_2O^-$ | 0,54 | 0,08 | 0,14 | 0,09 | 0,14 | 0,14 | — | — | — | — | — | — | — | 0,05 | 0,64 |
| $P_2O_5$ | 0,03 | Не обн. | Не обн. | 0,11 | — | — | — | 0,0004 | 0,002 | 0,0003 | 0,0011 | 0,0013 | 0,002 | — | 0,02 |
| $SO_3$ | Следы | Следы | Следы | — | — | — | — | — | — | — | — | Следы | Следы | — | — |
| $CO_2$ | 43,80 | 43,76 | 43,86 | 45,70 | 43,24 | 42,30 | 41,96 | 43,64 | 43,61 | 43,64 | 43,59 | 43,57 | 43,58 | 42,89 | 43,60 |
| Сумма | 100,53 | 100,08 | 100,19 | 100,40 | 100,28 | 100,61 | 100,11 | 99,71 | 99,64 | 99,72 | 99,58 | 100,36 | 99,57 | 99,97 | 100,28 |

Анализы проведены Е. Н. Герасимовой и Л. П. Паниной (ГУЦР).

Таблица 15

**Средние содержания элементов-примесей в исландском шпате из месторождений Сибирской платформы (по данным спектральных анализов)**

| Типы месторождений | Количество проб | Главные | | | | | Второстепенные | | | | | | | | Акцессорные | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Si | Al | Mg | Mn | Fe | Ti | Cu | Na | Ni | Cr | Sr | Ba | Pb | Co | V | Be | Mo | Zr | In | Y | Ag |
| В эффузивных траппах | 40 | 0,6/100 | 0,3/100 | 0,9/100 | 0,9/100 | 3/100 | 9/98 | 3/75 | 2/30 | 0,1/5 | 0,1/2 | 0,1/2 | 0,2/8 | 0,2/8 | 0/0 | 2/2 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | — | — | — |
| В интрузивных траппах | 22 | 1/100 | — | 1/100 | 1/100 | 0,6/100 | 0,2/9 | 5/96 | 0,4/9 | 0,1/5 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | — | 10/5 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | — | — | — |
| | 47 | 7/100 | 20/100 | 0,8/100 | 9/100 | 3/100 | 4/98 | 0,8/70 | 0,2/23 | 1/62 | 1/62 | 80/98 | 0,1/4 | — | — | — | 6/6 | 2/2 | 2/2 | — | 30/23 | — |
| В вулканогенно-обломочных образованиях | 18 | 9/100 | 0,9/100 | 30/100 | 7/100 | 1/100 | 0,3/33 | 0,7/72 | 0,2/6 | 0,1/6 | 0,3/16 | 0,9/72 | 0,5/6 | — | 0/0 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | — | 6/6 |
| | 6 | 8/100 | 0,3/100 | 30/100 | 10/100 | 2/100 | 0/0 | 0,2/5 | 0,3/5 | 0,2/5 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | — | 30/5 | 20/5 | 0/0 | 0/0 | 0/0 | 80/83 | — | 0/0 |

Примечания. 1. В числителе приведено среднее содержание по объекту в % на $10^{-1}$ (Mg и Fe на $10^{-2}$), в знаменателе — частота встречаемости в пробах в %.

2. Прочерк означает, что элемент не определялся.

**Распределение элементов-примесей (по коэффициентам отклонения) по генерациям кальцита на месторождении дайкового типа (р. Мункамба)**

| Генерации кальцита | Si $(7 \cdot 10^{-2})$ | Al $(20 \cdot 10^{-2})$ | Mg $(0{,}8 \cdot 10^{-2})$ | Mn $(9 \cdot 10^{-2})$ | Fe $(3 \cdot 10^{-2})$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Ранние (I и II) | 1,5 | 1,8 | 1,4 | 1,5 | 1,5 |
| Поздние (III и IV) | 0,5 | 0,9 | 0,9 | 0,8 | 0,9 |

| Генерации кальцита | Ti $(4 \cdot 10^{-4})$ | Cu $(0{,}8 \cdot 10^{-4})$ | Ni $(1 \cdot 10^{-4})$ | Cr $(1 \cdot 10^{-4})$ | Sr $(80 \cdot 10^{-4})$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Ранние (I и II) | 1,0 | 1,1 | 0,9 | 0,8 | 1,2 |
| Поздние (III и IV) | 1,2 | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,8 |

Примечание. Среднее содержание (приведено в скобках) определено по 130 анализам кальцита и исландского шпата. Коэффициенты отклонения от среднего вычислены для ранних генераций по 12 анализам, для поздних генераций по 8 анализам.

В распределении основных элементов-примесей отмечаются некоторые особенности, с которыми, возможно, связаны оптические и другие свойства исландского шпата. Так, кристаллы с обилием оптических неоднородностей или свилей из месторождений в туфах (чуньский тип) характеризуются повышенным содержанием магния и иридия. В перекристаллизованном кальците голубого цвета из месторождения дайкового типа наблюдается высокое содержание стронция. Интересно отметить, что в исландском шпате розового цвета из месторождения в известняках (Тянь-Шань) много свинца, а все желтоокрашенные сибирские кристаллы содержат много марганца. Специальными исследованиями методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) выяснено, что указанные структурные примеси участвуют в окрашивании кристаллов не в качестве обычных хромофоров, а стабилизируют красящие электронно-дырочные центры (Бершов и др., 1968, Самойлович, Лушников, 1969).

Мы исследовали около 500 спектров ЭПР разногенных кальцитов, представленных однородными и дефектными образцами, и установили доминирующее содержание в них структурной примеси двухвалентного марганца, электронный парамагнитный спектр которого совершенно маскирует наличие примесей других элементов. Этим в значительной мере ограничиваются возможности данного метода для изучения примесей в кальците. Только в отдельных единичных образцах, где спектры ЭПР марганца имели очень малую интенсивность, этим методом была выявлена еще только одна структурная примесь свинца ($Pb^{2+}$), изоморфно замещающего ионы кальция. Спектры выявленных элементов отличаются узостью линий и хорошим разрешением, что свидетельствует о совер-

шенстве структуры минерала. В отдельных спектрах $Mn^{2+}$ устанавливается наличие запрещенных спиновых переходов. Это характерно для однородных кристаллов наиболее хорошего качества.

Захват и отталкивание примесей растущими кристаллами исландского шпата наблюдаются очень широко. Чаще всего примеси располагаются по следующим кристаллографическим элементам:

1) по граням (приводит к образованию зональности); 2) по ребрам (приводит к образованию одиночных, реже радиально рас-

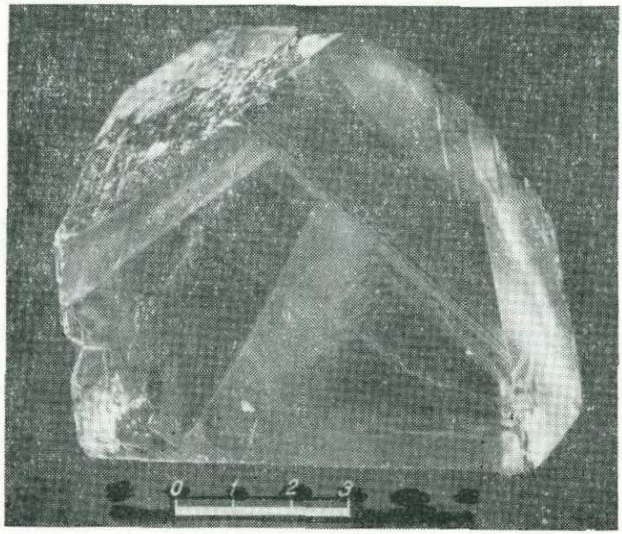



Рис. 30. Расположение жидких включений по плоскостям нарастания граней

ходящихся плоских зон включений, параллельных следам перемещения ребер); 3) по двойниковым швам (распределение включений в этом случае зависит от морфологии двойникового шва).

Самым распространенным из указанных вариантов является первый, при котором зональность кристаллов образуется вследствие интенсивного захвата примесей гранями на одних этапах роста кристаллов и отталкивания примесей на других этапах (рис. 30).

Примером реберного захвата примесей могут служить некоторые дипирамидальные кристаллы $(8.8.\bar{1}6.3)$, усеченные многократно появляющимся и зарастающим пинакоидом. Формой, нарастающей на пинакоид, является тупой отрицательный ромбоэдр $(01\bar{1}2)$. В результате избирательного захвата примесей верхними полярными ребрами ромбоэдра образуются три плоскости с мельчайшими газово-жидкими включениями, пересекающиеся в вершине кристалла.

Интересным примером длительного захвата газово-жидких включений гранями наряду с отталкиванием ребрами служит образец из месторождения штокового типа (р. Мархая), в котором пирамиды нарастания граней переполнены мельчайшими включениями, а следам движения ребер отвечают относительно бездефектные узкие зоны.

Интенсивный захват примесей двойниковыми швами является в кристаллах исландского шпата скорее исключением, чем правилом. Обычно по двойниковым поверхностям происходит отталкивание включений (замечено, что к двойниковым швам часто тяготеет бездефектная область кристаллов). Однако в ряде случаев двойниковые швы являются местом основной концентрации газово-жидких и твердых включений. Примером могут служить кристаллы из минерализованной зоны на месторождении дайкового типа, в которых включения и примеси распределены по плоским двойниковым границам или по крайне извилистым, иногда замкнутым поверхностям, что подчеркивает сложную морфологию двойниковых швов.

*Дефекты исландского шпата*

Для каждого типа месторождений характерен свой комплекс дефектов, обусловленный геолого-генетическими условиями образования. Так, на месторождениях в зонах дробления туфов и интрузивных траппов, формирование которых происходило в условиях активных тектонических процессов, среди дефектов преобладают трещины и механические двойники. На месторождениях, образующихся в условиях относительно спокойной тектонической обстановки с обилием консервирующей глинистой среды, преобладают такие дефекты, как окраска, замутненность жидкими и твердыми включениями, образование которых в основном связано с физико-химическими факторами кристаллизации исландского шпата.

Все дефекты в исландском шпате подразделяются на первичные или сингенетические (окраска, свили, секториальность, включения, зональность и др.) и вторичные или эпигенетические (трещины, механические двойники и др.).

**Первичные дефекты.** Окраска исландского шпата сибирских месторождений чаще всего желтая, реже встречаются кристаллы, окрашенные в зеленоватый, слабо фиолетовый, ярко-малиновый, бурый и розоватый цвет. Для жильного перекристаллизованного кальцита характерна голубая окраска. Прежние представления о причинах окраски кальцита базировались на признании роли некоторых примесей как хромофоров. Так, розовую окраску объясняли примесью марганца, голубую — железа, желтую — никеля и т. д. Мы произвели массовые спектральные анализы разноокрашенных кристаллов, но существенной разницы в составе примесей не выявлено. Сложный вопрос о природе окраски потребовал применения более совершенных методов, основанных на изучении оптических спектров поглощения, термо- и фотолюминесценции,

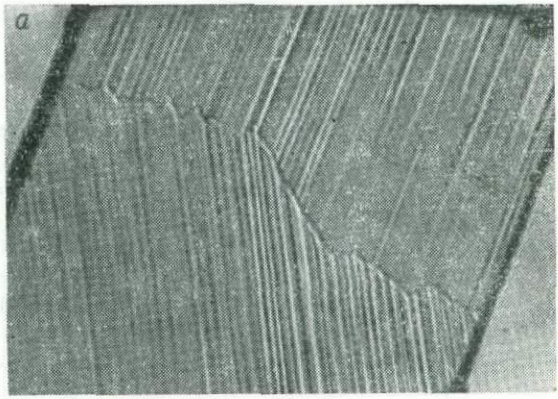
спектров электронного парамагнитного резонанса природных кристаллов. Изучалось также влияние на кристаллы γ- и ультрафиолетового облучения, а также отжига в муфельных печах. Проведенные разными исследователями работы значительно утвердили представления об электронно-дырочной природе красящих центров (Сарсымбаева, 1964), особенно для желтой окраски, по поводу которой были наибольшие разногласия. А. В. Скропышев ($1960_3$), М. Е. Раменская (1960), И. С. Гольдберг и А. С. Беляева (1965) считали, что желтый цвет в исландском шпате вызван наличием битумов двух типов, один из которых разлагается при нагревании. А. П. Афанасьев (1938 г.), Г. Ф. Комовский и Я. Н. Сноп ко (1957) объясняли желтую окраску присутствием железа, меняющего валентность ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$) при нагревании и облучении. К. Пшибрам (Przibram, 1959), В. Л. Медлин (Medlin, 1960), В. Х. Козловский и др. (1969) признают за желтой окраской радиационное происхождение. В. Х. Козловский считает, что желтая окраска обусловлена ионизацией ионов металлов $Mn^{2+}$, $Fe^{3+}$ и др., находящихся в дефектах кристаллической решетки, а ее усиление при нагревании вызвано выделением свободного углерода.

Для выяснения причин окраски исландского шпата особенно полезным оказалось сопоставление результатов исследования природных и искусственно выращенных кристаллов, в которые вводились различные количества железа, марганца, свинца. Это позволило М. И. Самойловичу, В. Г. Лушникову (1969), Л. В. Бершову и др. (1968) представить модели красящих центров: для желтой окраски это дырочные $CO_2$-центры, локализованные вблизи изоморфных ионов $Mn^{2+}$ в нарушениях кристаллической решетки; для розовой — дырочные $CO_3$-центры, стабилизирующиеся примесными ионами $Pb^{2+}$; голубой цвет вызван $CO_2$-центрами, сочетающимися с электронными центрами $Sr^{2+}$. В синтетических кристаллах кальцита В. Г. Лушников искусственно воспроизвел розовую окраску путем введения примеси кобальта, а желтую — примеси никеля, а также изучил в них спектры ЭПР трехвалентных гадолиния и железа (В. А. Ацаркин, В. Г. Лушников, Л. П. Сорокина, 1965 г.).

Установлено (Комовский, Сноп ко, 1957), что окраска может устраняться при медленном нагревании или облучении ультрафиолетовым светом, в то время как от действия ионизирующей радиации она усиливается. Исключение составляют кристаллы красно-желтого цвета, которые необратимо темнеют при нагревании; проблема обесцвечивания таких кристаллов остается пока не разрешенной.

Свили довольно часто встречаются в окрашенных кристаллах и реже в бесцветных. Они представляют собой оптическую неоднородность, вызванную местными отклонениями величины показателя преломления от характерной для кальцита. При просмотре кристалла в проходящем свете на фоне черного экрана они выглядят как прозрачные полоски или волнистые нити, напоминающие струйчатость в неоднородных растворах, а в ультрафиолетовом

свете на растровой установке с малой точкой (свилескоп) дают теневой эффект. Ряд фотографий, впервые полученных нами с помощью этой установки, иллюстрирует морфологические особенности свилей (рис. 31). Они могут густо насыщать кристалл, образуя тонкую зональность, параллельную граням призмы, основного или



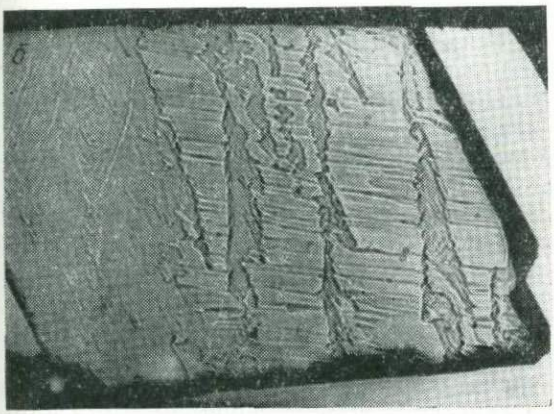




Рис. 31. Свили или оптические неоднородности в исландском шпате

тупого ромбоэдра и реже другим граням. В пределах одного кристалла возможны случаи распределения свилей по двум или трем секторам, линия пересечения которых выглядит как волнистый шов. Иногда свили наблюдаются отдельными пятнами с зазубренными контурами или в виде редких одиночных полосок, расположенных по зонам роста. В поперечном разрезе свильные участки кристаллов имеют вид морозного узора. Граница между свилеватой и однородной частями кристаллов четкая и напоминает петрографическую полоску Бекке. Отрицательное влияние свилей заключается в том, что оптические изделия (поляризационные

призмы, линзы), изготовленные из свилеватых кристаллов, не обеспечивают однородности поляризованного света, а в скрещенных николях не достигается полнота гашения поля зрения.

При оценке оптически неоднородных кристаллов со свилями следует иметь в виду, что могут быть использованы те кристаллы со свилями, в которых последние будут расположены перпендикулярно или под углом более чем 40° к направлению светового луча; в этом случае свили не окажут существенного влияния на работу поляризационного прибора.

Причинами возникновения свилей в кристаллах могут быть резкие изменения скорости роста или химизма среды минералообразования.

Секториальность кристаллов исландского шпата до последнего времени была плохо исследована, что объясняется преимущественным изучением внутренней морфологии кристаллов в косом разрезе (по спайности). В спайных выколках мы отмечали расположение жидких включений, свилей и некоторых других дефектов по пирамидам нарастания граней, что подтверждало секториальность их строения (Андрусенко, 1966).

А. В. Шустов (1969) подробно изучил секториальные свойства грани пинакоида после того, как стали просматривать базисные срезы кристаллов исландского шпата при их оценке в ультрафиолетовых лучах. Им было выяснено, что грань пинакоида подразделяется на шесть секторов, осями которых являются положительные или отрицательные направления плоскостей симметрии кристалла. В процессе двойникования на отрицательные секторы пинакоида субиндивиды нарастают в двойниковом положении (разворот осей на 60° в плоскости пинакоида), а на положительных секторах при росте новых слоев унаследуется ориентировка кристалла — подложки. Секториальными свойствами хорошо объясняется строение всех разновидностей двойников по пинакоиду, которые, как указывалось выше, являются промышленно ценными. Кроме того, при учете секториальности строения кристаллов, которая отчетливо выявляется при рассмотрении кристаллов (в том числе спайных выколков) в проходящем пучке ультрафиолетового света и в лазерном луче, значительно уточняется оценка их качества. Если в обычном свете кристаллы кажутся однородными или, наоборот, равномерно насыщенными дефектами, то в ультрафиолетовом по цвету и интенсивности люминесценции отчетливо различается, что прозрачные и дефектные участки распределены по пирамидам нарастания. Наметив в ультрафиолетовом свете замутненные участки, можно правильно выделить из таких кристаллов бездефектные области.

Жидкие включения в кристаллах исландского шпата распространены очень широко и являются серьезным дефектом оптического сырья. Распределение их в кристаллах подчинено определенным закономерностям. Чаще всего они сосредоточены у мест прикрепления кристаллов к субстрату или вблизи поверх-

ностей граней. Во внутренних зонах кристаллов они тяготеют к двойниковым швам, а в головках их скопления параллельны ребрам или приурочены к пересечению зон роста. Подробное описание жидких включений см. далее.

Довольно часто в кристаллах наблюдаются замкнутые пустые полости, прежде заполненные жидкостью, которая удалилась по трещинам спайности. Иногда такие полости приурочены к области двойниковых швов или к местам неплотного прикосновения индукционных кристаллов, а также внутренних индивидов футлярообразных кристаллов.

Твердые включения в кристаллах исландского шпата содержатся в большом количестве и довольно разнообразны (установлено 40 минеральных видов). Они отражают как состав вмещающих пород, так и минеральные парагенетические ассоциации. Каждому типу месторождений исландского шпата свойствен типоморфный комплекс минеральных включений, имеющих иногда зональное распределение.

Среди твердых включений различаются первичные, возникшие в процессе роста кристаллов исландского шпата, и вторичные, появившиеся в них после завершения роста (Скропышев, 1955). В свою очередь первичные включения делятся на сингенетические — строго синхронные образованию вмещающего минерала, и протогенетические — унаследованные от субстрата (Андрусенко, Клиентова, 1968). Достоверную информацию о химизме среды и обстановке минералообразования дают только сингенетические включения. Так, например, вростки сульфидов с индукционными гранями свидетельствуют о возможности роста кристаллов исландского шпата в условиях восстановительной обстановки, включения магнетита — о пересыщении растворов железом. Сингенетические включения иногда являются индикаторами качества исландского шпата: для высококачественных кристаллов характерны включения ильменита и постоянное присутствие акцессорной примеси титана. Протогенетические включения могут отражать механизм роста кристаллов, порядок выделения минералов-спутников, условия зарождения и кристаллизации, а также наличие тектонических подвижек («присыпки»-палеосейсмограммы, по Д. П. Григорьеву, 1961).

Зональность, широко распространенная в кристаллах исландского шпата, вызвана колебаниями физико-химических параметров среды минералообразования; ранее подробно исследовалась А. В. Скропышевым ($1960_1$).

В слоях нарастания исландского шпата зональность фиксируется различными неоднородностями, которыми могут быть первичные газово-жидкие и твердые включения (характерны для кристаллов всех габитусных типов), неравномерность окраски (более присуща кристаллам скаленоэдрического габитуса), свилеватость (чаще характерна для кристаллов дипирамидального и призматического габитуса), следы растворения или нарастания других ми-

нералов во время перерывов в росте футлярообразных кристаллов ромбоэдрического и призматического габитуса.

По механизму образования различаются: 1) зональность, возникшая в результате захвата примесей граневыми комплексами, вплоть до создания фантом-кристаллов. Наиболее часто наблюдается параллельно $(35\bar{8}4)$, $(8.8.\bar{1}6.3)$, $(11\bar{2}0)$, $(7.6.\bar{1}3.1)$, $(01\bar{1}1)$; 2) зональность, при которой «минералами-присыпками» зафиксирован рост одних лишь верхних граней. Чаще всего это грани $(02\bar{2}1)$, $(8.4.\bar{1}2.5)$, $(21\bar{3}1)$, $(01\bar{1}2)$, $(8.8.\bar{1}6.3)$ и (0001); 3) зональность, вызванная резкими изменениями скоростей роста и зафиксированная свилями, клиновидными пустотами, волнистыми зонами газово-жидких включений, отдельностью по зонам роста. Такие зоны чаще всего образуются параллельно $(8.8.\bar{1}6.3)$, $(35\bar{8}4)$ или на стыках пирамид нарастания различных граней.

Зональность в кристаллах имеет двоякое значение: с одной стороны, она является главным дефектом исландского шпата, а с другой — изучение зональности позволяет познать эволюцию роста кристаллов и особенности процесса минералообразования.

**Вторичные дефекты.** В кристаллах исландского шпата они вызваны широко развитыми разрывными деформациями по спайности $(10\bar{1}1)$ и менее по отдельностям $(01\bar{1}2)$, $(10\bar{2}0)$, (0001), а также пластическими деформациями и блокованием. Деформации, возникающие в результате тектонических воздействий и влияния агентов выветривания как в периферических, так и в центральных частях кристаллов, выражаются в многочисленных трещинах спайности и отдельности.

Трещины спайности наиболее широко распространены и тяготеют к жидким и твердым включениям в кристаллах. Они имеют вид мелких, едва заметных блесток, сливающихся в более крупные чешуйки и затем в прерывистые трещины. Дальнейшее развитие приводит к возникновению сплошных, иногда интерферирующих трещин, которые выходят на поверхность или, наоборот, глубоко проникают в кристаллы. Отмечаются случаи, когда крупные призматические кристаллы смещены вдоль таких сплошных трещин спайности, находящихся у их основания или в средней части.

Трещины отдельности довольно часто отмечаются в кристаллах с механическими двойниками вдоль плоскостей $(01\bar{1}2)$. Эти трещины так называемой вторичной спайности развиваются с бóльшим трудом, нежели параллельные основному ромбоэдру $(10\bar{1}1)$, т. е. по спайности, поэтому их поверхность в большинстве случаев шероховата, но встречаются и зеркальные трещины отдельности (рис. 32, *а*), которые обычно клиновидны, так как ограничены системой механических двойников двух направлений. Часто вдоль трещин отдельности наблюдается глубокое (до 15 *мм*) растворение, в результате образуются тонкие «про-

пилы», иногда в виде отрицательных гранных форм ($01\bar{1}2$), поверхность которых имеет матовый налет. По трещинам этого вида можно произвести разделение кристаллов, но поверхность раздела оказывается неровной (см. рис. 32, *б*).

Трещины отдельности, параллельные граням призмы ($10\bar{1}0$) и *пинакоида (0001), отмечаются редко.*

Изредка наблюдающиеся ступенчатые трещины являются комбинацией трещин спайности и отдельности. Эти трещины частично залечены и содержат жидкие включения.

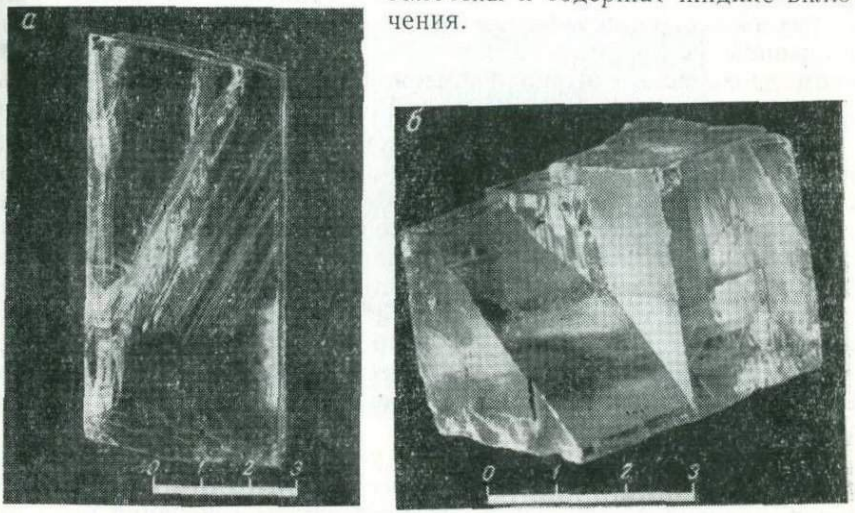



Рис. 32. Трещины отдельности в исландском шпате по ($01\bar{1}2$):
*а* — зеркальные, *б* — с шероховатой поверхностью

Резкими температурными колебаниями вызывается образование в исландском шпате иризирующих и криволинейных (раковистых) трещин. Раковистые трещины в сильно сдвойникованных кристаллах часто комбинируются с трещинами спайности. Эти криволинейные трещины имеют гладкий раковистый излом с зеркальной поверхностью, которая иногда подвергается легкому травлению и бывает шероховата. Иногда по расширенным изогнутым трещинам (результат растворения) внутри кристаллов отлагается глинка и гидроокислы железа.

Иризирующие трещины представляют собой скопление субмикроскопических линзовидных трещинок спайности, цепочкой вытянутых в направлениях плоскостей отдельности. Эти трещины настолько тонки, что заметить их невооруженным глазом чрезвычайно трудно. Лишь при повороте кристаллов в ярком проходящем свете лампы удается зафиксировать положение, при котором становятся видны слабоопалесцирующие в виде косого дождя трещинки, напоминающие так называемые голубые лучи в кварце.

С пластической деформацией связано образование в исландском шпате широко распространенных и ранее описанных (Скропышев, 1955; Киевленко, Андрусенко, 1957) механических двойников.

Механические двойники представляют собой тонкие интерферирующие пластинки, в которых сдвинутые в направлении $(01\bar{1}1)$ молекулярные слои испытали еще и поворот на 62°30′. Часто они выходят на естественных гранях кристаллов в виде бороздок растворения, а на спайной поверхности — в виде тонкой штриховки, параллельной длинной диагонали ромба. Причина повышенной растворимости прослоек, соответствующих механическим двойникам, связана с наличием в них краевых и винтовых дислокаций, не исчезающих после снятия нагрузки, которая вызвала двойникование. Области выхода дислокаций вдоль $(01\bar{1}2)$ по сравнению с бездислокационными областями обладают повышенной энергией, которая способствует скорейшему растворению или более быстрому росту кристаллов над участками механических двойников. Обилие механических двойников является следствием тектонических подвижек. Полисинтетические двойники чаще встречаются в одном направлении. Реже они сопровождаются единичными двойниками двух других возможных направлений, и тогда в монокристаллах набюдаются тонкие серебристые нити, являющиеся следом пересечения механических двойников разных направлений.

Деформации при блоковании развиты гораздо реже. Кристаллы с мозаично-блоковым строением находятся среди шестоватых индивидов в жильном кальците ранних генераций и в перекристаллизованном голубом кальците. Поверхность скола таких кристаллов часто неровная, изогнутая, плоскоступенчатая и имеет вид плитчатой мостовой или мозаики, особенно хорошо проявляющейся в отраженном свете. В ряде случаев на неровной поверхности скола кристаллов с мозаично-блоковым строением наблюдался своеобразный крест, подобный коноскопической фигуре одноосного кристалла, который, возможно, является отражением эллипсоида деформации. Природа этих деформаций недостаточно выяснена.

### Исландский шпат как полезное ископаемое

Исландский шпат является очень ценным видом минерального сырья. Основными свойствами, обусловливающими его применение в технике, являются большое двупреломление (рис. 33), высокая степень поляризации светового пучка, хорошая прозрачность в широком диапазоне от ультрафиолетовой до ближней инфракрасной области спектра, а также термо- и влагоустойчивость.

Исландский шпат широко используется для изготовления разнообразных поляризационных и удвояющих призм системы Глана, Томпсона, Николя, Волластона, Франка — Риттера и др., полутеневых и бифокальных линз, лучеразводящих цилиндров и других

деталей поляриметров, интерферометров, поляризационных микроскопов и т. п. Приборы с поляризующими деталями из исландского шпата необходимы в оборонной, химической, пищевой промышленности, в астрономии, медицине. В последние годы оптический кальцит нашел применение в новых областях науки и техники — в астрофизике, квантовой электронике. Он является наиболее эффективным материалом для изготовления модуляторов излучения и затворов оптических квантовых генераторов, устройств непрерывного и дискретного сканирования света, узкополостных интерфе-

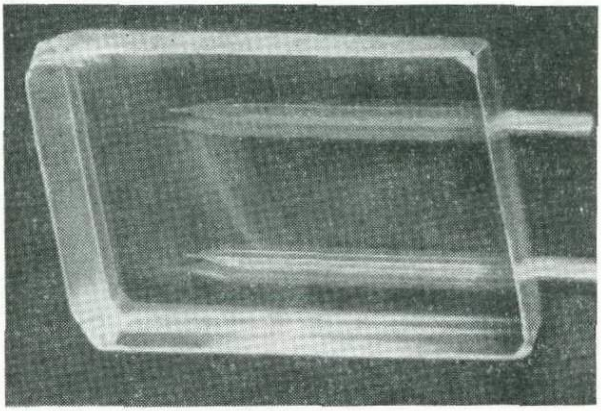


Рис. 33. Двупреломление в исландском шпате

ренционно-поляризационных светофильтров и других составных частей лазеров и оптико-электронных вычислительных машин.

Основные требования промышленности к качеству исландского шпата отражены в технических условиях, которые в настоящее время предусматривают приемку неполностью обогащенных выпиленных из исходных кристаллов пинакоидальных пластин. Установление в них процента выхода бездефектной монообласти производится путем сопоставления объема оптически годной части с объемом всей пинакоидальной пластины или спайного ромбоэдра. Вес оптически годного материала в кристаллосырье определяется умножением его объема на удельный вес кальцита.

Техническими условиями[1] исландский шпат подразделяется на четыре сорта; в первых трех сортах выделены по две категории (табл. 17). Сортность устанавливается в зависимости от наличия допустимых по техническим условиям дефектов, а категорийность — по величине вписанного прямоугольного параллелепипеда или мономбоэдра в оптически годную часть.

[1] В 1971 г. технические условия на исландский шпат изменены в соответствии с новыми требованиями промышленности.

Таблица 17

**Технические условия на исландский шпат**

| Сорт и категория | Размер оптически годной части кристалла, *мм* | | Допустимые дефекты | Удельное светопропускание (на 1 *см* толщины) в ультрафиолетовой области спектра |
|---|---|---|---|---|
| | для пинакоидальных пластин | для спайных ромбоэдров | | |
| Уникальный<br>I категория<br>II категория | $40 \times 40 \times 40$<br>От $40 \times 40 \times 40$ до $20 \times 20 \times 30$ | $38 \times 38 \times 38$ и более<br>$30 \times 30 \times 14$ и более | Видимые невооруженным глазом дефекты не допускаются | При $\lambda =$ $= 220$ *мк* 50% и более |
| I сорт<br>I категория<br>II категория | $20 \times 20 \times 30$<br>От $20 \times 20 \times 30$ до $10 \times 10 \times 30$ | $30 \times 30 \times 14$ и более<br>$29 \times 29 \times 9$ и более | Дефекты, видимые невооруженным глазом, не допускаются, за исключением очень слабой желтой, розовой или другой окраски не выше II класса | При $\lambda =$ $= 400$ *мк* 35% и более |
| II сорт<br>I категория<br>II категория | $20 \times 20 \times 30$<br>От $20 \times 20 \times 30$ до $10 \times 10 \times 30$ | $30 \times 30 \times 14$ и более<br>$29 \times 29 \times 9$ и более<br>$23 \times 23 \times 14$ и более | Допускается слабая желтая, фиолетовая, розовая окраска не выше III класса, мелкие твердые и жидкие включения, видимые невооруженным глазом (до 0,1 *мм*), не более 3 штук на 1 $см^3$, свили, двойники по пинакоиду | |
| III сорт | $15 \times 15 \times 30$ | $30 \times 30 \times 14$ и более | Окраска до X класса, мелкие рассеянные включения, видимые простым глазом, мелкие иризирующие трещины, равномерная замутненность, видимая невооруженным глазом, свили любой степени проявления | |

Примечания. 1. Содержание оптически годного материала в кристаллосырье должно быть не менее 5%.

2. Толщина пинакоидальных пластин по (0001) должна быть не менее 10 *мм*. Плоскость разреза должна составлять с оптической осью кристалла угол 90°, допустимые отклонения не должны превышать 5°.

3. Первое измерение соответствует толщине пластин по направлению главной оптической оси; два других определяют величину площади в базисной плоскости.

4. Классы окраски по А. В. Скропышеву ($1960_3$).

Оценка производится для каждого кристалла путем визуального просмотра приполированных пинакоидальных пластин или ромбоэдров в проходящем свете сильной электролампы.

В самое последнее время применяется комбинированный просмотр кристаллов в обычном ультрафиолетовом свете, а также в лазерном луче, что позволяет уточнять распределение дефектных участков.

При сравнении по качеству исландского шпата из различных месторождений можно отметить следующее (табл. 18). Среди сравниваемых месторождений выделяются три группы по степени насыщенности продуктивных пород кристаллосырьем. К первой группе с низкой степенью насыщенности относятся месторождения с гнездовым и жильно-гнездовым типами скоплений исландского шпата, связанные с базальтами и шаровыми лавами. Эти месторождения одновременно характеризуются высоким процентом выхода кондиционного материала из общего количества кристаллосырья, который составляет в среднем 1,5—2,5%. Месторождения этой группы отличаются также преобладанием высоких сортов исландского шпата (I+II сорт от 51 до 71%).

Вторая группа месторождений, включающая месторождения в зонах дробления туфов с гнездово-жильным типом скоплений и одно месторождение штокового типа с гнездовым типом скоплений, имеет среднюю степень насыщенности кристаллосырьем. Здесь процент выхода кондиционного материала колеблется в широких пределах — от 0,2 до 5%, а качество исландского шпата в целом низкое (I+II сорт от 5 до 16%).

Третья группа, в которую входят месторождения дайкового типа и большинство проявлений с гнездово-жильным типом скоплений исландского шпата, обладает высокой степенью насыщенности продуктивных пород кристаллосырьем. Здесь особенно наглядна обратная зависимость процента выхода кондиционного материала от степени насыщенности. Процент выхода для этой группы весьма низок и колеблется в пределах 0,02—0,1%. Соотношение между сортами исландского шпата свидетельствует в пользу преобладания низкого III сорта.

*Качество исландского шпата из различных месторождений по светопропусканию.* Для многих оптических приборов с призмами из исландского шпата важным свойством является величина светопропускания, в общем обратная степени поглощения света кристаллами. Промышленность предъявляет довольно жесткие требования к величине светопропускания для разных частей спектра. В ультрафиолетовой области спектра при длине волны 220 *мμ* исландский шпат должен пропускать 50% и более; в видимой области при длине волны 400 *мμ* — 35% и более; в инфракрасной области на длине волны 700 *мμ* — 90% и более.

Нами исследовалось светопропускание кристаллов исландского шпата из многих сибирских месторождений для ультрафиолетовой и видимой части спектров в основном на кондиционных образцах.

Таблица 18

**Сравнительная характеристика исландского шпата по качеству из сибирских месторождений**

| Типы месторождений | Тип скоплений исландского шпата | Степень насыщенности кристалло-сырьем продуктивных пород | Процент выхода кондиционного материала из кристалло-сырья | Соотношение между сортами, % | | | Основные дефекты (в порядке распространенности) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | I | II | III | |
| В миндалекаменных базальтах (гончакский) | Гнездовый и жильно-гнездовый | Низкая | 1,8 | 16,5 | 34,5 | 49,0 | Неравномерная желтая окраска, твердые включения минералов, двойники роста |
| В шаровых лавах (нидымский) | Гнездовый | „ | 2,3 | 22,0 | 49,0 | 29,0 | Твердые включения цеолитов, трудноустранимая желтая окраска, двойники роста |
| В зонах дробления туфов: | | | | | | | |
| а) чуньский | Гнездово-жильный | Средняя | 4,7 | 0,0 | 6,0 | 94,0 | Свили и желтая окраска |
| б) чамбинский | То же | „ | 1,3 | 0,6 | 4,4 | 95,0 | Зональность (газово-жидкие включения), двойники роста |
| В штокообразных интрузивах (штоковый) | Гнездовый | „ | 0,2 | 2,6 | 13,8 | 83,6 | Замутненность (газово-жидкие включения), включения цеолитов, свили, иризирующие трещины |
| В зонах дробления трапповых даек (дайковый) | Гнездово-жильный | Высокая | 0,1 | 0,1 | 7,2 | 92,7 | *Замутненность (газово-жидкие включения)*, трещины, механические двойники, двойники роста |

Спектры поглощения снимались на спектрофотометре СФ-4 с последующим пересчетом полученных данных на величину светопропускания, отнесенную к толщине образца в 1 *см*. Для некоторых образцов светопропускание измерялось дважды: до отжига и после отжига. Отжиг кристаллов производился в муфельной печи с равномерным медленным темпом нагрева, не превышающим 15° в 1 *ч*.

Анализ результатов измерений величины светопропускания показывает следующее[1]. Хорошей прозрачностью в ультрафиолетовой области спектра обладают только 2,5% всех исследованных кристаллов. Сюда входят два образца из месторождения в базальтах (величина светопропускания в которых достигает 58 и 60%), один образец из месторождения штокового типа (светопропускание 52%) и один зарубежный образец (светопропускание 54%). В семи образцах светопропускание близко к норме — от 41 до 46%. Третья группа включает 40 образцов (20% исследованных), светопропускание которых при $\lambda=220$ *мμ* от 20 до 40%. Из них 16 образцов взято из месторождения дайкового типа, 7 — из месторождения в базальтах, 4 — из месторождений в туфах, 5 — из месторождений в шаровых лавах. Остальные образцы (около 150 штук) плохо прозрачны в ультрафиолетовой области спектра; величина светопропусканий в большинстве из них находится в пределах от 1 до 10% и только в отдельных случаях поднимается до 16—19%.

В видимой области спектра при длине волны 400 и 660 *мμ* вполне удовлетворительными по светопропусканию оказались примерно 30% всех исследованных кристаллов (соответственно 60 и 63 образца). Большинство хорошо прозрачных в видимой области образцов относятся к месторождениям в базальтах и трапповых дайках.

Светопропускание по всему диапазону длин волн в интервале 220—660 *мμ* показано на графиках, построенных в координатах величина светопропускания в процентах — длина световой волны в миллимикронах (*рис. 34*).

Как показало исследование, большинство кристаллов исландского шпата при удовлетворительном пропускании видимого света слабо прозрачны в ультрафиолетовой области спектра, что во многом обесценивает даже крупногабаритный исландский шпат и ограничивает возможность его применения.

С целью улучшения качества сырья нами совместно с В. Х. Козловским разработан способ повышения прозрачности исландского шпата в ультрафиолетовой области спектра. Сущность способа заключается в медленном нагревании кристаллов (темп нагрева не более 15° в 1 *ч*) в муфельной печи стандартной конструкции до

---

[1] Приводимые данные являются валовыми характеристиками величины светопропускания в целом для исследуемых образцов без учета распределения прозрачности по различным пирамидам нарастания кристаллов.

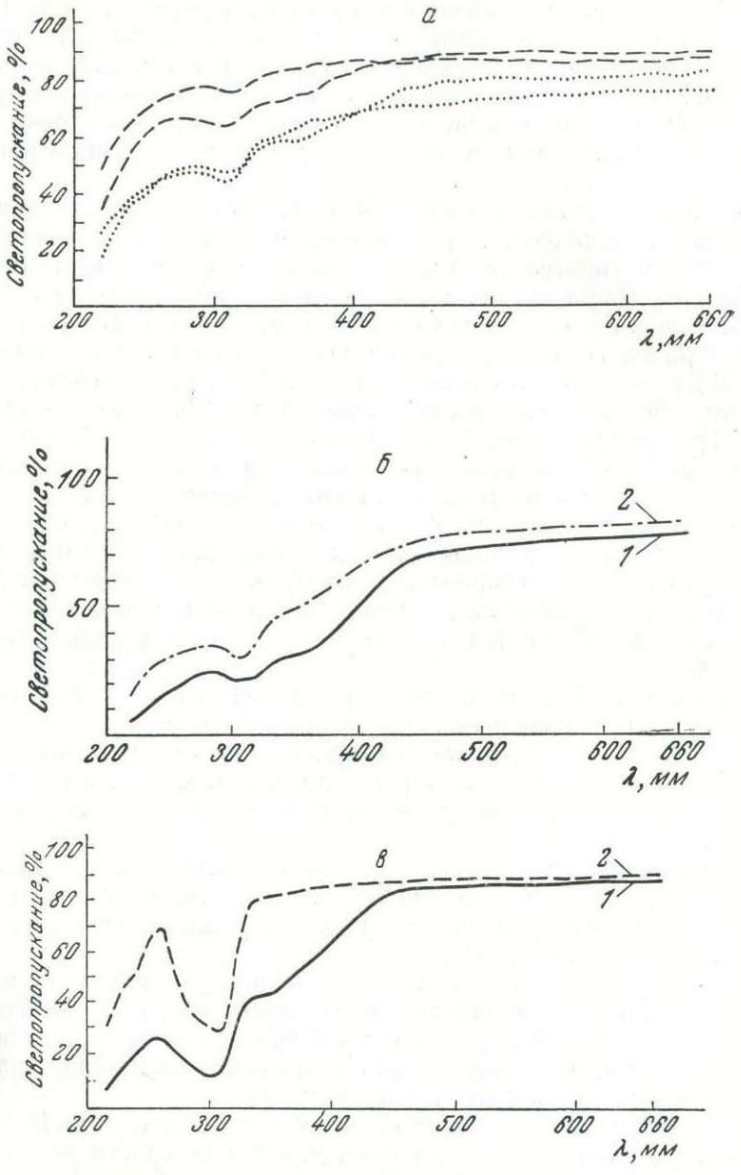



Рис. 34. Графики светопропускания исландского шпата из различных месторождений:

*а* — штокового типа с хорошей прозрачностью в ультрафиолетовой области спектра (четыре образца); *б* — дайкового типа с плохой прозрачностью в ультрафиолетовой области спектра (1), которая почти не улучшается после отжига (2); *в* — гончакского типа с плохой прозрачностью в утрафиолетовой области спектра (1), которая резко улучшается после отжига (2)

температуры 400° С с последующим столь же медленным их охлаждением. В отдельных случаях следует применять комбинацию отжига с облучением кристаллов ультрафиолетовым светом с помощью бактерицидных ламп (БУВ-30 и мощнее).

Медленному нагреванию до 400° С было подвергнуто 44 образца. В результате такого отжига у подавляющего большинства (29 кристаллов) величина светопропускания в ультрафиолетовой области на волне 220 *мμ* повысилась, у 9 кристаллов — понизилась, а у 6 кристаллов оптические свойства остались без изменения. Кристаллы обнаруживали различное повышение прозрачности: в пяти отожженных кристаллах (11,4%) величина светопропускания повысилась до нормы, в четырех — до 41—46% и в 12 до 20—40%. В среднем прозрачность увеличивалась в 2—3 раза, в отдельных случаях в 10 раз и более. Наибольшую способность к повышению прозрачности в ультрафиолетовой области спектра обнаруживают кристаллы из месторождений в интрузивных траппах, а также в базальтах.

Установлено, что применение этого способа повышает прозрачность не только цветных, но и бесцветных кристаллов в диапазоне коротких волн (250—220 *мμ*) иногда в 6 раз. Причина этого эффекта заключается, вероятно, в рекомбинации бесструктурных ионов ($Mn^{2+}$, $Fe^{3+}$ и др.), которые сконцентрированы в местах нарушений кристаллической решетки кальцита.

Ввиду того что в процессе нагрева возможно необратимое побурение отдельных кристаллов, целесообразно заранее определять способность окрашенных кристаллов к обесцвечиванию. С этой целью на спектрофотометре СФ-4 предварительно снимаются спектры поглощения и фотолюминесценции, которые имеют характерные отличия: у обесцвечивающихся кристаллов кривые поглощения и фотолюминесценции имеют более развитую структуру (ступенчатость, наличие максимумов и минимумов), в то время как темнеющие кристаллы дают более монотонный и упрощенный вид спектров (см. рис. 34, *б* и *в*). Такой прогноз позволяет однозначно производить выборочную разбраковку кристаллов для обесцвечивания и повышения прозрачности в ультрафиолетовой области спектра.

## СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

### *Сульфиды*

Наиболее интенсивная сульфидная минерализация имеется на месторождениях прижерловых фаций туфов на р. Илимпее. Здесь в главной минерализованной зоне агломератовых туфов встречаются сплошные выделения пирита и землистого марказита с вкрапленностью халькопирита. Рудные прожилки имеют мощность 5 *см*.

Сульфиды на месторождениях в шаровых лавах (р. Гончак) представлены пиритом в тесной ассоциации с халькопиритом. Наблюдается две генерации пирита. Более ранняя представлена мелкозернистыми агрегатами на стенках полостей, а поздняя образует хорошо ограненные кубические кристаллы и гвоздеподобные выделения размером до 1,5 *мм* по зонам роста внутри кристаллов исландского шпата. Халькопирит здесь выделяется неправильными по форме зернами; местами он окислен и превращен в малахит.

На месторождении дайкового типа на р. Мункамбе мелкая вкрапленность пирита рассеяна в метасоматической кремнисто-карбонатной породе. В виде конкреций диаметром до 5 *см* пирит обнаружен внутри магнетитовых жил. В полированном шлифе, изготовленном из среза поперек такой конкреции, видно, что пирит образует агрегат очень мелких (0,1 *мм*) идиоморфных или неправильных зерен, которые наряду с марказитом слагают центральную часть конкреции, а ее периферия состоит из зерен магнетита. В отобранном из середины конкреции чистом пирите установлены примеси V 0,04—0,06%; Ni и Cr по 0,007—0,009%; Cu и Mo по 0,004—0,006%; Co 0,003—0,001%. В результате выветривания марказита подобные конкреции разрыхляются и бывают окружены тонкодисперсным черным сажистым порошком (мельниковитом). Такие землистые, пачкающие, как сажа, скопления сопровождают трубчатые образования скрученного кальцита в зонах дробления трапповых даек.

Небольшие (до 1—2 *мм*) кристаллики пирита идеально кубической формы наблюдались в составе десминовых прожилков наросшими на поверхности агрегатов цеолита. На р. Джекинде встречались сравнительно крупные (до 1 *см*) кривогранные кристаллы пирита.

Очень интересны копьевидные и гвоздеподобные включения пирита и марказита в кристаллах исландского шпата, а также гравитационные присыпки на нитевидных волокнах морденита (лентовидный пирит, по М. С. Васильевой). Халькопирит, включенный в кальцит, отличается тетраэдрическим обликом кристаллов. Диагностика его подтверждена рентгенограммой извлеченного из кальцита образца.

Галенит установлен на участке Водораздельном к северо-востоку от месторождения дайкового типа на р. Мункамбе. Минерал образует неправильные выделения среди кремнисто-карбонатных метасоматических залежей. Сплошные зернистые агрегаты галенита цементируют, а иногда замещают зерна кальцита в кремнисто-карбонатной породе. Местами галенит встречается в виде прожилков мощностью до 5—10 *см*, сложенных клиновидно-шестоватыми или округло-столбчатыми агрегатами. Последние, вероятно, представляют собой псевдоморфозы галенита по халцедону.

Сфалерит отмечается в виде вкрапленности в жилах целестина на р. Апке. Октаэдрические и тетраэдрические кристаллики

его величиной не более 1 *мм*, желтовато-бурого, коричневого и красноватого цвета порознь включены в целестине или образуют в нем зоны роста по (001).

### *Хлориды и фториды*

Из галоидных соединений редко встречаются флюорит (р. Мункамба), галит и сильвин. Последние два содержатся в виде твердых фаз в составе жидких включений исландского шпата (Киевленко, 1958[1]; Андрусенко, Клиентова, 1968). Хорошо ограненные микрокристаллики-узники определены по показателям преломления (у галита $n=1{,}540$, у сильвина $n=1{,}486$), а также по точкам плавления (у галита 220°, у сильвина 110° С).

### *Окислы*

Из окислов больше всего развиты минералы группы кварца (халцедон, кварц, аметист, менее опал и кристобалит) и окислы железа (магнетит и гематит). Окислы титана—рутил и ильменит — встречаются лишь в виде минеральных включений в кальците (Андрусенко, Клиентова, 1968).

Магнетит наиболее обильно проявлен на месторождениях дайкового типа по рекам Мункамба, Люку, Паногна, Ядули, Сики, а также среди туфов на р. Средняя Кочема (участок Гайн) и на р. Стрелка-Чуня в бассейне Подкаменной Тунгуски (гора Железная).

Сплошные руды с магнетитом представлены вытянутыми жилами, вкрапленные — неправильными по форме и линзовидными телами. Кроме того, встречаются брекчиевидные и петельчатые руды в виде мелкой неравномерно рассеянной вкрапленности в свежей и измененной породе; в последнем случае мелкие магнетитовые кристаллы цепочками окаймляют небольшие обломочки породы, которые превращаются в своеобразную магнетит-долеритовую брекчию.

Жильные магнетитовые тела имеют длину до нескольких десятков метров, средняя мощность 10—15 *см*, в раздувах до 30 *см*. Они обычно крутопадающие и прослеживаются в зонах дробления вдоль контактов кремнисто-карбонатных тел и трапповых даек. Приконтактовые жилы часто раздроблены на отдельные изометричные обломки, сцементированные карбонатной породой. Магнетит в обломках такой карбонатно-рудной брекчии в результате гидротермального изменения и выветривания приобрел вид сажистой руды, легко рассыпающейся в руках; в ней иногда присутствуют бобовины охристо-желтого лимонита величиной до 1 *см*.

Сплошные руды жильных тел имеют асимметрично-зональное и реже симметрично-зональное строение, выражающееся в последовательном чередовании текстурных разновидностей магнетито-

вой руды. Как правило, зальбанды жил сложены массивной мелкозернистой магнетитовой рудой, постепенно переходящей в сплошную средне- и грубозернистую руду, которая в свою очередь сменяется магнетитом шестоватой текстуры, завершающимся к центру жилы рудой друзовой текстуры.

Шестоватая руда, слагающая большую часть жильных тел, состоит из неправильных удлиненных поперек жилы клиновидных кристаллов индукционных срастаний. В местах неплотного соприкосновения возникает частичное огранение шестоватых индивидов. К центру жил со стороны широкого конца шестоватые индивиды венчаются хорошо выраженными октаэдрическими и ромбододекаэдрическими гранями. Часто поверхность шестоватых кристаллов покрыта иризирующими пленками гидроокислов железа. В составе шестоватых зон жильных магнетитовых тел иногда встречаются конкреции сульфидов (пирита и марказита), а также игольчатые и призматические кристаллы розового апатита (участок Гайн на р. Средняя Кочема).

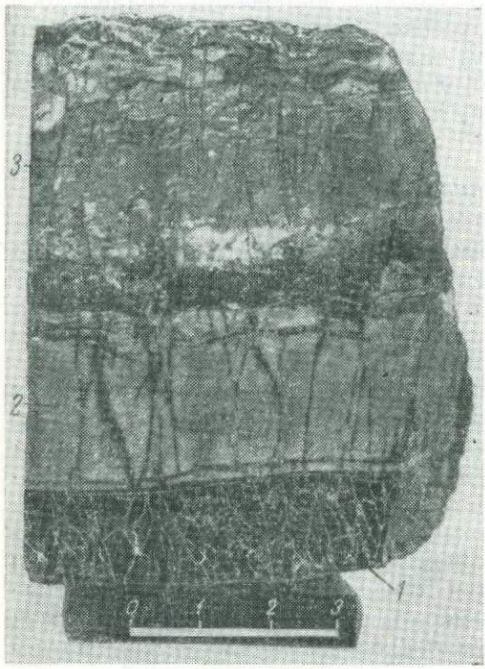



Рис. 35. Мартитизированный магнетит (1), замещенный халцедоном (2) и карбонатом (3)

Магнетит друзовой текстуры находится в осевой или крайней части жильных тел. Сростки хорошо образованных октаэдрических кристаллов величиной до 1,5 *см* часто покрыты карбонатной пленкой.

В асимметрично-зональных жилах широко развита мартитизация магнетита, сочетающаяся с последующей карбонатизацией и окремнением. Изменение захватывает обычно половину, реже всю магнетитовую жилу, включая зоны друзовых и шестоватых текстур (рис. 35), которые приобретают яркий розовый или вишневый цвет. Среди таких псевдоморфных по магнетиту и мартиту образований выделяется несколько разновидностей:

1) псевдоморфозы халцедона по шестоватому магнетиту представляют собой сливные роговиковые образования темно-серого цвета с реликтовым рисунком шестоватого замещенного магнетита;

2) смешанные псевдоморфозы кальцита и халцедона по магнетиту, выполнявшему жилы асимметрично-зонального строения, которое сохраняется и в псевдоморфозе благодаря послойному распределению замещающего материала: половина жилы, сложенная в прошлом массивной зернистой и мелкошестоватой рудой, замещена кальцитом, а другая крупношестоватая — халцедоном. В последней хорошо заметен реликтовый рисунок шестоватой текстуры, который создан уцелевшими по краям шестоватых кристаллов остатками магнетита. Между кальцитовым и халцедоновым слоем псевдоморфозы сохраняется полоса из незамещенных зерен магнетита;

3) существенно кальцитовые псевдоморфозы розового цвета имеют поперечно-полосчатое строение из-за наличия реликтовых зерен магнетита, расположенных по контурам замещенных кальцитом шестоватых кристаллов. Под микроскопом видно, что фронт замещения следовал поперек удлинению шестоватых кристаллов. Агрегаты зерен кальцита собраны в слабо изогнутые полоски, между которыми зажаты линзовидные выделения халцедона, а среди магнетитовых зерен встречаются ярко-оранжевые таблички спекулярита шестиугольной формы.

Многие магнетитовые жилы рассечены кальцитовыми и десминовыми прожилками, что свидетельствует об их более раннем по сравнению с цеолитами и исландским шпатом образовании. О том же говорит нахождение кристалликов магнетита в виде включений в исландском шпате, слагающих в нем близповерхностные зоны роста (участок Гайн). Грани кристаллов кальцита из-за этого выглядят черными.

Иногда зоны шестоватого магнетита выполняют середину кальцитовых жил и создается впечатление о более позднем выделении магнетита. Однако направление роста шестоватых кристаллов кальцита в сторону от магнетита однозначно определяет их возрастное взаимоотношение.

Различается несколько генераций магнетита. Самой ранней являются тонкозернистые и мелкокристаллические агрегаты, цементирующие обломочки породы в магнетит-долеритовой брекчии, а наиболее поздней — ограненные кристаллы, венчающие шестоватые индивиды. Своеобразны в морфологическом отношении шарики магнетита диаметром до 5 *см*, встречающиеся на р. Паногна.

Химические анализы магнетитовой руды (табл. 19) с пересчетом их результатов на минеральный состав (табл. 20) показывают, что сплошные массивные руды и шестоватой и игольчатой текстуры являются по составу магномагнетитом с разным (в основном небольшим) содержанием магнезиоферритовой молекулы; в составе же вкрапленных руд (образцы 310—317) преобладает титаномагнетит.

По данным спектральных полуколичественных анализов трех образцов магнетитовой руды, в жильном магнетите по сравнению

Таблица 19

**Химические анализы магнетитовой руды месторождений дайкового типа**

| Окислы | Обр. 310—317 Мономинеральная фракция вкрапленной магнетитовой руды из магнетит-долеритовой брекчии, р. Мункамба | | Обр. 191 Магнетитовая руда шестоватой текстуры, р. Мункамба | | Обр. К-120/1 Магнетитовая руда игольчатой текстуры, р. Паногна | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Вес. % | Молекул. количества | Вес. % | Молекул. количества | Вес. % | Молекул. количества |
| $SiO_2$ | 0,46 | — | 0,51 | — | 1,20 | — |
| $TiO_2$ | 9,76 | 1226 | 0,19 | 30 | 0,60 | 80 |
| $Al_2O_3$ | 2,18 | 220 | 2,16 | 215 | 7,06 | 695 |
| $Fe_2O_3$ | 57,04 | 3570 | 69,02 | 4320 | 70,50 | 4410 |
| FeO | 28,49 | 3970 | 25,72 | 3570 | 7,77 | 1080 |
| MnO | 0,19 | — | 0,35 | — | 0,14 | — |
| CaO | 0,84 | — | — | — | 1,34 | — |
| MgO | 1,06 | 256 | 2,59 | 650 | 11,74 | 2910 |
| $Na_2O$ | 0,10 | — | 0,13 | — | 0,10 | — |
| $K_2O$ | 0,12 | — | 0,10 | — | 0,12 | — |
| $H_2O^-$ | 0,52 | — | Следы | — | 0,10 | — |
| $P_2O_5$ | 0,06 | — | 0,05 | — | Следы | — |
| $SO_3$ | 0,02 | — | — | — | — | — |
| Сумма . . | 100,84 | 9242 | 100,82 | 8785 | 100,67 | 9175 |

Аналитик Н. А. Тихонова (ВИМС).

Таблица 20

**Минеральный состав магнетитовой руды месторождений дайкового типа**

| Минерал | Обр. 310—317 | | Обр. 191 | | Обр. К-120/1 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Молекул. количества | Процентное содержание | Молекул. количества | Процентное содержание | Молекул. количества | Процентное содержание |
| Шпинель . . . . . | 44 | 4,7 | 43 | 5,0 | 139 | 15,2 |
| Магнезиоферрит . . | 7 | 0,7 | 87 | 10,0 | 443 | 48,2 |
| Ильменит . . . . . | 244 | 26,5 | 6 | 0,7 | 16 | 1,7 |
| Магнетит . . . . . | 550 | 60,1 | 708 | 80,5 | 200 | 21,8 |
| Гематит . . . . . | 78 | 8,0 | 34 | 3,8 | 119 | 13,0 |
| Сумма . . . . . | 923 | 100,0 | 878 | 100,0 | 917 | 99,9 |

с акцессорным магнетитом из долерита снижается содержание всех примесных элементов, характерных для основной магмы, за исключением кобальта; кроме того, отмечается постепенное уменьшение примеси титана и ванадия от руды массивной текстуры к друзовым кристаллам, т. е. минерал становится более чистым к концу его кристаллизации.

Кварц и аметист на месторождениях дайкового типа встречаются в жеодах кремнисто-карбонатных тел и магнетит-долеритовой брекчии. Кварц образует друзовые сростки кристаллов, величина которых не более 1 *см*. Призальбандовые участки этих друз представляют собой псевдоморфозы по цеолитам. Головки их часто увенчаны бледно-фиолетовыми кристаллами аметиста, окраска которых иногда распределена зонально в виде фиолетовых колпачков роста. Изредка в кристаллах аметиста отмечаются дендритовые включения сульфидов; по трещинам и на поверхности индукционных кристаллов развиты примазки гидроокислов железа и малахита.

Прекрасные щетковидные друзы аметиста находились также в полостях миндалекаменных базальтов на р. Гончак и в туфах на р. Апка совместно с целестином.

Халцедон на месторождении дайкового типа образует своеобразные конкреции или почковидные агрегаты величиной 1,5 *см* в диаметре в миндалинах магнетит-долеритовой брекчии. Поверхность таких агрегатов покрыта тонкой (доли миллиметра) фарфоровидной корочкой, напоминающей яичную скорлупу. В иммерсионном препарате фарфоровидный халцедон имеет положительное удлинение, что позволяет считать его кварцином. В разрезе кварц-халцедоновая конкреция имеет зональное (колломорфное) строение, обусловленное чередованием скорлуповатых фарфоровидных слоев белого халцедона со слоями радиально расходящихся кварцевых агрегатов. Толщина каждого слоя не превышает 0,2 *мм*.

Подобные сферические образования диаметром 0,5—2 *мм* встречены и в кристаллах исландского шпата. Они же в виде «рубашки» покрывают пальцевидные сталактитоподобные образования халцедона с полизональным строением, которые широко распространены на месторождениях в базальтах и шаровых лавах. Эти своеобразные в морфологическом и минералогическом отношении метаколлоидные сталагмитоподобные образования халцедона имеют полиминеральное сложение и концентрически-зональное строение. Игловидный стержень из халцедона с включением сульфидов послойно обрастает кальцитом, гейландитом, морденитом или несколькими морденит-кальцитовыми или кварц-морденитовыми слоями.

Халцедон в базальтах и мандельштейнах на р. Гончак представлен четырьмя генерациями. Первая генерация встречается в виде натечных корок на стенках полостей и трещин. Вторая ге-

нерация представлена сливной матовой, иногда полупрозрачной и фарфоровидной разновидностью. Третья генерация — это почковидные, белые сферические и полусферические мелкие (1—2 *мм*) агрегаты (рис. 36). Игольчатый халцедон четвертой генерации в виде отдельных столбиков толщиной до 0,4 *мм* и длиной до 5 *мм*, сложенных мелкими белыми и бесцветными шариками диаметром 0,3—0,5 *мм*. Из таких же шариков состоят щеткообразные крепкие агрегаты, «бронирующие» стенки кальцитоносных полостей, внутри которых они разрыхлены в сыпучку сферического халцедона.

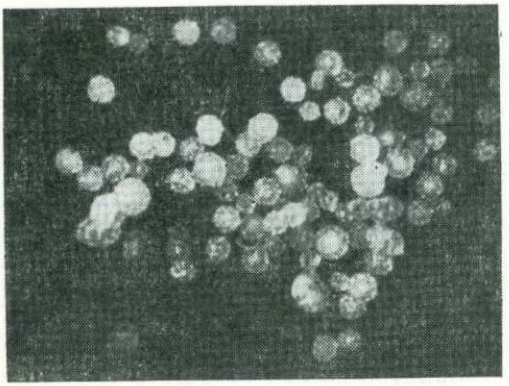


Рис. 36. Сферические агрегаты халцедона

Фарфоровидная разность второй генерации очень пестро окрашена в серый, красный, зеленый цвет (участок Артек); окраска обусловлена разным составом элементов-примесей. Так, в сером массивном халцедоне, выполняющем края прожилков, обнаружен следующий комплекс элементов-примесей: Al, Mn, Na по 0,6—0,8%; Mn 0,01—0,004%; Ti 0,06—0,08%; Ga, Cr, Zr по 0,01—0,04%; V, Cu, Co по 0,0004—0,01%. Число и количество их заметно убывают в розовом и белом халцедоне из центральных зон прожилков.

### *Сульфаты*

Из этого класса минералов существенные скопления на месторождениях дают только два минеральных вида — барит и целестин.

Барит встречен на участках Медвежьем (р. Джекинда) и Баритовом (к юго-западу от месторождения дайкового типа на р. Мункамбе). Он образует довольно значительные скопления в виде жил мощностью до 30 *см* и протяженностью несколько метров среди гидротермально измененных долеритов и кремнисто-карбонатных пород. На участке Баритовом жила дугообразной формы мощностью до 0,5 *м* и длиной до 10 *м* сложена полупрозрачными голубовато-серыми кристаллами барита таблитчатой формы из-за хорошего развития граней (010). Длина кристаллов до 10 *см*, толщина 2—3 *см*. Кристаллы часто образуют простые друзовые или двойниковые сростки.

Целестин был установлен на р. Апке (левый приток Нижней Тунгуски) В. Г. Бондарем (1960). Многочисленные жилы целестина мощностью от 0,1 до 1,5 *м* находятся среди брекчированных

туфов в контакте с пермскими обломочными породами. Целестин ассоциирует со сфалеритом, пиритом, марказитом и галенитом, карбонатно-кварцевыми агрегатами, увенчанными головками кристаллов бледно-фиолетового аметиста.

Жилы сложены крупнотаблитчатыми агрегатами голубых кристаллов целестина, находящихся в параллельном срастании, реже развитых радиально. Величина таблиц до 15 *см* в длину. В свободных полостях они имеют клиновидный облик благодаря «приострению» граней пинакоида гранями ромбической призмы (210). Поверхность граней и сколов иногда мозаичная. Определенные в иммерсии показатели преломления ($n_g$= =1,629; $n_m$=1,624; $n_p$=1,622) соответствуют обычным для этого минерала (Андрусенко, 1957). Для химического состава целестина (табл. 21) характерно несколько повышенное (до 0,6%) по сравнению с эталонным содержание кальция и бария; примесями этих элементов обусловлено также и наличие дополнительных линий на рентгенограмме целестина.

Таблица 21

**Химический состав целестина из бассейна Нижней Тунгуски**

| Окислы | Вес. % | Пересчет на 100% с исключением механических примесей |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 2,49 | — |
| $Al_2O_3$ | 0,43 | — |
| CIO | 0,48 | 0,49 |
| BaO | 0,58 | 0,60 |
| SaO | 53,50 | 54,79 |
| $SrO_4$ | 43,07 | 44,12 |
| Сумма | 100,55 | 100,00 |

Аналитик М. С. Степнак (МГРИ).

Спектральным анализом в целестине зафиксированы, кроме того, примеси Mn, Sr, Cu, Fe (до 0,006%).

### *Карбонаты*

Из карбонатов кроме кальцита среди гидротермальных минералов развит только доломит.

Доломит зафиксирован в месторождении дайкового типа на р. Мункамбе, где он входит в состав метасоматической грубозернистой кремнисто-карбонатной породы псевдографической и полосчатой текстуры. Минерал образует ромбовидные кристаллы, а также крупные зерна (0,2—0,3 *мм*) неправильной формы, иногда со ступенчатыми краями и скрытомозаичным погасанием. Доломит диагностирован по показателям преломления ($n_o$=1,687±0,002; $n_e$=1,508±0,002), а также по термической кривой нагревания, типичной для доломита.

### *Молибдаты*

Из молибдатов известен только повеллит. Первый образец его был найден нами в миндалинах базальтов на р. Гончак (описан В. А. Корнетовой, 1954). Позже повеллит обнаружен там же,

но в составе кварц-халцедонового прожилка с кальцитом и морденитом (Гуринова, Яковлевская, 1962). Дипирамидальные его кристаллы черного с синеватым отливом цвета величиной 0,5—1 *см* инкрустируют стенки узкой полости в миндалекаменном базальте. В составе повеллита установлены примеси Mg, Ti, Mo, Fe, Ca, Ba (сотые доли %), характерные для вмещающих пород, что подтверждает его генетическое родство с основными эффузивами.

*Фосфаты*

Из минералов этого класса встречается только апатит. Он представлен двумя разновидностями. К первой разновидности относятся одиночные, хорошо образованные коротко- и длиннопризматические кристаллы и их пересекающиеся сростки, которые находятся в небольших пустотах магнетит-долеритовой брекчии наряду с кальцитом и магнетитом. Апатит обычно идиоморфен по отношению к сопровождающим минералам, хотя по времени выделения является более поздним. Кристаллы апатита нарастают под углом к стенкам жеод, реже перпендикулярно к ним. Величина их до 3—5 *мм* в длину, ширина до 1 *мм*. Чаще всего соотношение длины и ширины кристаллов апатита равно 10 : 1. Отдельные призматические кристаллы имеют хорошо оформленную головку, образованную гранями дипирамиды $(10\bar{1}1)$, реже $(11\bar{2}1)$; изредка они двуконечны. Поверхности граней большей частью ровные, гладкие с редкими точечными или штрихоподобными углублениями. Кристаллы полупрозрачны, бесцветны или окрашены в бледно-зеленоватый цвет. Сохранность их довольно хорошая, отмечаются немногочисленные сплошные трещины по базису. В небольшом количестве в апатите встречаются ориентированные в вертикальном направлении точечные включения рудных минералов (магнетита и сульфидов), а также хлоритоподобные включения.

Вторая разновидность апатита встречается в грубозернистых и крупнокристаллических участках карбонатной породы и в составе магнетитовых жил (участок Гайн). Она представлена длиннопризматическими и тонкоигольчатыми кристаллами или различно ориентированными их сростками; часты параллельные двойники. Поверхность призматических граней матовая, обладает жирным или перламутровым блеском. Сами кристаллы непрозрачны, молочно-белого цвета с кремовым, розоватым или бурым оттенками.

Обе разновидности апатита относятся к фторапатиту, что установлено на основании измеренных в иммерсии показателей преломления: для первой (прозрачной) разновидности $n_g = 1{,}635$, $n_p = 1{,}631$, для второй (кремово-белой и розовой) разновидности $n_g = 1{,}633$, $n_p = 1{,}630$.

З. В. Васильева и В. И. Кудряшова (1958) описали хлорсодержащий апатит с примесью редких земель (La, Ce, Nd) до (2,13%), а В. В. Юдиной (1965) в апатитах из цеолитизированных пород р. Б. Батуобии установлено 0,66% редкоземельных элементов (Ce и Y).

Силикатами представлена подавляющая масса сопутствующих минералов. Среди них доминируют цеолиты и близкие к ним водосодержащие минералы (апофиллит, анальцим), а также хлориты, глинистые минералы и гидрослюды. Из других силикатов встречаются гранат, сфен, вилюит, реже пренит, гиролит, единичны находки турмалина, датолита, скаполита, циркона.

Гранаты. В скарнах гранаты встречаются в виде хорошо образованных кристаллов ромбододекаэдрической формы, которая иногда усложняется гранями тетрагонтриоктаэдра величиной до 1,5—2 *см*. При неравномерном развитии ромбододекаэдрических граней кристаллы приобретают уплощенную форму. Встречаются и обломки кристаллов с индукционными гранями. Поверхности граней только изредка ровные и гладкие, чаще же они испещрены многочисленными углублениями в результате растворения и покрыты карбонатными пленками, гидроокислами железа или мелкочешуйчатыми глинисто-хлоритовыми примазками. Пустоты выщелачивания наблюдаются довольно глубоко внутри кристаллов и заполнены более поздним кальцитом.

Различаются метакристаллы граната и кристаллы свободного роста. Первые обычно непрозрачны или полупрозрачны и имеют буровато-зеленый или яркий бирюзово-зеленый цвет у поверхности вследствие наличия многочисленных включений хлоритизированной породы, хлоритов, гидрослюды, иногда целиком слагающих ядро кристалла. Многие метакристаллы сильно трещиноваты. Кристаллы свободного роста наблюдаются по стенкам трещин в долеритах. Они лишены включений вмещающей породы и посторонних минералов или содержат их в небольшом количестве. Такие кристаллы обычно полупрозрачны и окрашены в светло-зеленый или буровато-зеленый цвет. Часто отмечается зональное строение кристаллов. Зональность обусловлена чередованием разноокрашенных слоев кристалла, параллельных контурам внешних граней: ядерные части кристаллов имеют темно-бурый, почти коричневый цвет, к периферии наблюдается осветление окраски и внешние зоны окрашены в слабый зеленоватый или золотисто-желтый цвет, а иногда совсем бесцветны, но встречаются и обратные соотношения в окраске зон.

Приведенные в табл. 22 данные определения показателей преломления зональных гранатов, а также их удельного веса позволяют отнести исследованные гранаты к гроссуляр-андрадитовому ряду. Светлоокрашенные зоны, где показатель преломления колеблется в пределах 1,761—1,792, а удельный вес меняется от 3,52 до 3,56, соответствуют следующему молекулярному составу: гроссуляр 60—85%, андрадит 15—40%. В темноокрашенных зонах с показателем преломления 1,808—1,868 и удельным весом от 3,57 до 4,00 процентное содержание андрадитовой составляющей повышается до 75%.

Таблица 22

**Характеристика гранатов**

| № обр. | Окраска зоны | Показатель преломления | Удельный вес (среднее из двух определений) | Примечание |
|---|---|---|---|---|
| 247 | Золотисто-желтая | 1,812±0,002 | 3,61 | Содержит ярко-зеленые включения *гидрослюды* |
| | Бесцветная | 1,786±0,002 | 3,56 | |
| 405 | Желтовато-зеленая | 1,792±0,002 | 3,54 | Содержит включения темных игольчатых кристаллов (?) |
| | Темно-бурая | Не опр. | 3,57 | |
| 313 | От желтовато-зеленой до бесцветной | 1,790±0,002 | 3,56 | *Слабоанизотропен* |
| | Коричневато-бурая | Не опр. | 3,62 | — |
| Т-40/6 | Бесцветная | 1,761±0,002 | 3,53 | Бурое ядро изотропно |
| | Желтовато-бурая | От 1,803 до 1,812 | *Не опр.* | — |
| | Буровато-коричневая | 1,822±0,002 | 3,63 | — |
| 4/63 | Бесцветная | 1,790±0,002 | 3,52 | Секториальное строение |
| | Желтовато-зеленая | 1,799±0,002 | 3,57 | *Слабоанизотропен* |
| Ал-1 | Бутылочно-зеленая | 1,770±0,002 | 3,63 | — |
| Ал-2 | Буровато-коричневая | 1,820±0,002 | 3,86 | — |
| Ал-3 | Темно-коричневая | 1,868±0,002 | 4,00 | — |

Образец граната из светлой зоны был подвергнут рентгеноструктурному анализу, в результате которого вычислен параметр элементарной ячейки граната $a_0 = 11{,}901 \pm 0{,}02$ *кХ*, что соответствует размеру элементарной ячейки эталонного гроссуляра.

Химический состав граната из двух месторождений исландского шпата приведен в табл. 23.

Из акцессорных примесей установлены Ba, Sr, V, Cr, Ni, Cu, Zn.

Сфен встречается среди выполнений трубчатых миндалин вместе с эпидотом и апатитом в эндоконтактовых зонах интрузивных и амфиболизированных эффузивных пород на р. Нижней Тунгуске. Довольно существенные скопления он образует в гидротермально-метасоматических долеритах на р. Джекинде, которые становятся пироксен-цеолит-сфеновыми. Кристаллы сфена величиной до 1—1,5 *см* выделяются здесь также по стенкам узких трещин вместе с пироксеном и цеолитами (натролит, томсонит). Они легко определяются по желтовато- и красновато-бурому цвету и характерному клиновидному и уплощенному (конвертообразному) призматическому облику. Грани кристаллов сфена гладкие и блестящие или (реже) со следами слабого растворения.

Химическим анализом (аналитики Л. С. Шумик и В. И. Павлунская, ИГЕМ АН СССР) в сфене месторождения штокового

Таблица 23

**Химический состав граната из месторождений исландского шпата, вес. %**

| *Компоненты* | Из месторождения *дайкового типа*, р. Мункамба | Из месторождения штокового типа, р. Аламджах |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,57 | 36,08 |
| $TiO_2$ | 1,41 | 1,36 |
| $Al_2O_3$ | 12,68 | 13,97 |
| $Fe_2O_3$ | 12,42 | 11,05 |
| FeO | 0,29 | 0,43 |
| MnO | 0,07 | 0,04 |
| MgO | 0,76 | 1,15 |
| CaO | 34,58 | 34,92 |
| $Na_2O$ | 0,11 | 0,06 |
| $K_2O$ | 0,05 | 0,06 |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,09 |
| $SO_3$ | *Не обн.* | 0,01 |
| $H_2O$ | 0,07 | 0,52 |
| S | 0,01 | — |
| П. п. п. | 0,14 | 0,80 |
| Сумма . . . | 100,30 | 100,54 |
| Аналитик | А. И. Стеценко (*ИГН АН УССР*) | Л. М. Панина (ГУЦР) |

Кристаллохимическая формула граната из месторождения дайкового типа

$$(Ca_{2,92}Mg_{0,09}Fe^{2+}_{0,02})_{3,03}(Fe^{3+}_{0,74}Al_{1,18}Ti_{0,05})_{1,97}[(Si_{2,96}Ti_{0,04})_{3,00}O_{12}].$$

типа (р. Джекинда) установлено 0,33% редкоземельных элементов, в основном лантаноидов: $LaO_3$ 13,2%; $CeO_2$ 40,0%; $PrO_{11}$ 4,8%; $NdO_3$ 20,6%; $SmO_3$ 5,7%; $GdO_3$ 5,7%; $FbO_3+VO_3$ 8,3%; $DyO_3$ 1,3%; $Ho_3O$ 0,1%; $ErO_3$ 0,3%; $YbO_3$ 0,1%; сумма окислов 100,1%. В. И. Кудряшова (1959) отмечает в сфене из лавовых покровов содержание 0,22% ZrO.

Вилюит (везувиан) впервые был обнаружен Э. Лаксманом на р. Вилюе вместе с ахтарандитом еще в 1790 г.; затем он был найден в составе скарнов по рекам Яду и Талакан (Ткаченко и др., 1941), Паногна, Сики, Иритка (В. И. Сафьянников, Л. В. Басова, 1963 г.).

На месторождении штокового типа по р. Джекинде вилюит встречается среди апотуфовых кальцит-гранатовых скарнов (участок Вилюитовый). Его зеленовато-черные кристаллы имеют короткопризматический габитус со слабо развитыми гранями призмы второго рода (110) и пирамиды (111) и, наоборот, с хорошо развитой гранью пинакоида (001). Грани призмы покрыты струйчатой и клиновидной штриховкой, а грани пинакоида — овальными уг-

лублениями. На гранях часто наблюдаются наросты и вростки граната, который вместе с кальцит-хлоритовыми агрегатами находится и внутри кристаллов, где имеются также щелевидные и идиоморфных очертаний полости.

По данным В. В. Ляховича (1956), джекиндинские вилюиты по оптическим свойствам (одноосные, положительные, с $n_g=1{,}714$, $n_p=1{,}710$) несколько отличаются от двуосных положительных вилюитов с Вилюя и резко — от одноосных, отрицательных типичных везувианов. Химический состав минерала, по тому же автору, следующий: $SiO_2$ 35,46%; $TiO_2$ 1,11%; $Al_2O_3$ 16,02%; $Fe_2O_3$ 2,22%; FeO 1,6%; MnO 0,08%; MgO 5,98%; CaO 35,36%; $Na_2O$ 0,16%; $K_2O$ 0,08%; $H_2O^+$ 0,17%; $B_2O_3$ 2,3%; F 0,1% (аналитики А. А. Алексеева, О. Н. Николаева).

*Пироксены.* Впервые на наличие гидротермального пироксена в базальтах обратила внимание В. И. Кудряшова (1959). Высокоглиноземистую разновидность (фассаит) описала затем В. В. Юдина (1965) в составе аподолеритовых скарнов р. Б. Батуобии.

Мы встретили пироксеновые кристаллы по стенкам трещин (вместе со сфеном и цеолитами) в пироксен-цеолитовой породе на р. Джекинде. Таблитчатые кристаллы величиной до 1,2 *см* имеют сильно развитые грани вертикальных пинакоидов и футлярообразное строение, обусловленное наличием светло-бурого ядра, почти нацело переработанного. Внешняя оболочка кристаллов буровато-серого цвета сложена диопсидом, судя по оптическим константам ($n_g=1{,}696$; $n_p=1{,}673$; $n_m=1{,}665$) и рентгенограмме образца (табл. 24).

Таблица 24

**Результаты рентгенометрического анализа диопсида месторождения штокового типа (р. Джекинда)**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5 | 4,47 | 1 | 1,775 | 8 | 1,418 | 1 | 1,105 |
| 10 | 2,97 | 4 | 1,743 | 7 | 1,324 | 1 | 1,084 |
| 2 | 2,77 | 1 | 1,707 | 6 | 1,277 | 8 | 1,073 |
| 10 | 2,485 | 1 | 1,661 | 4 | 1,260 | 5 | 1,064 |
| 3 | 2,28 | 8 | 1,610 | 5 | 1,244 | 3 | 1,050 |
| 3 | 2,21 | 2 | 1,557 | 4 | 1,211 | 3 | 1,036 |
| 4 | 2,12 | 2 | 1,523 | 4 | 1,168 | 3 | 1,028 |
| 4 | 2,017 | 1 | 1,498 | 4 | 1,147 | 3 | 1,016 |
| 3 | 1,825 | 1 | 1,474 | 1 | 1,132 | | |

Пренит на месторождениях исландского шпата мало распространен. Он отмечался в миндалекаменном типе минерализации шаровых лав (Гуринова, 1964; Скропышев, 1963) и базальтов (Кудряшова, 1959). В северной части района, в бассейнах Курейки, Ямбукана, Виви, наблюдается обильное развитие пренита

среди гидротермально-измененных базальтов, а также по трещинам в них. Прекрасные почковидные агрегаты пренита с морденитом, кальцитом и халцедоном, а также в ассоциации с датолитом и апофиллитом описаны Г. Ф. Анастасенко (1963) и Н. З. Евзиковой (1968).

Хлориты. Относятся к числу широко распространенных минералов. Они участвуют в выполнении миндалин и трещин, но главным образом образуются в процессе гидротермально-метасоматической переработки пород и слагают мощные зоны и ореолы хлоритизации. Встречены также в качестве минеральных включений в исландском шпате.

Хлориты изучены слабо. Предыдущие исследователи почти бездоказательно называют пеннин, клинохлор, прохлорит (Скропышев, 1960₂; Гуринова, 1964). Нами среди хлоритов из интрузивных траппов определены по их оптическим константам дженкинсит и афросидерит (см. табл. 10 и 15), а на основании рентгеноструктурного анализа еще диабантин, прохлорит и шамозит (табл. 25).

Два образца хлорита были исследованы под электронным микроскопом. Таблички минерала имеют изометричную форму с изрезанными контурами или вид длинных клиновидно оканчивающихся палочек.

Гидрослюды. Эта группа минералов широко развита во всех парагенетических ассоциациях, входя в состав гидротермально-измененных долеритов; в скарнах наряду с хлоритами, глинистыми и карбонатными минералами они составляют основную массу, цементирующую новообразованные и реликтовые минералы.

Агрегаты гидрослюд имеют тонкочешуйчатое, волокнисто-чешуйчатое и радиальноволокнистое строение. Они развиваются по всему комплексу породообразующих минералов, иногда включены в зерна граната и изредка слагают маломощные прожилочки (доли миллиметра) в кремнисто-карбонатных породах. Это наиболее поздние из новообразованных в процессе гидротермального метасоматоза минералов. Возможно, они образуются и в условиях гипергенеза.

Рентгенограмма порошка тонкоотмученной фракции, полученной из обогащенной гидрослюдой ярко-зеленой глины в скарнированных породах, обнаруживает диффракционную картину, сопоставимую, по справочнику В. И. Михеева (1957), с иллитом, содержащим примесь кальцита (табл. 26).

Селадонит впервые отмечен А. В. Скропышевым (1955) в миндалинах базальтов на р. Гончак. Он образует ярко-зеленые колломорфные заполнения или радиально-волокнистые агрегаты. Мы установили селадонит на р. Мархая в измененных долеритах. Здесь он иногда включен в исландский шпат и придает ему зеленоватую окраску. Показатель преломления в иммерсии 1,588—1,591. Рентгенограмма приведена в табл. 27.

## Результаты рентгенометрического анализа хлоритов

| Из месторождения штокового типа (р. Мархая) | | | | | | Из месторождения гончакского типа (р. Гончак) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Диабантин | | Шамозит | | Прохлорит | | Диабантин | | Диабантин | |
| $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ |
| 10 | 7,13 | 10 | 13,86 | 2 | 8,1 | 10 | 7,0 | | |
| 6 | 4,69 | 4 | 9,10 | 10 | 7,3 | 2 | 5,3 | | |
| 2 | 4,098 | 6 | 6,95 | 1 | 5,4 | 6 | 4,7 | 6 | 4,70 |
| 9 | 3,57 | 2 | 5,36 | 5 | 4,8 | 2 | 4,25 | 2 | 4,05 |
| 1 | 3,32 | 2 | 4,61 | 1 | 4,0 | 8 | 3,55 | | |
| 1 | 3,03 | 6 | 4,23 | 10 | 3,7 | 2 | 3,15 | 2 | 3,03 |
| 2 | 2,86 | 3 | 3,81 | 8 | 2,51 | 1 | 2,80 | | |
| 1 | 2,64 | 6 | 3,49 | 9 | 1,54 | 6 | 2,72 | 6 | 2,65 |
| 7 | 2,48 | 3 | 3,29 | 3 | 1,52 | 7 | 2,50 | | |
| 1 | 2,27 | 3 | 3,16 | | | 5 | 2,40 | | |
| 1 | 1,87 | 10 | 2,97 | | | 1 | 2,28 | | |
| 2 | 1,704 | 5 | 2,88 | | | 1 | 2,08 | | |
| 7 | 1,545 | 1 | 2,57 | | | 1 | 1,95 | | |
| 3 | 1,509 | 5 | 2,465 | | | 1 | 1,82 | | |
| 1 | 1,413 | 6 | 2,246 | | | 5 | 1,40 | 5 | 1,54 |
| | | 6 | 2,07 | | | | | | |
| | | 1 | 1,964 | | | | | | |
| | | 7 | 1,888 | | | | | | |
| | | 7 | 1,845 | | | | | | |
| | | 3 | 1,780 | | | | | | |
| | | 3 | 1,699 | | | | | | |
| | | 1 | 1,657 | | | | | | |
| | | 1 | 1,614 | | | | | | |
| | | 2 | 1,581 | | | | | | |
| | | 5 | 1,540 | | | | | | |
| | | 6 | 1,507 | | | | | | |
| | | 1 | 1,465 | | | | | | |
| | | 2 | 1,424 | | | | | | |
| | | 3 | 1,410 | | | | | | |
| | | 1 | 1,344 | | | | | | |
| | | 2 | 1,324 | | | | | | |
| | | 1 | 1,227 | | | | | | |
| | | 7 | 1,149 | | | | | | |
| | | 1 | 1,139 | | | | | | |
| | | 1 | 1,058 | | | | | | |
| | | 8 | 1,043 | | | | | | |
| | | 3 | 1,029 | | | | | | |
| | | 7 | 1,007 | | | | | | |
| | | 3 | 0,996 | | | | | | |

Для образца прохлорита рассчитаны параметры элементарной ячейки: $a_0$=5,346; $b_0$=9,26; $c_0$=14,18.

Таблица 26

**Результаты рентгенометрического анализа иллита с примесью кальцита из месторождения дайкового типа (р. Мункамба)**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 9,74 | 2 | 2,46 | 4 | 1,585 | 1 | 1,227 |
| 3 | 4,93 | 3 | 2,37 | 7 | 1,495 | 1 | 1,192 |
| 5 | 4,43 | 4 | 2,26 | 3 | 1,426 | 1 | 1,179 |
| 4 | 3,53 | 5 | 2,07 | 3 | 1,415 | 5 | 1,145 |
| 6 | 3,29 | 6 | 1,888 | 1 | 1,324 | 6 | 1,041 |
| 10 | 2,97 | 6 | 1,856 | 6 | 1,291 | 3 | 1,033 |
| 2 | 2,63 | 4 | 1,645 | 1 | 1,262 | 5 | 1,010 |
| 4 | 2,56 | | | 1 | 1,244 | | |

Таблица 27

**Результаты рентгенометрического анализа селадонита из месторождения штокового типа (*р. Мархая*)**

| Обр. Мар-2 | | Селадонит по В. И. Михееву | | Обр. Мар-2 | | Селадонит по В. И. Михееву | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
| 10 | 9,9 | 8 | 10,0 | 1ш | 1,89 | | |
| 3 | 5,02 | 2 | 4,99 | 3ш | 1,82 | 2 | 1,82 |
| 2 | 4,79 | | | 3ш | 1,71 | 2 | 1,71 |
| 8 | 4,53 | 8 | 4,52 | 5ш | 1,66 | 6 | 1,65 |
| 6 | 4,35 | 6 | 4,32 | 4ш | 1,64 | | |
| 2 | 4,14 | 6 | 4,11 | 3ш | 1,59 | 4 | 1,59 |
| 2 | 4,00 | | | 2 | 1,535 | | |
| 10 | 3,64 | 8 | 3,62 | 8 | 1,512 | 8 | 1,51 |
| 7ш | 3,32 | 8 | 3,31 | 2 | 1,494 | | |
| 10 | 3,09 | 8 | 3,08 | 1 | 1,438 | | |
| 1 | 2,90 | 4 | 2,89 | 2 | 1,378 | | |
| 2 | 2,84 | | | 1 | 1,357 | | |
| 5 | 2,68 | 6 | 2,67 | 3 | 1,341 | 4 | 1,34 |
| 9 | 2,58 | 10 | 2,57 | 1 | 1,322 | | |
| 7ш | 2,40 | 8 | 2,39 | 6ш | 1,304 | 6 | 1,30 |
| 3 | 2,27 | 4 | 2,25 | 1 | 1,287 | | |
| 2 | 2,21 | 4 | 2,20 | 2 | 1,274 | 2 | 1,28 |
| 4 | 2,15 | 4 | 2,14 | 3 | 1,255 | 4 | 1,25 |
| 2 | 2,11 | | | 1 | 1,220 | | |
| 3 | 1,99 | 4 | 1,99 | 3 | 1,201 | | |
| 2 | 1,96 | 4 | 1,95 | 1 | 1,123 | | |
| | | | | 2 | 1,109 | | |

Вермикулит (?) обнаружен только в одном пункте — в зоне дробления трапповой дайки на р. Мункамбе, в маломощном кальцитовом прожилке. Параллельно-столбчатые агрегаты кристаллов вермикулита величиной до 0,7 *см* темно-бурого почти черного цвета располагаются поперек к стенкам трещины. Минерал мягкий, легко раздавливается. Спайность хорошая параллельно пинакоиду. Под микроскопом $2V$ до —50°; угасание прямое, удлинение положительное, $n_g=1{,}564$, $n_p=1{,}540$, плеохроирует по схеме $n_g>n_m>>n_p$. Данные спектрального анализа следующие: Si, Al, Fe>10%; Ca 6—10%; Mn 0,07—0,2%; Zn 0,07—0,09%; Ni, Co, V, Pb 0,001%; Cu, Ti 0,004—0,006%. Результаты рентгеноструктурного исследования исходного образца вермикулита и нагретого до 600 и 900° С приведены в табл. 28.

Таблица 28

**Результаты рентгенометрического анализа вермикулита из месторождения дайкового типа (р. Мункамба)**

| При комнатной температуре | | При 900° С | | При 600° С | |
|---|---|---|---|---|---|
| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
| 10 | 13,86 | 3 | 4,30 | 10 | 9,10 |
| 1 | 4,94 | 1 | 3,51 | 1 | 4,98 |
| 2 | 4,50 | 9 | 3,13 | 7 | 4,54 |
| 2 | 3,66 | 9 | 2,87 | 3 | 3,42 |
| 1 | 3,27 | 10 | 2,52 | 10 | 3,11 |
| 5 | 2,99 | 3 | 2,09 | 3 | 2,62 |
| 3 | 2,94 | 3 | 1,780 | 3 | 2,47 |
| 2 | 2,59 | 1 | 1,729 | 1 | 1,877 |
| 1 | 2,485 | 3 | 1,614 | 2 | 1,725 |
| 1 | 2,28 | 3 | 1,523 | 3 | 1,682 |
| 1 | 2,07 | 1 | 1,487 | 10 | 1,525 |
| 2 | 1,900 | 3 | 1,459 | 3ш | 1,320 |
| 1 | 1,861 | 1 | 1,367 | | |
| 1 | 1,714 | 1 | 1,303 | | |
| 9 | 1,527 | 2 | 1,262 | | |
| 2 | 1,316 | 1 | 1,225 | | |
| 1 | 1,229 | | | | |
| 1ш | 1,106 | | | | |
| 7 | 1,017 | | | | |

Тунгусит встречен только на р. Гончак в шаровых лавах покровов 3 и 4 и на р. Поледжикит в ассоциации с апофиллитом, гейландитом, морденитом и кальцитом в пустотах сфероидов и в виде мелкогнездовых скоплений в дресве шаровых лав. Минерал представлен чешуйчатыми радиальнолучистыми сферолитами величиной до 1,5 *см*, серовато-зеленого цвета. Внешне он похож на хлорит, за который и принимался, пока подробно не был изучен В. И. Кудряшовой (1966), выделившей его в качестве нового минерала — водного кальциево-железистого силиката, названного ею

тунгуситом. Образцы этого минерала из шаровых лав покрова 3 месторождения на р. Гончак имеют большое внешнее сходство, а также сходство химического состава, термической и рентгеноструктурной характеристики с описанным В. И. Кудряшовой тунгуситом (табл. 29 и 30).

Таблица 29

**Химический состав тунгусита**

| Компоненты | Образец из месторождения в шаровых лавах [1], р. Гончак | Образец В. И. Кудряшовой с р. Н. Тунгуска | |
|---|---|---|---|
| | | 1 | 2 |
| $SiO_2$ | 45,02 | 45,07 | 47,56 |
| $TiO_2$ | 0,35 | — | — |
| $Al_2O_3$ | 3,72 | 2,97 | 2,90 |
| $Fe_2O_3$ | 6,78 | 1,71 | 1,91 |
| FeO | 8,41 | 11,36 | 11,69 |
| MnO | 1,20 | 1,44 | 1,33 |
| MgO | 2,05 | 1,31 | 0,84 |
| CaO | 17,93 | 26,11 | 24,33 |
| $Na_2O$ | 0,51 | 2,21 | 1,61 |
| $K_2O$ | 0,13 | Не опр. | — |
| $H_2O^-$ | 4,10 | 1,45 | 0,60 |
| $H_2O^+$ | 7,70 | 6,37 | 7,40 |
| $P_2O_5$ | 0,05 | — | — |
| П. п. п. | 2,00 | | |
| Сумма . . . . | 99,95 | 100,00 | 100,17 |

[1] Химический анализ проведен в химической лаборатории ВНИИСИМС.

Дифференциальная кривая нагревания характеризуется двумя эндотермическими эффектами: первый при 100—170° С, второй при 720—800° С; отмечаются также два экзоэффекта — первый (пологий) при 200—600° С и второй (резкий, двухступенчатый) при 800—920° С. Общая потеря веса минерала составляет 9,8%.

Под электронным микроскопом чешуйки тунгусита имеют трапециевидную, ромбовидную и таблитчатую форму (рис. 37).

Глинистые минералы. Образуются они как конечный продукт гидротермального метасоматоза траппов и в метасоматитах наиболее обильны, а местами составляют основную массу переработанной породы. В прожилках и гнездах глинистые минералы заполняют остаточные пустоты и являются консервирующей средой в полостях обрушения. Внутри кристаллов других минералов они слагают зоны роста или полости растворения. Среди глинистых минералов наиболее подробно нам удалось изучить особенно распространенные монтмориллонит и сапонит. В отдельных случаях отмечался нонтронит и совсем редко гизингерит.

Таблица 30

**Результаты рентгенометрического анализа тунгусита**

| Обр. 1176 из месторождения в шаровых лавах, р. Гончак | | | | Образец В. И. Кудряшовой | |
|---|---|---|---|---|---|
| $I$ | $\frac{d_n}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
| 7 | 7,8 | 7 | 1,846 | | |
| 7 | 7,1 | 4 | 1,776 | | |
| 5 | 5,42 | 4 | 1,760 | 1 | 5,52 |
| 7 | 4,51 | 2ш | 1,658 | 1 | 4,65 |
| 8 | 4,19 | 5 | 1,623 | 8 | 4,17 |
| 6 | 3,91 | 5 | 1,602 | 6 | 3,579 |
| 10 | 3,56 | 6 | 1,579 | 8 | 3,12 |
| 4 | 3,34 | 3 | 1,547 | 8 | 3,009 |
| 8 | 3,16 | 3 | 1,472 | 2 | 2,788 |
| 10 | 3,03 | 4 | 1,436 | 2 | 2,629 |
| 1 | 2,97 | 4 | 1,382 | 1 | 2,500 |
| 6 | 2,78 | 4 | 1,343 | 1 | 2,385 |
| 6 | 2,73 | | | 1 | 2,069 |
| 6 | 2,65 | | | 1 | 2,017 |
| 8 | 2,489 | | | 2 | 1,904 |
| 3 | 2,451 | | | 1 | 1,867 |
| 4ш | 2,266 | | | 10 | 1,818 |
| 1 | 2,163 | | | 3 | 1,605 |
| 7 | 2,105 | | | 3 | 1,570 |
| 6 | 2,020 | | | 1 | 1,471 |
| 6 | 1,931 | | | | |
| 5 | 1,875 | | | | |

Монтмориллонит установлен в довольно значительных скоплениях среди пироксен-цеолитовых пород на участке Таз-Тарютях по р. Джекинде. Он выполняет гнезда щелевидной и оваль-

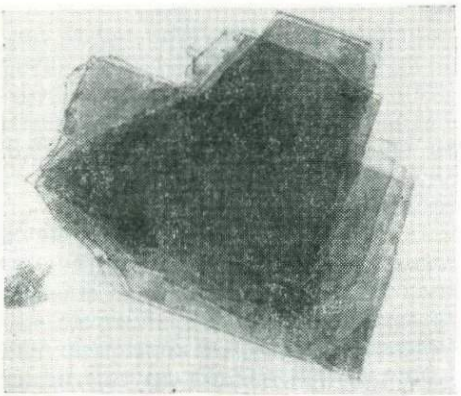


Рис. 37. Тунгусит под электронным микроскопом. Ув. 34500

ной формы размером до 30 *см* в длину, стенки которых выстилаются оранжевым десмином. Минерал представляет собой тонкозернистую, сильно уплотненную глинистую массу белого

цвета с плойчатой текстурой. Диагностика его подтверждена термической кривой, сопровождаемой кривой потери веса.

Перед паяльной трубкой монтмориллонит обнаруживает положительную реакцию на магний. В иммерсионном препарате он наблюдается в виде шестиугольных пластиночек с показателем преломления, равным 1,506±0,002.

Рентгенограмма образца монтмориллонита из участка Таз-Тарютях сходна с эталоном (табл. 31).

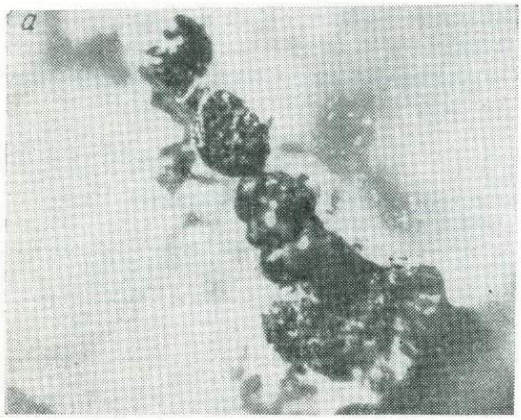
Таблица 31

**Результаты рентгенометрического анализа монтмориллонита из месторождений исландского шпата**

| Белый (р. Джекинда) | | Светло-желтый (р. Поледжикит) | | Монтмориллонит, по В. И. Михееву | |
|---|---|---|---|---|---|
| $I$ | $\frac{d_n}{n}$ | $I$ | $\frac{d_n}{n}$ | $I$ | $\frac{d_n}{n}$ |
| 5ш | 4,65 | 2 | 9,6 | 3 | 4,8 |
| 3ш | 4,4 | 5 | 4,5 | 8 | 4,45 |
| 3ш | 3,8 | — | — | 1 | 3,87 |
| 2ш | 3,4 | 2 | 3,30 | 1 | 3,45 |
| 4ш | 3,0 | 4 | 3,05 | 4 | 3,03 |
| 5 | 2,61 | 7 | 2,60 | 7 | 2,57 |
| 2ш | 2,39 | 2 | 2,45 | 2 | 2,40 |
| 1ш | 2,21 | 1 | 2,30 | 2 | 2,24 |
| 4 | 1,715 | 3 | 1,90 | 5 | 1,69 |
| 4 | 1,671 | 4 | 1,65 | 5 | 1,65 |
| 10 | 1,517 | 9 | 1,50 | 10 | 1,495 |
| 4 | 1,306 | 3 | 1,30 | 2 | 1,29 |
| 1 | 1,257 | 1 | 1,25 | 4 | 1,247 |
| | | 2 | 1,15 | | |
| | | 1 | 1,04 | | |

Сапонит. Можно выделить две разновидности сапонита. Первая разновидность, которую в отличие от второй мы назвали боулингитом, наиболее распространена. Она представлена темно-бурыми сферолитовыми агрегатами, которые покрывают стенки миндалин в базальтах и мандельштейнах, выстилают совместно с морденитом стенки полостей, встречаясь здесь в нескольких генерациях, а иногда совместно с «сыпучей», также сферолитовой разностью халцедона целиком выполняют небольшие (10×15 *см*) полости или отмечаются на поверхности сталактитовидных образований халцедона. Кроме того, сферолиты боулингита бывают включены в исландском шпате совместно с «шариками» халцедона, нанизанными на иглах морденита (рис. 38, *а*). Скопления подобных сферолитов заполняют довольно крупные округлые полости в исландском шпате размером до 2—3 *см* в поперечнике (рис. 38, *б*). Этот минерал последней генерации нарастает иногда на поверхности граней кристаллов исландского шпата.

Размер отдельных сферолитов колеблется от 0,1 до 0,4 *мм*. Они имеют форму идеальных шариков радиально-лучистого строения, обусловленного радиальным расположением брусковидных чешуек толщиной до 0,01 *мм*. Каждая такая тонкая чешуйка в отдельности полупрозрачна и просвечивает желтоватым и красновато-оранжевым цветом. Минерал имеет твердость не более 2 (легко раздавливается иглой, а в агрегатах чертится ногтем) и обладает жирным блеском.



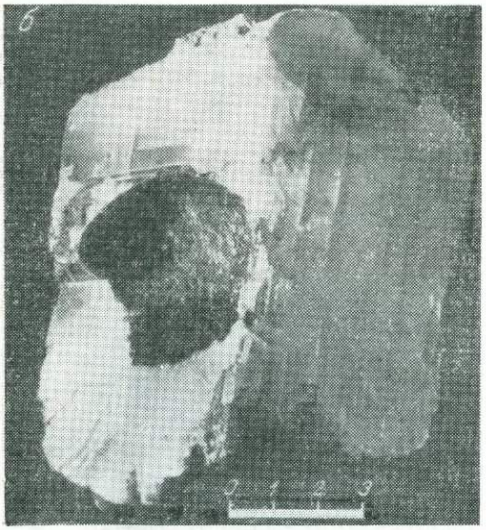




Рис. 38. Сапонит (боулингит) в кристаллах исландского шпата:

*а* — гроздьевидные агрегаты на иглах морденита, *б* — в округлой полости. Ув. 21

В иммерсионном препарате наблюдается волнистое прямое погасание — $2V$ от 20 и 40° и отчетливый плеохроизм от коричневатого до светло-золотистого со схемой абсорбции $n_g > n_m > n_p$. Показатели преломления в зависимости от содержания железа колеблются: $n_g = 1{,}573$—$1{,}644$; $n_p = 1{,}564$—$1{,}630$.

Вторая разновидность сапонита представлена тонкочешуйчатыми коричневато-бурыми агрегатами, выполняющими вторичные миндалины в базальтах и образующими небольшие скопления в дресве шаровых лав. Эта разновидность отличается пониженным показателем преломления по $Ng$ до 1,578, что соответствует меньшему содержанию в ее составе железа. Это подтверждено химическими анализами обеих разновидностей сапонита (табл. 32): обнаруживается колебание в содержании окисного железа от 15,8 до 21,52%, в общем же состав исследованных нами минералов близок к составу железистого са-

понита из бассейна Нижней Тунгуски, изученного В. И. Кудряшовой (1962). От последнего они отличаются несколько бо́льшим содержанием окисного железа и меньшим закисного, а также пониженным содержанием магния. Еще более железистая разновидность ($Fe_2O_3$ — до 28,6%), названная монтмориллонитовой глиной, установлена Е. И. Гуриновой (1964) в шаровых лавах р. Гончак.

Таблица 32

**Химические анализы сапонита из месторождения в базальтах, р. Гончак**

| Окислы | Сферолитовые агрегаты сапонита (боулингит) | | Тонкочешуйчатый сапонит из базальтов | Сапонит по В. И. Кудряшовой | Монтмориллонитовая глина по Е. И. Гуриновой из шаровых лав р. Гончак |
|---|---|---|---|---|---|
| | из базальтов | из кристалла кальцита | | | |
| $SiO_2$ | 37,16 | 37,60 | 38,62 | 39,33—37,78 | 42,44 |
| $TiO_2$ | 0,36 | — | 0,32 | Следы | 0,05 |
| $Al_2O_3$ | 6,18 | 8,90 | 5,44 | 6,45—6,81 | 5,52 |
| $Fe_2O_3$ | 19,91 | 19,67 | 15,82 | 11,73—17,01 | 28,62 |
| $FeO$ | 0,75 | 0,66 | 0,83 | 2,40—1,13 | — |
| $MnO$ | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 0,10—0,09 | 0,01 |
| $MgO$ | 12,15 | 10,61 | 14,21 | 17,12—13,75 | 11,54 |
| $CaO$ | 2,47 | 2,84 | 3,05 | 3,00—3,57 | 3,91 |
| $Na_2O$ | 0,18 | 0,07 | 0,20 | 0,35—0,25 | — |
| $K_2O$ | 0,03 | 0,09 | 0,02 | Нет | — |
| $H_2O^-$ | 12,84 | 12,71 | 15,75 | 14,38—14,89 | — |
| $H_2O^+$ | 6,86 | 6,70 | 5,28 | 5,42—4,43 | — |
| $P_2O_5$ | 0,01 | — | 0,04 | — | — |
| $CO_2$ | 1,46 | 0,22 | 0,66 | — | 7,95 |
| Сумма | 100,37 | 100,13 | 100,29 | 100,28—99,71 | 100,04 |

Спектральными анализами в сапоните обнаружены Mn, V, Zn, Ti, Ni, Cr по 0,01—0,001%; Co 0,005%; Zr, Ba по 0,008%.

При общем сходстве термических кривых для обеих разновидностей (наличие сдвоенного эндоэффекта при температурах 180—250° С, типичного для минералов группы монтмориллонита) в тонкочешуйчатой разновидности отмечается небольшой эндоэффект при 870° С. Кривые потери веса у обеих (сферической и тонкочешуйчатой) разновидностей однотипные и свидетельствуют о резкой скачкообразной потере воды в интервале до 250° С; количество выделяющейся воды колеблется от 19 до 23%.

Рентгеноструктурному анализу были подвергнуты шесть образцов сферической и тонкочешуйчатой разновидностей сапонита (табл. 33). Во всех исследованных образцах значение межплоскостных расстояний на главных линиях близки между собой и соответствуют эталонному сапониту (Михеев, 1957).

**Результаты рентгенометрического анализа сапонита (боулингита) из месторождений исландского шпата**

| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
| 1 | 7,2 | 1 | 7,6 | — | — | — | — | — | — | 3 | 7,2 | 3 | 7,1 |
| — | | 1 | 6,6 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 1 | 5,2 | 2 | 5,0 | 2 | 5,1 | 2 | 5,1 | 1р | 5,1 | 3 | 5,5 | — | — |
| 3 | 4,6 | 4 | 4,65 | 1 | 4,4 | 1 | — | 3р | 4,65 | 2 | 4,77 | — | — |
| 1 | 4,2 | 2 | 4,2 | — | — | — | 4,25 | 1 | 4,2 | 6 | 4,4 | — | — |
| 5 | 3,8 | 6 | 3,76 | 1 | 3,8 | 1 | 3,77 | 2 | 3,8 | 3 | 3,96 | — | — |
| 3 | 3,3 | 4 | 3,3 | — | — | 2 | 3,40 | 3 | 3,35 | 10 | 3,7 | 2 | 3,75 |
| 5 | 3,0 | 10 | 3,00 | 3 | 3,0 | 9 | 3,0 | 6 | 3,0 | 3 | 3,13 | 7 | 3,03 |
| 1 | 2,85 | 2 | 2,88 | 1 | 2,88 | 1 | 2,89 | 2 | 2,89 | 2 | 2,8 | — | — |
| 2р | 2,68 | — | — | 6 | 2,68 | 6 | 2,68 | 4 | 2,64 | 2 | 2,55 | 3 | 2,53 |
| 2р | 2,55 | 6 | 2,51 | 6 | 2,59 | 6 | 2,56 | — | — | — | — | — | — |
| 3 | 2,43 | 5 | 2,42 | 8 | 2,48 | 8 | 2,44 | 1р | 2,45 | 2 | 2,4 | — | — |
| — | — | 3 | 2,24 | 1 | 2,26 | 1 | 2,26 | — | — | 2 | 2,27 | — | — |
| — | — | 3 | 2,14 | 1 | 2,16 | 1 | 2,15 | — | — | 1 | 2,13 | 1 | 2,166 |
| — | — | 1 | 2,06 | 1 | 2,06 | 1 | — | — | — | 1 | 2,04 | | |
| — | — | 2 | 1,93 | 1 | 1,922 | 2 | 1,95 | — | — | 2 | 1,99 | | |
| 1 | 1,882 | — | — | — | — | 1 | — | 1 | 1,80 | 6 | 1,849 | | |
| 1 | 1,746 | 3 | 1,75 | 1 | 1,751 | 1 | 1,741 | 2 | 1,74 | 1 | 1,742 | | |
| — | — | 2 | 1,72 | 1 | 1,715 | 1 | 1,720 | — | — | 1 | 1,683 | | |
| 1 | 1,70 | 4 | 1,70 | — | — | — | 1,715 | 3 | 1,70 | 2 | 1,622 | | |
| — | — | 1 | 1,58 | 1 | 1,593 | 1 | 1,599 | — | — | 2 | 1,582 | | |
| 5 | 1,540 | 10 | 1,54 | 10 | 1,551 | 10 | 1,541 | 10 | 1,54 | 4 | 1,540 | | |
| 1 | 1,515 | 2 | 1,517 | 1 | 1,517 | 10 | 1,517 | — | — | — | — | 10 | 1,528 |
| — | — | 2 | 1,503 | — | — | — | — | — | — | — | — | | |
| 1 | 1,470 | 1 | 1,460 | — | — | 2р | 1,46 | — | — | 2 | 1,470 | | |
| 1 | 1,451 | — | — | — | — | — | — | — | — | 5 | 1,437 | | |
| 2р | 1,407 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | | |
| — | — | 3р | 1,381 | 5 | 1,392 | 2ш | 1,385 | — | — | 3 | 1,389 | 1 | 1,390 |
| — | — | — | — | — | — | — | 1,360 | — | — | 3 | 1,346 | | |
| 2р | 1,340 | — | — | — | — | 4ш | 1,320 | 3 | 1,326 | 2 | 1,322 | | |
| — | — | 5 | 1,325 | 3 | 1,333 | — | 1,318 | — | — | — | — | | |
| — | — | — | — | 1 | 1,309 | — | — | — | — | — | — | | |
| — | — | 3 | 1,280 | 1 | 1,289 | — | 1,281 | — | — | — | — | | |
| — | — | — | — | 1 | 1,208 | — | — | — | — | — | — | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 3 | 1,057 | 3 | 1,052 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 4 | 1,043 | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 5 | 1,032 | | |

1 — черный сапонит (I генерация) из миндалины; 2 — сапонит (II генерация) из центральной части цеолитового прожилка; 3 — сапонит (II генерация) из кристалла исландского шпата; 4 — сапонит (IV генерация) на внешней грани кристалла исландского шпата; 5 — *бурый тонкочешуйчатый сапонит (III генерация) на игольчатом халцедоне*; 6 — *сапонит* из зоны дробления туфов на участке Находка; 7 — сапонит по В. И. Михееву.

Для одного образца рассчитаны параметры элементарной ячейки: $a_0=5{,}1$; $b_0=9{,}2$; $c_0=15{,}1$. Они близки к эталонным значениям сапонита по В. И. Михееву ($a_0=5{,}2$; $b_0=9{,}2$; $c_0=14{,}5$), а также к параметрам калифорнийского железистого сапонита — гриффитита ($a_0=5{,}81$; $b_0=9{,}19$; $c_0=15{,}7$).

Нонтронит по сравнению с другими глинистыми минералами мало распространен. Отмечается вместе с сапонитом в шаровых лавах на р. Гончак и в измененных долеритах на р. Мункамбе. В первом пункте он выделяется в виде мелких (0,1 *мм*) сферолитов чешуйчатого строения на игольчатом халцедоне. В долеритах среди переработанной массы измененных пород нонтронит образует небольшие волокнисто-чешуйчатые скопления желтоватого цвета, похожие на вещество истлевшего ствола дерева («деревянистый» минерал).

В иммерсии оптические свойства нонтронита близки к таковым у сферической разновидности сапонита ($n_g=1{,}644$; $n_p=1{,}630$), а дифференциальная кривая нагревания отличается наличием сдвоенного эндоэффекта при 180—250° С, неглубокого эндоэффекта при 550—600° С и растянутым экзоэффектом на интервале 300—500° С. Кривая потери воды более пологая, что свидетельствует о более медленном, чем у сапонита, выделении воды на отрезке температур 100—600° С.

Палагонит, по В. И. Гоньшаковой (1956), объединяет серию водосодержащих минералов: от аморфного продукта затвердевания остаточного гидратированного магматического геля (первичный палагонит) до раскристаллизованных хлорита, хлорофеита, а также вторичного палагонита, близкого к гизингериту.

На месторождениях исландского шпата палагонит встречается не только в виде первичных миндалин в свежих неизмененных (палагонитовых) долеритах, но и как типично гидротермальный минерал, выполняющий мелкие жеоды и прожилки длиной до 15—20 *см* и мощностью до 3—5 *см* среди пироксен-цеолитовых и глинистых гидротермально переработанных пород.

В отличие от смоляно-черного со стеклянным блеском позднемагматического палагонита из миндалин, гидротермальный палагонит в прожилках представляет собой землистые уплотненные или разрыхленные агрегаты буровато-коричневатого цвета с жирной мылоподобной, легко соскабливающейся поверхностью.

Химический состав двух образцов палагонита из месторождений штокового типа (реки Мархая и Джекинда) приведен в табл. 34.

Исследованные нами образцы обнаруживают сходство со вторичными палагонитами, для которых, как отмечает В. И. Гоньшакова, характерно пониженное по сравнению с составом первичного палагонита содержание $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO и щелочей и, наоборот, повышенное содержание окисного железа.

Кривые нагревания палагонита аналогичны дифференциальным кривым монтмориллонита.

Таблица 34

**Химический состав палагонита**

| Компоненты | р. Мархая | р. Джекинда | Компоненты | р. Мархая | р. Джекинда |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,03 | 39,06 | $Na_2O$ | 0,07 | 0,14 |
| $TiO_2$ | 0,08 | 0,05 | $K_2O$ | 0,05 | 0,03 |
| $Al_2O_3$ | 6,05 | 8,64 | $P_2O_5$ | 0,11 | 0,14 |
| $Fe_2O_3$ | 20,11 | 5,74 | $H_2O^-$ | 11,20 | 11,54 |
| FeO | 0,72 | 6,32 | П. п. п. | 8,04 | 6,68 |
| MnO | 0,11 | 0,16 | $CO_2$ | 1,92 | 1,75 |
| CaO | 10,84 | 16,49 | | | |
| MgO | 4,06 | 3,78 | Сумма . . . | 100,39 | 100,52 |

Аналитик Е. М. Стеценко (ИГН АН УССР).

Апофиллит в качестве спутника исландского шпата встречается обычно вместе с цеолитами на месторождениях всех структурно-генетических типов. Наиболее распространен апофиллит на месторождениях шаровых лав и в мандельштейнах. Исследователи, изучавшие эти месторождения, описывали апофиллит, имеющий иногда зеленый цвет (Кудряшова, Белоусов, 1963), в парагенезисе с морденитом, десмином, ломонтитом, анальцимом, выделение которых ему предшествовало; после апофиллита образовались халцедон, кварц, исландский шпат. Изредка короткопризматические кристаллы апофиллита (0,3 *см*) наблюдались включенными в исландский шпат (Киевленко, Андрусенко, 1957). На р. Гончак в миндалекаменных базальтах отмечались оригинальные псевдоморфозы кварца по розоватому апофиллиту, аналогичные описанным А. Е. Ферсманом (1952) для Закавказья. В шаровых лавах на р. Нидым отмечались псевдоморфозы апофиллита по радиально-волокнистым цеолитам (томсониту и десмину).

В составе минеральных ассоциаций на месторождениях в туфах и интрузивных траппах апофиллит более редок. На р. Южной Чуне в минерализованных зонах дробления туфов встречаются единичные мелкие (мощностью не более 3 *мм*) прожилки, сложенные мелкозернистыми агрегатами апофиллита, который выделялся здесь после десмина, морденита, целестино-барита и предшествовал исландскому шпату. Более обильны скопления апофиллита на месторождении в туфах на р. Дагалдын. Здесь фиксируется несколько генераций апофиллита в ассоциации с белым десмином, ломонтитом, анальцимом и исландским шпатом. Апофиллит наиболее поздней генерации завершает процесс минералообразования на этом месторождении: небольшие (0,2—0,4 *см*) короткопризматические его кристаллы нарастают на поверхности граней исландского шпата.

В долеритах на р. Мархая апофиллит по времени кристаллизации более отдален от исландского шпата. Образуясь после хлорита и кальцита ранней генерации, он предшествует кристаллизации

цеолитов (10 разновидностей — натролит, десмин, гейландит, шабазит, морденит, левинит, томсонит и др.). Отмечаются две генерации апофиллита: первая — в кальцит-апофиллитовых жилах, где длинношестоватые индивиды более раннего кальцита цементируются апофиллитом; вторая — мелкие длиннопризматические кристаллики находятся в небольших гнездах в сообществе с цеолитами и исландским шпатом. На базисном сколе молочно-белых кристаллов апофиллита иногда отчетливо заметен полупрозрачный крест, отражающий секториальное строение апофиллита. Подобную неоднородность отмечает также И. Костов (1963 г.) для апофиллитов Болгарии.

В жеодах сфероидов шаровых лав апофиллит на р. Гончак образует друзы хорошо ограненных коротко- и длиннопризматических кристаллов величиной до 3 *см* по ребру. Размеры таких жеод до 25 *см* в поперечнике. В их призальбандовых частях наблюдаются сфероидальные выделения буровато-зеленого хлорита и пластинчатого гейландита. Суженная часть жеод заполнена мелкозернистым сливным апофиллитом, переходящим к середине в индукционные тесно сросшиеся кристаллы с отдельными призматическими гранями, а в раздувах — в кристаллы свободного роста, приближающиеся по форме к кубу.

Иногда кристаллы апофиллита уплощены за счет неравномерного развития смежных граней призмы и имеют хорошо развитые дипирамидальные грани и грань пинакоида. Призматические грани местами покрыты вертикальной штриховкой, параллельной ребру. На пинакоидальных гранях, а также внутри кристаллов в залеченных трещинах по спайности отмечаются своеобразные фигурки роста в виде очень слабо приподнятых тетрагональных дипирамидок.

Апофиллит часто имеет зональное строение, выражающееся в чередовании молочно-белых и полупрозрачных слоев. Последние обычно занимают центральную часть кристаллов, белые — периферическую, но бывают и обратные взаимоотношения.

Химический состав исследованного апофиллита близок к теоретическому; несколько отличается от него пониженным содержанием окиси Na (*аналитик Н. А. Тихонова, ВИМС*): $SiO_2$ 51,60%; $Al_2O_3$ 0,32%; $Fe_2O_3$ 0,05%; FeO — следы; CaO 24,94%; MgO 0,02%; $Na_2O$ 0,12%; $K_2O$ 4,00%; F 2,62%; $CO_2$ 0,97%; $H_2O^+$ 15,79%, сумма компонентов 100,43%. Кристаллохимическая формула минерала: $K_{0,83}Ca_{4,1}[Si_8O_{20,31}]F_{0,74} \cdot 8H_2O$.

Спектральным анализом в апофиллите устанавливаются примеси марганца и титана в количестве 0,001%, меди и ванадия от 0,0001 до 0,001% и бария 0,003%. Показатели преломления не отличаются от обычных: $n_e = 1{,}537$; $n_0 = 1{,}534$.

Термограммы четырех образцов апофиллита из разных месторождений в общем сходны: на них имеется по два четких эндотермических эффекта при температурах 340—370 и 450—470° С. Кривые потери веса показывают, что резкое убывание веса минерала

происходит в интервале температур 20—500° С, что, по-видимому, соответствует полному удалению цеолитной воды.

Группа лейцита. Эта группа представлена только одним минеральным видом — анальцимом.

Анальцим относится к числу наиболее распространенных минералов. Некоторые исследователи (Дмитриев, 1963) признают за ним позднемагматическое происхождение в тех случаях, когда он наблюдается в интерстициях среди породообразующих минералов субщелочных долеритов.

Анальцим часто заполняет миндалины округлой, червеобразной и неправильной формы в базальтах и долеритах, величина которых может достигать 1—3 *см*. Зернистые его скопления отмечаются в составе халцедоновых и цеолитовых прожилков, в призальбандовых их частях.

На месторождениях исландского шпата встречаются метакристаллы и кристаллы анальцима свободного роста. В результате гидротермального метасоматоза по туфам образуются иногда идеально ограненные в форме тетрагонтриоктаэдров метакристаллы величиной до 1—1,5 *см*, насыщенные включениями вмещающей породы, придающими им пепельно-серый цвет, а также хлорита и окислов железа, тогда окраска их грязно-пятнистая. На р. Джекинде в экзоконтактах интрузивных тел встречаются мощные зоны существенно анальцимизированных (так называемых бобовидных) туфов, в которых содержание таких метакристаллов анальцима, сцементированных пепловым и обломочным материалом, достигает 80—90%.

Кристаллы анальцима свободного роста находятся в гнездах, полостях и трещинах. Самые большие скопления таких кристаллов отмечены в шаровых лавах по р. Нидым, где их величина в поперечнике достигает 10 *см*. Кристаллы здесь прекрасно ограничены, с гладкими и блестящими поверхностями граней, местами несущих специфическую скульптуру. Цвет их молочно-белый, вблизи граней имеются полупрозрачные и прозрачные зоны.

В миндалекаменных базальтах на р. Гончак встречаются оригинальные друзы кристаллов лимонитизированного желтоватого анальцима, нанизанных, подобно гроздьям, на сталагмитоподобном халцедоне (рис. 39). Отдельные кристаллы анальцима, относящиеся к поздним его генерациям, наблюдаются наросшими на гейландите (см. рис. 41), апофиллите, а также исландском шпате.

Химический состав анальцима с р. Мархаи следующий: $SiO_2$ 55,64%; $Al_2O_3$ 22,36%; $Fe_2O_3$ 0,097%; FeO следы; MgO следы; $Na_2O$ 12,80%; $H_2O^+$ 8,40%, сумма окислов 99,30%. Кристаллохимическая формула минерала: $Na_{0,09}[Al_{0,97}Si_{2,04}O_6] \cdot 1{,}02\,H_2O$.

Спектральным анализом в анальциме обнаружены примеси марганца, меди, бария.

Показатели преломления различных образцов колеблются в пределах $n = 1{,}480 - 1{,}487 \pm 0{,}002$. Изредка отмечается аномальное двупреломление.

Кривые нагревания нескольких образцов анальцима обнаруживают один эндотермический эффект при 400—440° С, отвечающий выделению основного количества воды. Кривая потери веса свидетельствует о начале выделения небольшого количества воды в интервале 200—400° С. Интересно, что у анальцима, в отличие от цеолитов, отсутствует способность вновь поглощать воду после дегидратации (Рожкова, Ершова, Андрусенко, 1962).

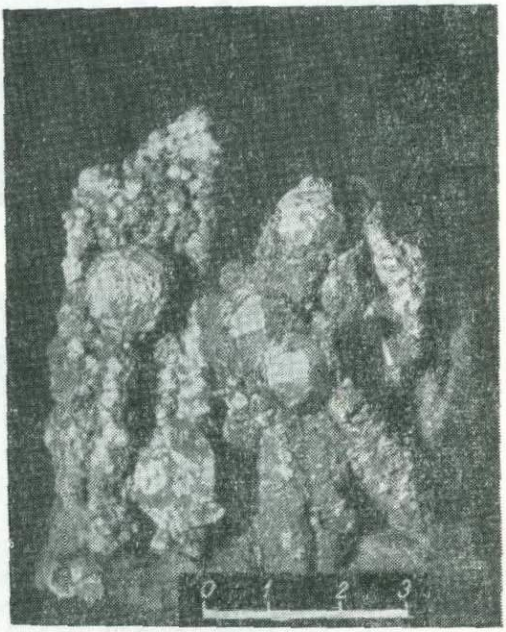



Рис. 39. Кристаллы анальцима на пальцевидном халцедоне

Цеолиты. Минералы этой группы являются самыми тесными спутниками исландского шпата в парагенетических сообществах, в которых встречаются представители всех подгрупп цеолитов.

В подгруппу шабазита входят три минерала: шабазит, ломонтит и редкий левинит. На р. Мархае отмечается (М. Е. Крековым) присутствие гмелинита.

Шабазит представлен белой и красноватой разновидностями. Белый шабазит найден в жеодах магнетит-долеритовой брекчии на р. Мункамбе в виде одиночных псевдокубических кристаллов размером до 1,5 *см* по ребру и их друзовых сростков (рис. 40, *а*) и сплошных зернистых масс в миндалинах измененных долеритов. Красный и розовато-оранжевый шабазит в заметных скоплениях установлен на р. Мархае. Грани кристаллов шабазита часто ступенчатого строения. Вблизи их поверхности местами наблюдаются прозрачные и полупрозрачные участки. Иногда встречаются двойники прорастания. Показатели преломления (в иммерсии) несколько различаются у белой и розовато-оранжевой разновидно-










Рис. 40. Цеолиты подгруппы шабазита:

*а* — белый шабазит, *б* — левинит, *в* — ломонтит

**Химический состав цеолитов подгруппы шабазита**

| Окислы | Шабазит | | Левинит | | Ломонтит | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Белый, р. Мункамба | Розовато-оранжевый, р. Мархая | 1 | 2 | Из миндалин в долеритах, р. Мархая | Из миндалин в мандельштейне, р. Гончак, скв., глуб. 50 *м* |
| $SiO_2$ | 45,94 | 47,26 | 47,88 | 46,18 | 50,28 | 51,32 |
| $TiO_2$ | Не обн. | 0,02 | Не обн. | Не обн. | 0,02 | 0,01 |
| $Al_2O_3$ | 20,41 | 18,80 | 21,52 | 21,09 | 22,36 | 22,30 |
| $Fe_2O_3$ | 0,47 | 0,26 | Не обн. | 0,04 | 0,12 | 0,10 |
| FeO | Следы | Следы | „ „ | Не обн. | Следы | Следы |
| CaO | 9,73 | 8,60 | 9,06 | 10,44 | 11,46 | 11,40 |
| MgO | 0,20 | 0,12 | 0,08 | 0,07 | Не обн. | 0,10 |
| $Na_2O$ | 0,07 | 2,08 | 2,32 | 1,50 | 0,65 | 0,47 |
| $K_2O$ | 1,20 | 2,50 | 0,21 | 0,40 | 0,26 | 0,22 |
| $H_2O^-$ | 8,40 | 3,28 | 3,94 | 1,99 | 2,19 | 1,32 |
| $H_2O^+$ | 14,02 | 17,82 | 14,63 | 18,48 | 12,36 | 11,78 |
| $CO_2$ | 0,55 | — | — | — | 0,52 | 0,32 |
| $P_2O_5$ | 0,06 | — | — | — | — | 0,03 |
| $SO_3$ | 0,01 | — | — | — | — | — |
| Сумма | 101,06 | 100,74 | 99,64 | 100,19 | 100,22 | 99,37 |
| Аналитик | Е. Н. Герасимова, Л. М. Панина (ГУЦР) | Н. К. Кускова (ВИМС) | Царева (ИГЕМ) | Н. А. Тихонова (ВИМС) | Н. К. Кускова (ВИМС) | Ферштатер, Болдырева |

Кристаллохимические формулы

розовато-оранжевого шабазита $(Ca, Mg, Na, K)_4[Al_{2,4}Si_{4,1}O_{12}]\cdot 6{,}1H_2O$;

левинита 1 $(Ca_{1,5}, Na_{0,5})_2(Al_2Si_8O_{20,71})\cdot 10H_2O$;

левинита 2 $(Ca_{1,56}Na_{0,33}, K_{0,04})_{1,93}(Al_2Si_{7,16}O_{38,13})\cdot 9{,}55H_2O$;

ломонтита с р. Гончак $(Ca_{0,47}Na_{0,03}K_{0,01})_{0.51}(Al_{1,01}Si_{1,98}O_{5,95})\cdot 4H_2O$.

стей шабазита: у белого $n_g = 1{,}483$, $n_p = 1{,}481$; у окрашенного, который иногда двуосен, $n_g = 1{,}495$, $n_m = 1{,}493$, $n_p = 1{,}486 - 1{,}489$, $2V$ (+) у белого и (—) у розовато-оранжевого.

Состав обеих разновидностей шабазита приведен в табл. 35.

Спектральным анализом установлено, что состав элементов-примесей различен в зависимости от окраски минерала. В розовато-оранжевом шабазите на один порядок больше железа, магния, марганца, титана, но несколько меньше меди, а также никеля и хрома. Для обеих разновидностей очень характерно большое (более 1%) содержание бария и стронция.

Рентгеноструктурным анализом красноватого шабазита (табл. 36) установлены дополнительные значения межплоскостных расстояний, не свойственных шабазиту, но характерных для целестина. Это наряду со значительной примесью стронция и бария (по данным спектрального анализа) позволяет предположить присутствие в составе шабазита микроскопических включений целестина или барито-целестина: близость ионных радиусов Sr, Ba и Ca допускает изовалентный изоморфизм между этими катионами в решетке шабазита. Наличием этих примесей, по-видимому, объясняется также несколько повышенные показатели преломления в розовато-оранжевом шабазите.

Таблица 36

**Результаты рентгенометрического анализа образца белого шабазита из месторождения дайкового типа (р. Мункамба)**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8 | 9,25 | 1 | 2,76 | 1 | 1,588 | 1 | 1,186 |
| 2 | 6,95 | 1 | 2,69 | 4 | 1,553 | 1 | 1,168 |
| 2 | 6,18 | 3 | 2,59 | 2 | 1,517 | 3 | 1,153 |
| 2 | 5,57 | 4 | 2,475 | 2 | 1,483 | 2 | 1,122 |
| 3 | 5,02 | 3 | 2,29 | 1 | 1,445 | 2 | 1,093 |
| 1 | 4,69 | 4 | 2,08 | 5 | 1,413 | 3 | 1,068 |
| 8 | 4,30 | 2 | 1,995 | 1 | 1,360 | 1 | 1,058 |
| 3 | 3,89 | 1 | 1,900 | 1 | 1,342 | 1 | 1,058 |
| 5 | 3,55 | 2 | 1,867 | 4 | 1,322 | 1 | 1,050 |
| 1 | 3,445 | 5 | 1,810 | 1 | 1,303 | 1 | 1,039 |
| 5 | 3,216 | 4 | 1,725 | 2 | 1,279 | 1 | 1,032 |
| 10 | 2,91 | 3 | 1,641 | 2 | 1,260 | 1 | 1,017 |
| | | | | 1 | 1,224 | 3 | 1,010 |
| | | | | 4 | 1,195 | 3 | 0,9966 |

Термический анализ дает характерные кривые нагревания с одним эндотермическим эффектом, соответствующим выделению цеолитной воды в интервале от 200 до 300° С, и одним экзотермическим эффектом около 900° С, указывающим на фазовое превращение обезвоженного шабазита.

Левинит встречен нами только на р. Мархая в интенсивно цеолитизированных долеритах по стенкам отдельных жеод совместно с шабазитом, гейландитом и десмином, средняя часть которых занята одним или несколькими кристаллами исландского шпата (см. рис. 40, *б*). Кристаллы левинита имеют таблитчатую форму с шестигранным сечением, хорошо развитыми гранями пинакоида (0001) и ромбоэдра (0111) и узкими полосками граней призмы (1010). Длина кристаллов до 1,3 *см*; цвет белый, местами минерал полупрозрачен; спайность по ромбоэдру. Под микроскопом оптически отрицателен, одноосен, $n_o = 1{,}503$; $n_e = 1{,}497$. Удельный вес 2,09. Химический состав левинита приведен в табл. 35.

Обе полученные формулы левинита отличаются от приведенных у Дэна повышенным в 2 раза количеством окиси кремния и в 1,5 раза воды.

Дифференциальная кривая нагревания левинита имеет один довольно широкий эндотермический эффект в интервале от 50 до 350° С (что соответствует потере веса 16,53%) и слабо выраженный экзотермический эффект при 950° С. Рентгенограмма приведена в табл. 37.

Таблица 37

**Результаты рентгенометрического анализа образца левинита с р. Мархая**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5 | 10,88 | 2 | 2,58 | 2 | 1,540 | 4 | 1,198 |
| 7 | 7,94 | 1 | 2,495 | 2 | 1,504 | 3 | 1,138 |
| 1 | 6,70 | 1 | 2,377 | 2 | 1,474 | 3 | 1,085 |
| 1 | 6,70 | 1 | 2,214 | 1 | 1,431 | 3 | 1,073 |
| 1 | 5,62 | 1 | 2,130 | 3 | 1,405 | 3 | 1,057 |
| 7 | 5,07 | 1 | 2,014 | 3 | 1,344 | 2 | 1,032 |
| 10 | 4,576 | 2 | 1,934 | 3 | 1,344 | 3 | 1,016 |
| 10 | 4,08 | 2 | 1,877 | 3 | 1,320 | 3 | 0,9941 |
| 3 | 3,36 | 4 | 1,775 | 3 | 1,283 | | |
| 9 | 3,096 | 4 | 1,661 | 4 | 1,244 | | |
| 9 | 2,80 | 3 | 1,574 | 4 | 1,244 | | |

Ломонтит в гидротермально-измененных долеритах на р. Мархая выделяется в самостоятельных прожилках мощностью до 1 *см* или совместно с десмином, нарастая на нем в виде корочки. В жеодах он образует шаровидные конкреции, состоящие из розетковидных шестоватых агрегатов молочно-белых или розоватых кристаллов с характерной клиновидной головкой (см. рис. 40, *в*). На гранях иногда наблюдается вертикальная штриховка. Минерал очень хрупкий, твердый, с трудом чертится иглой. При нажиме раскалывается на очень мелкие угловатые прозрачные осколки.

В шлифе ломонтит оптически отрицательный, $2V$ небольшой, удлинение положительное. Показатели преломления ломонтита

в иммерсии следующие: $n_g = 1{,}525 - 1{,}522$; $n_m = 1{,}519 - 1{,}522$; $n_p = 1{,}513$; $cNg = 38 - 41°$. Диффрактограмма минерала подтверждает его диагностику. На кривой нагревания обозначаются два эндотермических эффекта при температурах 290 и 490°, потеря веса составляет 19,35%. Химическими анализами двух образцов из разных месторождений установлена близость их составов (см. табл. 35).

Спектральным анализом в ломонтите обнаружены: Ba, Sr, Ti по 0,01—0,03%; Cr 0,001%; Cu 0,001—0,003%; Ga 0,007—0,009%; Mn 0,0003%.

Из подгруппы натролита — томсонита доминирует натролит при подчиненном развитии томсонита, мезолита, сколецита и гоннардита.

Натролит наиболее интенсивно развит в пироксен-цеолитовых (существенно натролитовых) породах на реках Джекинде и Мархае. Здесь он выполняет крупные (до 10 *см*) жеоды и представлен лучистыми толстоигольчатыми (до 1 *мм*) агрегатами прозрачных длиннопризматических кристаллов, иногда с хорошо развитыми головками, несущими грани дипирамиды (111). Тонкоигольчатые снежно-белые радиальнолучистые агрегаты натролита, подобно инею, покрывают стенки мелких пустот. Часто прожилки мощностью до 15 *см* сложены сливными молочно-белыми или розоватыми розетковидными агрегатами чистого натролита либо в срастании с зернистым сахаровидным десмином. Нередко натролит окрашен гидроокислами железа и меди в ярко-желтый, изредка красный и бирюзовый цвет.

Химический состав белого натролита следующий: $SiO_2$ 47,10%; $Al_2O_3$ 26,56%; $Fe_2O_3$ 0,11%; $TiO_2$ 0,01%; CaO 1,08%; MgO 0,06%; $Na_2O$ 13,96; $K_2O$ 0,06; $CO_2$ 0,88%; $H_2O^+$ 9,63%; сумма окислов 99,45. Кристаллическая формула минерала: $Na_{1,17}[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$.

Спектральным анализом установлены примеси Mg, Sr, Ba (сотые доли процента), Cu, Ti, Cr, Ga, Be (тысячные доли процента).

Показатели преломления, измеренные в иммерсии для многих образцов, очень близки между собой: $n_g = 1{,}491 - 1{,}493$; $n_m = 1{,}481 - 1{,}482$; $n_p = 1{,}479 - 1{,}481$.

Кривые нагревания для нескольких образцов аналогичны: имеют один четкий и глубоко выраженный эндоэффект в интервале 420—450° С.

На месторождении дайкового типа на р. Мункамбе натролит полностью замещен кварцем и халцедоном; он определяется только по форме замещенных кристаллов и редким реликтам, которые отчетливо наблюдаются в шлифе в виде разрозненных столбиков среди заместившего их агрегата мелких зернышек кварца. Показатели преломления столбчатых зерен типичны для натролита. Показатели преломления белых и розовых псевдоморфных кристаллов отвечают кварцу и халцедону: для белых кристаллов $n_g = 1{,}543 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}537 \pm 0{,}002$; для розовых кристаллов $n_g = 1{,}549 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}541 \pm 0{,}002$. Псевдоморфный кварц и хал-

цедон представляют собой толстоигольчатые агрегаты радиально расходящихся кристаллов длиной до 2—3 *см*, обрастающие стенки жеод в кремнисто-карбонатной породе. Ширина этих длиннопризматических кристаллов от долей миллиметра до 1 *мм*. Цвет белый или желтовато-бурый из-за ожелезненной карбонатной пленки. Местами они сливаются в лучистые тонкоигольчатые агрегаты розового цвета, слагающие отдельные прожилки мощностью до 1 *см*.

Томсонит заполняет идеально круглые миндалины в гидротермально-измененной породе на р. Мархая и встречается в сложных цеолитовых жеодах в виде шаровидных желваков диаметром до 5 *см*, которые обрастают десмином или натролитом. Томсонит в этих желваках тонкоигольчатый, белого цвета, с шелковистым блеском. Его сливные плотные агрегаты имеют радиальнолучистое строение. По внешнему виду томсонит сходен с натролитом и без точного определения свойств их легко спутать.

Показатели преломления томсонита в иммерсии следующие: $n_g = 1{,}528 \pm 0{,}002$; $n_m = 1{,}525 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}52 \pm 0{,}002$. Проведенные рентгеноструктурные (табл. 38) и термические исследования подтвердили диагностику томсонита. Кривая нагревания образца тоже подобна типовой термограмме томсонита.

Таблица 38

**Результаты рентгенометрического анализа образца томсонита с р. Мархая**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2 | 9,25 | 10 | 2,674 | 4 | 1,716 | 4 | 1,310 |
| 2 | 7,13 | 6 | 2,565 | 2 | 1,680 | 4 | 1,301 |
| 10 | 6,54 | 1 | 2,465 | 2 | 1,618 | 3 | 1,281 |
| 7 | 5,86 | 4 | 2,411 | 6 | 1,607 | 3 | 1,281 |
| 2 | 5,07 | 7 | 2,238 | 3 | 1,548 | 1 | 1,257 |
| 10 | 4,63 | 8 | 2,179 | 3 | 1,576 | 5 | 1,211 |
| 8 | 4,33 | 1 | 2,119 | 2 | 1,530 | 6 | 1,188 |
| 7 | 4,01 | 2 | 2,053 | 1 | 1,500 | 2 | 1,167 |
| 1 | 3,81 | 1 | 1,988 | 9 | 1,459 | 5 | 1,135 |
| 10 | 3,49 | 3 | 1,940 | 3 | 1,434 | 3 | 1,071 |
| 9 | 3,15 | 2 | 1,872 | 1 | 1,415 | 4 | 1,059 |
| 10 | 2,940 | 7 | 1,810 | 3 | 1,485 | 1 | 1,042 |
| 10 | 2,834 | 1 | 1,743 | 1 | 1,327 | 3 | 1,022 |

Гоннардит в незначительных количествах обнаружен на р. Гончак. Это первая находка минерала на территории СССР. Вместе с гейландитом и морденитом он выполняет мелкие (3—5 *мм*) пустоты в сфероидах шаровых лав. В дресве скопления радиальнолучистых сферолитов гоннардита слагают гнезда диаметром не более 1 *см* с извилистыми контурами.

Минерал имеет желтовато- или розовато-кремовый цвет, шелковистый блеск. Форма кристаллов длиннопризматическая или тонкоигольчатая; толщина игл — сотые доли миллиметра. Длина —

до 8 *мм*. В иммерсии минерал бесцветен и прозрачен; показатели преломления несколько ниже обычных для данного минерала: $n_g = 1{,}492 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}486 \pm 0{,}002$; $n_g - n_p = 0{,}006$.

Порошковая рентгенограмма (табл. 39) сходна с эталонной, приведенной в справочнике В. И. Михеева (1957). Линии, не характерные для эталонного гоннардита, могут быть объяснены примесью близкого к нему томсонита.

Таблица 39

**Результаты рентгенометрического анализа гоннардита с р. Гончак**

| Гоннардит с р. Гончак | | Эталонный гоннардит | | Эталонный томсонит | |
|---|---|---|---|---|---|
| $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | $I$ | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ |
| 3 | 8,0 | | | 3 | 8,6 |
| 3 | 7,1 | | | | |
| 3 | 6,2 | 7 | 6,9 | | |
| 3 | 5,7 | 8 | 5,9 | 8 | 5,8 |
| 3 | 4,8 | 7 | 4,6 | 8 | 4,67 |
| 4 | 4,4 | 7 | 4,35 | 4 | 4,35 |
| 8 | 4,0 | | | 4 | 4,07 |
| 5 | 3,8 | 2 | 3,72 | 2 | 3,84 |
| 3 | 3,4 | 2 | 3,54 | 8 | 3,48 |
| 4 | 3,3 | 7 | 3,27 | 8 | 3,30 |
| 10 | 2,94 | 1 | 1,94 | | |
| 3 | 2,81 | | | 8 | 2,85 |
| 6 | 2,58 | 6 | 2,62 | 8 | 2,66 |
| 2 | 2,289 | 6 | 2,21 | 4 | 2,26 |
| 1 | 2,143 | | | 6 | 2,16 |
| 2 | 1,932 | 4 | 1,98 | 4 | 1,95 |
| 5 | 1,816 | 6 | 1,83 | 2 | 1,88 |
| 5 | 1,695 | 7 | 1,66 | 6 | 1,71 |
| 4 | 1,620 | 4 | 1,61 | | |
| 1 | 1,53 | 5 | 1,55 | 6 | 1,58 |
| 3 | 1,39 | 5 | 1,40 | 4 | 1,38 |
| 3 | 1,360 | 6 | 1,34 | 2 | 1,34 |
| 3 | 1,295 | 4 | 1,308 | 4 | 1,284 |
| 2 | 1,245 | 5 | 1,248 | 2 | 1,26 |
| 1 | 1,170 | 2 | 1,189 | 2 | 1,172 |

Полного химического анализа гоннардита из-за малого количества материала произвести не удалось. По данным спектрального анализа в нем присутствуют следующие элементы (%): Si, Al>10; Mg 2,0; Ca 7,0; Fe 1,0; Na 0,6; Mn 0,1; V 0,0004; Cu 0,0005; Ti 0,003.

К подгруппе гейландита—филлипсита относятся самые распространенные десмин, гейландит, морденит и очень редкий гармотом (р. Мархая).

Гейландит наиболее распространен в шаровых лавах на реках Нидым и Гончак, где его таблитчато-ромбовидные кристаллы достигают 10 *см* в длину (рис. 41). Они имеют изогнутую с черепитчатым строением поверхность граней. В гидротермально-

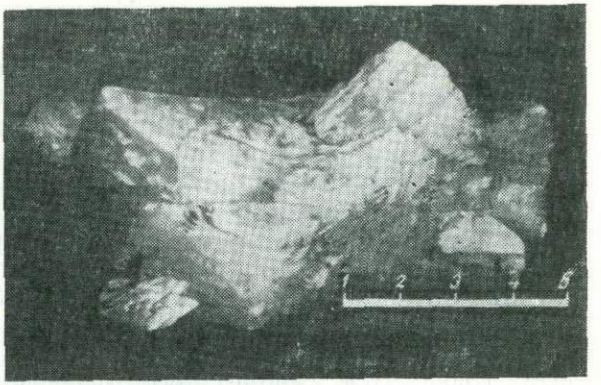
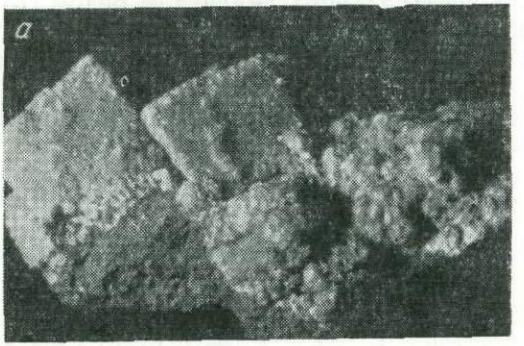


Рис. 41. Седловидные агрегаты кристаллов гейландита с р. Гончак



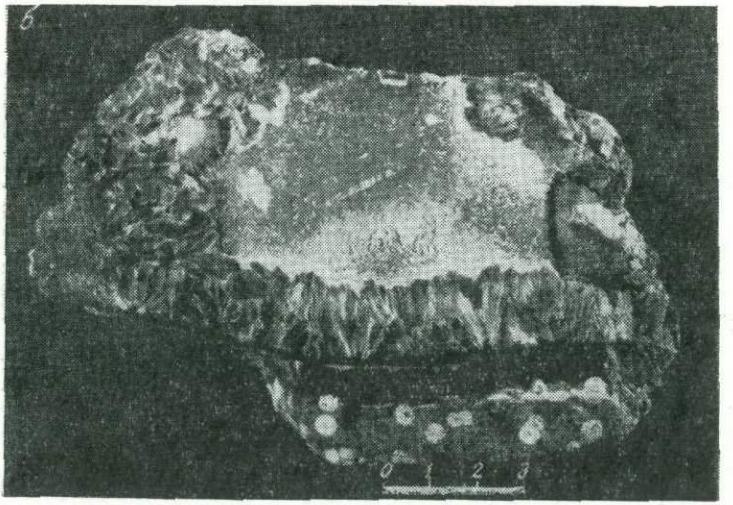




Рис. 42. Десмин псевдоморфный по шабазиту (*а*) и образующий псевдографические срастания (*б*)

измененных долеритах на реках Мархая и Мункамбы боченковидные его кристаллы более мелкие (до 1, реже 3 *см*). От всех других цеолитов гейландит отличается перламутровым блеском.

Встречаются белые, розовато-желтые, бурые, мясо-красные и изредка зеленоватые разновидности гейландита с постепенной сменой окраски. Розовая и бурая окраска гейландита, вероятно, обусловлена мельчайшими (до 1,0 *мм* в диаметре) лепешковидными включениями гидроокислов железа буровато-красного цвета, что также подтверждается наличием в них примесей железа (0,3—0,7%) и марганца (0,01—0,02%); кроме того, из примесей присутствуют Ti (0,5—1%), Cu (0,004%) и V (0,0007—0,002). Зеленоватая окраска гейландита объясняется, видимо, повышенным содержанием в нем магния (до 1%). В образцах зеленоватого гейландита содержатся, кроме того, включения мелкочешуйчатого хлорита.

По данным спектрального анализа в белом гейландите установлено большое содержание стронция и бария (до 3—7%), а также присутствие серебра (0,0007—0,0009) и бериллия (0,0004—0,00006%).

Разница в составе разноокрашенных образцов гейландита ощутима и по их химическому анализу (табл. 40).

Таблица 40

**Химический состав гейландита из месторождений дайкового (бурый) и штокового (белый) типов**

| Окислы | Бурый гейландит | Белый гейландит |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55,68 | 55,62 |
| $TiO_2$ | — | Следы |
| $Al_2O_3$ | 16,79 | 17,29 |
| $Fe_2O_3$ | 0,55 | 0,16 |
| $FeO$ | 0,76 | Следы |
| $CaO$ | 8,85 | 6,73 |
| $MgO$ | — | 0,30 |
| $Na_2O$ | 0,56 | 2,20 |
| $K_2O$ | 0,76 | 0,92 |
| $BaO$ | — | 0,11 |
| $SrO$ | — | 0,17 |
| $SO_3$ | 0,02 | — |
| $H_2O^-$ | 4,72 | 1,75 |
| $H_2O^+$ | 11,90 | 13,55 |
| $CO_2$ | — | 0,65 |
| Сумма . . . | 100,59 | 99,45 |

Анализы проведены в ВНИИСИМС.

Кристаллохимические формулы

бурого гейландита $(Ca_{0,92}Na_{0,21}K_{0,03})_{1,16}[Al_{0,96}Si_{2,98}O_{7,96}]\cdot 5,1H_2O$;

белого гейландита $(Na, K, Ca, Ba)_{1,2}[Al_{2,15}Si_{5,85}O_{0,16}]\cdot 5,4H_2O$.

Показатели преломления, определенные в иммерсии, колеблются в зависимости от окраски: $n_g$ от 1,486 у светло-желтого до 1,502 у розового; $n_p$ соответственно от 1,484 до 1,498, $2V$ 40—50°; удлинение положительное, двуосный, $cNg = 6 - 10°$; отмечается дисперсия оптических осей. Рентгенограмма гейландита (табл. 41) по значениям межплоскостных расстояний для главных линий довольно близка с эталонной (Михеев, 1957), но отличается по плоскостям с малыми углами отражения, а также наличием дополнительных линий, которые, очевидно, обусловлены примесями карбоната.

Таблица 41

**Результаты рентгенометрического анализа образца бурого гейландита из месторождения дайкового типа (р. Мункамба)**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3 | 9,25 | 10 | 2,926 | 3 | 1,714 | 7 | 1,230 |
| 6 | 8,68 | 5 | 2,774 | 1 | 1,686 | 2 | 1,192 |
| 2 | 7,82 | 5 | 2,70 | 1 | 1,661 | 2 | 1,179 |
| 3 | 6,54 | 3 | 2,506 | 3 | 1,641 | 2 | 1,162 |
| 1 | 5,80 | 4 | 2,406 | 4 | 1,581 | 2 | 1,153 |
| 6 | 5,02 | 1 | 2,36 | 2 | 1,558 | 1 | 1,141 |
| 3 | 4,61 | 6 | 2,28 | 5 | 1,517 | 3 | 1,128 |
| 3 | 4,30 | 1 | 2,214 | 7 | 1,477 | 2 | 1,117 |
| 9 | 3,90 | 6 | 2,07 | 2 | 1,445 | 6 | 1,082 |
| 1 | 3,69 | 2 | 2,00 | 6 | 1,438 | 4 | 1,070 |
| 1 | 3,51 | 7 | 1,946 | 1 | 1,380 | 6 | 1,058 |
| 3 | 3,375 | 7 | 1,900 | 8 | 1,353 | 8 | 1,044 |
| 1 | 3,23 | 6 | 1,867 | 1 | 1,337 | 8 | 1,011 |
| 1 | 3,096 | 2 | 1,820 | 5 | 1,297 | | |
| 8 | 3,00 | 8 | 1,766 | 1 | 1,264 | | |

Кривая нагревания двух образцов гейландита дает характерные для гейландита эндотермические эффекты при 240 и 410° С, соответствующие скачкообразному выделению цеолитной воды. Потеря основного количества воды происходит до 300° С.

Десмин является наиболее распространенным среди цеолитов на месторождениях в интрузивных траппах. Он проявлен весьма разнообразно. На месторождении штокового типа (р. Мархая) рассеян в пироксен-цеолитовой породе (составляет иногда до 85% ее объема) в виде мелких (до 1 *мм*) таблитчатых кристаллов шестигранного сечения. В жеодах десмин выделяется в виде сноповидных двойниковых агрегатов, почковидных и шаровидных конкреций кремового цвета диаметром до 5 *см*, а также в форме своеобразных кубических образований оранжевого цвета, представляющих собой псевдоморфозу по шабазиту (рис. 42, *а*). Оригинальны также пальцеобразные выделения десмина, обрастающие шестоватые агрегаты кальцита. В прожилках мощностью до 45 *см* десмин кристаллизуется в виде пластинчатых и радиально-

лучистых агрегатов розовато-желтого цвета, часто окаймляющих гнезда с исландским шпатом. Кроме того, встречаются прожилки зернистого белого сахаровидного десмина, образующего псевдографические срастания с пластинчатым десмином оранжевого цвета (рис. 42, *б*).

На месторождении дайкового типа по р. Мункамбе выделяются несколько генераций этого минерала. Десмин первой генерации обычно наблюдается в зальбандах мощных кальцитовых жил и маломощных прожилков, а также образует симметрично-зональные и асимметрично-зональные кальцит-десминовые, иногда многослойные прожилки.

Десмин второй генерации (очень незначительное количество) кристаллизуется одновременно с исландским шпатом, что подтверждается наличием корочек десмина на поверхности внутренних частей футлярообразных кристаллов исландского шпата. Десмин третьей генерации нарастает на поверхности граней отдельных кристаллов исландского шпата.

Прожилки десмина наиболее обильны в боковых рассланцованных частях трапповых даек, а его скопления в гнездах встречаются повсеместно в измененной магнетит-долеритовой брекчии и кремнисто-карбонатных телах. Агрегаты десмина среди цемента брекчии окрашены в серый, почти черный цвет, очевидно, включениями гидроокислов железа.

Величина отдельных сноповидных и радиальнолучистых друз кристаллов десмина до 5—7 *см* в поперечнике. Отдельные пластинчатые кристаллы, включенные в исландский шпат, имеют размеры от долей миллиметра до 0,5—1 *см*.

Оптические константы десмина следующие: низкое двупреломление, небольшой $2V$ $(-)$, слабая дисперсия оптических осей $(r<v)$, удлинение отрицательное, $cNg=3-4°$. Показатели преломления в иммерсии несколько колеблются в зависимости от окраски: $n_g=1{,}502-1{,}504\pm0{,}002$; $n_m=1{,}495-1{,}498\pm0{,}002$; $n_p=1{,}491-1{,}492\pm0{,}002$.

Химический состав десмина из месторождений дайкового типа (р. Мункамба), штокового типа (р. Мархая) и в зонах дробления туфов (реки Чамба и Дагалдын) сходен (табл. 42).

Спектральными анализами в десмине обнаружены следующие примеси: Cu, Sr по 0,01—0,001%; Ti 0,01—0,003%; Mn 0,001—0,003%; Ba 0,001%; Co, Be, Ag — следы.

На дифференциальных кривых нагревания различных образцов десмина имеется один типичный эндотермический эффект, соответствующий выделению цеолитной воды в интервале от 200 до 300° С в количестве 17,64%, а иногда второй при 900° С, соответствующий фазовому превращению обезвоженного десмина. Для многих образцов фиксируется, кроме того, в разной степени оформленный экзотермический эффект при 500° С, природа которого неясна.

Рентгенограмма порошка (табл. 43) дает диффракционную картину десмина, близкую к эталонной (Михеев, 1957).

Таблица 42

**Химический состав десмина из месторождений исландского шпата**

| Окислы | р. Мункамба | р. Мархая | | | р. Чамба | р. Дагалдын |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| $SiO_2$ | 54,10 | 55,90 | 56,00 | 54,82 | 53,44 | 54,34 |
| $TiO_2$ | Следы | 0,02 | 0,10 | Следы | 0,01 | 0,01 |
| $Al_2O_3$ | 17,04 | 16,41 | 16,42 | 16,85 | 17,38 | 15,90 |
| $Fe_2O_3$ | 0,40 | 0,13 | 0,62 | 0,12 | 0,38 | 0,09 |
| FeO | Следы | Следы | Следы | Следы | 0,006 | Следы |
| CaO | 9,36 | 8,16 | 7,72 | 7,38 | 7,34 | 9,48 |
| MgO | 0,30 | 0,05 | 0,15 | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| $Na_2O$ | 1,84 | 1,20 | 1,02 | 1,48 | 1,88 | 1,12 |
| $K_2O$ | 0,28 | Не обн. | Не обн. | 0,06 | 0,10 | Не обн. |
| SrO | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,04 | Не опр. |
| $H_2O^-$ | 2,20 | 1,59 | 1,34 | 1,02 | 1,22 | 1,27 |
| $H_2O^+$ | 14,08 | 16,36 | 15,97 | 17,40 | 17,17 | 16,19 |
| $CO_2$ | 0,14 | 1,03 | 1,33 | 0,47 | 0,63 | 2,22 |
| Сумма | 99,74 | 100,85 | 100,67 | 99,60 | 99,60 | 100,62 |

Анализы проведены в ВНИИСИМС.

Кристаллохимические формулы

Обр. 2 $(Ca, Na, Mg)_{1,04}\,[Al_{2,06}Si_{5,99}O_{16}]\cdot 6{,}1H_2O$

Обр. 3 $(Ca, Na, Mg)_{0,97}\,[Al_{2,06}Si_{5,99}O_{16}]\cdot 6{,}1H_2O$

Обр. 4 $(Ca, Na)_{1,08}\,]Al_{2,13}Si_{5,95}O_{16}]\cdot 6{,}5H_2O$

Обр. 6 $(Ca, Na)_{1,02}\,[Al_{2,06}Si_{5,99}O_{16}]\cdot 6{,}4H_2O$

Таблица 43

**Результаты рентгенометрического анализа десмина из месторождения дайкового типа (р. Мункамба)**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 10 | 8,95 | 4 | 2,54 | 1 | 1,657 | 1 | 1,246 |
| 3 | 5,07 | 2 | 2,435 | 5 | 1,578 | 3 | 1,229 |
| 6 | 4,61 | 2 | 2,32 | 4 | 1,536 | 1 | 1,197 |
| 10 | 4,00 | 2 | 2,21 | 3 | 1,426 | 1 | 1,165 |
| 3 | 3,69 | 4 | 2,02 | 1 | 1,397 | 1 | 1,087 |
| 4 | 3,31 | 1 | 1,883 | 1 | 1,367 | 1 | 1,060 |
| 3 | 3,13 | 2 | 1,810 | 3 | 1,347 | 1 | 1,029 |
| 9 | 2,97 | 1 | 1,771 | 3 | 1,299 | 1 | 1,013 |
| 3 | 2,74 | 1 | 1,729 | 1 | 1,281 | | |

Морденит встречается в спутанно-волокнистых ватоподобных агрегатах снежно-белого цвета, которые выстилают полости, пустоты, слагают прожилки в мандельштейнах и цементируют мелкообломочный материал шаровых лав. Содержание его в последних иногда до 50% объема породы. В туфах и долеритах морденит образует тонкие игловидные кристаллы.

Показатели преломления морденита, определенные в иммерсии, следующие: $n_g = 1{,}482 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}478 \pm 0{,}002$.

На кривых нагревания эндо- и экзоэффекты очень слабо выражены. По кривой потери веса устанавливается, что всю воду (в среднем 15,8%) минерал теряет до 300° С.

Химический состав морденита следующий: $SiO_2$ 65,90%; $TiO_2$ 0,01%; $Al_2O_3$ 12,40%; $Fe_2O_3+FeO$ 0,13%; $MnO_2$ 0,01%; $MgO$ 0,10%; $CaO$ 3,37%; $Na_2O$ 3,20%; $K_2O$ 0,14%; $H_2O^-$ 4,58%; $H_2O^+$ 9,92%; $P_2O_5$ 0,01%; F 0,01; сумма компонентов 99,78%. Структурная формула минерала: $(Ca_{0,48}Mg_{0,02}Na_{0,084}K_{0,02})\ [Al_2Si_{8,95}O_{21,62}] \cdot 6H_2O$. Спектральным анализом в мордените установлены примеси титана (0,07%), хрома (0,001%) и меди (0,0007%).

Рентгенограмма морденита характеризуется бо́льшим числом линий, чем эталонная (табл. 44).

Таблица 44

**Результаты рентгенометрического анализа морденита с р. Гончак**

| $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ | $I$ | $\frac{d_\alpha}{n}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3 | 8,8 | 9 | 4,54 | 1 | 2,76 | | |
| 2 | 8,25 | 2 | 4,25 | 2 | 2,63 | 4 | 1,95 |
| 2 | 7,9 | 1 | 4,1 | 5 | 2,55 | 2 | 1,91 |
| 1 | 7,6 | 10 | 4,02 | 3 | 2,52 | 2 | 1,87 |
| 1 | 7,3 | 3 | 3,92 | 2 | 2,46 | 2 | 1,84 |
| 3 | 7,1 | 2 | 3,88 | 2 | 2,41 | 7 | 1,815 |
| 2 | 6,7 | 1 | 3,84 | 1 | 2,35 | 1 | 1,71 |
| 8 | 6,4 | 1 | 3,60 | 2 | 2,31 | 3 | 1,684 |
| 7 | 5,8 | 2 | 3,48 | 2 | 2,28 | 1 | 1,62 |
| 3 | 5,3 | 10 | 3,40 | 4 | 2,23 | 2 | 1,58 |
| 2 | 5,15 | 3 | 3,34 | 2 | 2,17 | 2 | 1,53 |
| 1 | 4,91 | 9 | 3,21 | 1 | 2,12 | 3 | 1,520 |
| 2 | 4,75 | 8 | 3,03 | 2 | 2,08 | | |
| 3 | 4,65 | 3 | 2,87 | 5 | 1,99 | | |

## ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Как уже отмечено, на месторождениях в вулканогенно-обломочных породах и интрузивных траппах (Ангаро-Вилюйский район) проявлены продукты двух минеральных формаций — карбонатно-железорудной и цеолит-кальцитовой, в то время как на месторождениях в эффузивных траппах (Путоранский район) развита минерализация только второй формации.

Специфические черты гидротермальной минерализации на месторождениях оптического кальцита обусловлены поствулканическим характером гидротермальной деятельности в траппах, протекавшей на небольших глубинах при сравнительно невысоких и быстро снижавшихся температурах и давлениях. Это определило преобладающую форму кристаллизации минерального вещества в условиях свободного пространства, уменьшение роли гидротермально-метасоматических процессов по направлению к дневной поверхности, зональное и ритмично-зональное строение минеральных тел с наличием колломорфных текстур, телескопирование минеральных продуктов различной температуры образования и т. п.

Рассмотрим особенности гидротермальной минерализации раздельно для каждой группы месторождений исландского шпата.

На месторождениях в эффузивных траппах наиболее интенсивно минерализованы базальтовые покровы нижненидымской подсвиты, включающие горизонты шаровых лав и пористых мандельштейнов. Особенно обильно минеральное насыщение в богатых вулканическим стеклом шаровых лавах: в них много цеолитов (в основном морденита и гейландита), глинистых минералов и минералов групп хлорита, гидрослюды, а также скоплений кальцита. В компактных, лучше раскристаллизованных базальтах и мандельштейнах преобладает жильный яшмовидный и натечный халцедон, а цеолиты развиты гораздо слабее. В связи с этим на месторождениях гончакского типа выделяются два резко отличающихся минерализованных горизонта: цеолит-кальцитовый в линзах шаровых лав и халцедон-кальцитовый в миндалекаменных базальтах под шаровыми лавами. Очевидно, тем же обусловлена горизонтальная зональность в распределении апофиллита и анальцима на этих объектах и вертикальная зональность цеолитовой минерализации на месторождениях нидымского типа (Четвериков, 1959).

Выделяются следующие виды минеральных тел: миндалины, жеоды, гнезда, жилы и прожилки, морфология которых зависит от формы вмещающих полостей. Идеально круглую, эллипсовидную и караваеобразную форму имеют миндалины, жеоды и гнезда первичномагматического происхождения. Неправильная с извилистыми контурами форма свойственна гнездам, сформированным при значительном участии процессов выщелачивания мелкообломочного материала шаровых лав. Жилы и прожилки, приуроченные к трещинам в базальтах и мандельштейнах, имеют клиновидную или линейно расщепленную форму и субвертикальное или пологое залегание. Преобладающим является гнездовый и жильно-гнездовый тип минерализации.

Сообщества минералов на месторождениях группируются в три основные парагенетические ассоциации:

1) палагонит, сапонит, голубоватый халцедон, мелкозернистый кальцит, цеолиты. Эта ассоциация обычна для состава миндалин и ранних прожилков в мандельштейнах и сфероидах шаровых лав. Она довольно строго выдерживается в вертикальном разрезе туфо-

лавовой толщи на большом (до 300 *м*) интервале (Гуринова, 1964). Лишь в самых верхних горизонтах характер ассоциации изменяется до существенно хлоритовой и халцедон-пренит-хлоритовой, которая наиболее распространена в северных районах лавового поля (бассейны рек Виви, Тембенчи, Ямбукана). Минеральное выполнение миндалин и мелких жеод простое. Они бывают сложены одним либо двумя-тремя минералами этой ассоциации, чаще всего *халцедоном, кальцитом, сапонитом. Минеральный* состав миндалин обычно соответствует составу призальбандовых частей жильно-гнездовых тел;

2) натриево-кальциевые, реже натриевые и кальциевые цеолиты (морденит, гейландит, десмин, натролит, ломонтит, томсонит, сколецит, гоннардит и др.), анальцим, апофиллит, сапонит, монтмориллонит, селадонит, жильный блоковый и крупношестоватый полупрозрачный кальцит и исландский шпат. Это типичная минеральная ассоциация шаровых лав, наиболее полно проявленная на месторождениях нидымского типа;

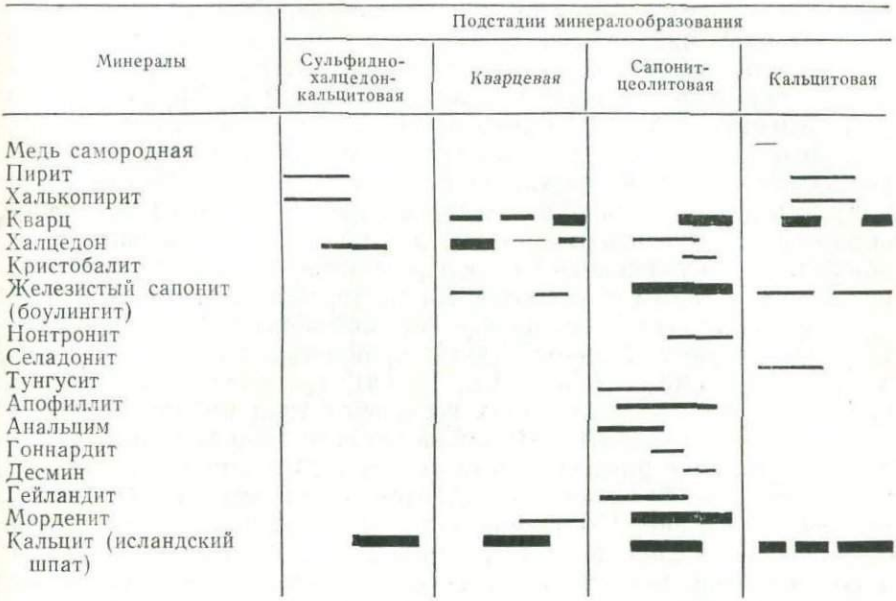
3) яшмовидный цветной или фарфоровидный белый халцедон, кварц, аметист, исландский шпат, в подчиненном количестве цеолиты (*морденит, гейландит*), *анальцим, сапонит*. Эта *ассоциация* характерна для месторождений в мандельштейнах и слабо проявлена в шаровых лавах. На месторождениях в миндалекаменных базальтах она обычно выражена кварц-халцедоновым комплексом метаколлоидного характера.

Минералы двух последних ассоциаций участвуют в сложении крупных (мощностью до 30—50 *см*) гнезд и жил, которые, как правило, имеют ритмично-зональное строение. В общем виде от периферии к центру развиваются мелкозернистый или зерновидный кальцит, халцедон, сапонит, морденит, иногда анальцим или апофиллит, крупнокристаллический (блоковый) кальцит и кристаллы исландского шпата. Стенки полостей и трещин как бы бронированы корковидными игольчатыми агрегатами и кремнистыми сталагмитоподобными натечными образованиями халцедона, которые препятствуют проникновению загрязняющих примесей от субстрата; благодаря этому кристаллы исландского шпата из таких полостей лишены вростков морденита и характеризуются высоким качеством. В последующих минеральных зонах жильно-гнездовых тел могут наблюдаться самые разнообразные сочетания минералов этих ассоциаций с образованием сложной зональности. Чередование нескольких генераций двух или трех основных минералов обусловливает ритмичную зональность строения минеральных тел. На месторождениях гончакского типа в их составе выделяется по 5—6 генераций халцедона, кварца, сапонита и кальцита и по 2—3 генерации *морденита и анальцима, что свидетельствует*, по М. С. Васильевой (1970), о длительности процесса минералообразования и о пульсационном поступлении растворов.

Порядок выделения главных минералов в названных парагенетических ассоциациях примерно одинаков: халцедон → кварц → са-

Таблица 45

**Последовательность выделения минералов на месторождениях исландского шпата в миндалекаменных базальтах (гончакский тип) в кварц-цеолит-кальцитовую стадию минералообразования**




понит → цеолиты → кальцит (табл. 45). В первую очередь выделялся корковидный халцедон. Затем периодически повторялись главные минералы (аналогичные фазы, по А. В. Скропышеву, 1960) — халцедон, кальцит, железистый сапонит, сульфиды и лишь отдельные минералы — тунгусит, апофиллит, и все цеолиты (гоннардит, гейландит, десмин, кроме морденита) выделялись однократно. Минералообразование протекало в одну длительную стадию, которая подразделяется на четыре подстадии и завершается выделением основной массы прозрачной разновидности кальцита (исландского шпата). Кристаллизация его сопровождалась образованием небольшого количества глинистых минералов, гидрослюды (селадонита), халцедона и сульфидов.

Таким образом, общая закономерность в порядке кристаллизации выражается в образовании вначале простых кремнеземистых соединений, к которым затем добавляются калиево-натриевые и натриево-кальциевые алюмосиликаты, которые постепенно снова сменяются простыми соединениями кремния и кальция. Кристаллохимическая эволюция минерального вещества проявлялась в последовательной смене минералов с простыми структурами сложными силикатами каркасных структур, в свою очередь переходящими к силикатам с листовыми структурами. Происходит также геохимическое перераспределение элементов-примесей: их состав

изменяется, а количество убывает к концу гидротермального процесса. Корковидный халцедон выступает в качестве своего рода геохимического барьера, являясь коллектором основного количества акцессорных примесей.

На месторождениях в интрузивных траппах гидротермальная минерализация характеризуется иными чертами. Ее особенность заключается в проявлении в начале минералообразования сильного гидротермального метасоматоза, приводившего к выделению больших количеств цеолитовых новообразований, сочетающихся с метасоматическими скарновыми минералами. Такое телескопирование возникает благодаря большому температурному интервалу, а также изменениям параметров среды минералообразования при неоднократных внутриминерализационных подвижках. Это обусловливает то большое разнообразие минеральных продуктов, которым отличаются эти месторождения (см. табл. 12).

Гидротермально-метасоматические новообразования скарнового типа локализуются в эндоконтактах трапповых тел и по трещинам в них, слагая маломощные (до 10 *см*) приконтактовые зоны и прожилки. На месторождениях штокового типа на них накладываются хлорит-кальцит-монтмориллонитовые глиноподобные образования, а также разнообразные цеолиты. Местами среди метасоматически новообразованных цеолитов отмечается (К. Ф. Гурьянов, Ю. Я. Касьян, 1965) вертикальная зональность: анальцим и натролит снизу вверх постепенно сменяются натриево-кальциевыми и кальциевыми цеолитами — томсонитом, гейландитом, десмином, ломонтитом, шабазитом, сколецитом, стеллеритом и лобанитом.

Помимо скарновых и цеолитовых минералов среди существенно преобразованных пироксен-цеолитовых гидротермальных метасоматитов присутствуют анальцим, новообразованный диопсид и сфен, количество которого местами достигает 25%. В стекловатых и палагонитовых долеритах преобладают новообразования цеолит-хлоритовой группы (из хлоритов шамозит и диабантин). Для минерального состава жил и гнезд на месторождениях штокового типа характерно резкое преобладание цеолитов над другими минералами. Морденит, доминирующий среди цеолитов на месторождениях в эффузивных породах, здесь очень редок и вместо него превалирует десмин и натролит. Минералы группы кремнезема распространены не широко. На месторождениях дайкового типа жильный мелкокристаллический и шестоватый кальцит наиболее развит по сравнению со всеми другими минералами.

Все многообразие минеральных видов на месторождениях в интрузивных траппах охватывается тремя основными парагенетическими ассоциациями:

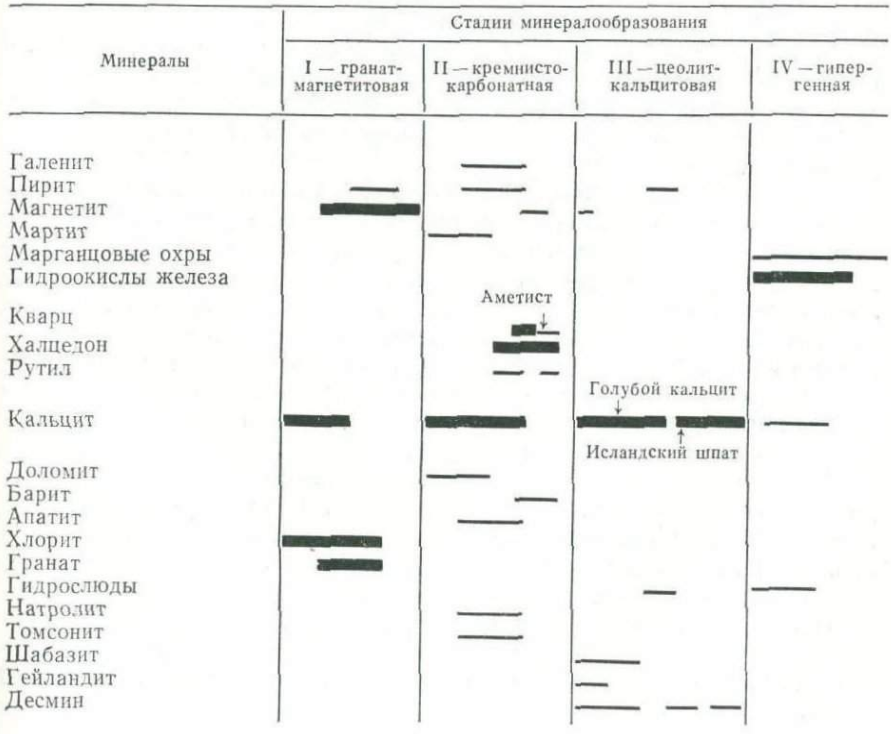
1) высокотемпературная скарновая — метасоматический кальцит, гранат (гроссуляр—андрадит), вилюит, диопсид или салит, магнетит, апатит, хлорит (дженкинсит, афросидерит и др.). Эта ассоциация близка по составу к основной минеральной железорудной ассоциации ангаро-илюмского типа;

2) среднетемпературная — мелкозернистый кальцит, доломит, сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, редко сфалерит), апатит, барит, целестин, флюорит, халцедон, кварц, натролит, томсонит. Этот ряд минералов характерен для месторождений дайкового типа, а на большинстве месторождений штокового типа отсутствует или проявлен очень слабо;

3) низкотемпературная — хлориты (диабантин, прохлорит), анальцим, сфен, натролит, томсонит, шабазит, левинит, ломонтит, десмин, гейландит, сколецит, лобанит, стеллерит, иногда халцедон, жильный мелкокристаллический и шестоватый кальцит, крупнокристаллический кальцит (исландский шпат), монтмориллонит. Эти существенно цеолитовые минеральные сообщества являются основными спутниками исландского шпата; на месторождениях в штокообразных интрузивах они образуют настолько значительные скопления, что сами по себе могут рассматриваться как самостоятельные месторождения шабазита, десмина, натролита и некоторых других цеолитов, которые можно использовать в промышленности в качестве высокомолекулярных фильтров. Порядок выделения основных гидротермальных минералов для месторождений дайкового типа показан в табл. 46.

Таблица 46

**Последовательность выделения основных гидротермальных минералов месторождения дайкового типа**



Для цеолитов на месторождениях штокового типа по многочисленным наблюдениям их взаимоотношений в сростках устанавливается такая последовательность образования: после анальцима первыми выделялись натриевые цеолиты (натролит, мезолит), которые сменялись кальциево-натриевыми (томсонит, шабазит, гейландит, левинит, десмин, ломонтит) и затем цеолитами существенно кальциевого состава (стеллерит, сколецит, лобанит). В выпадении отдельных цеолитов было несколько циклов, последний из которых имел место уже после кристаллизации исландского шпата, судя по наростам десмина, анальцима и др. на поверхности граней кристаллов последнего.

На месторождениях дайкового типа преобладает жильная форма минерализации, а на месторождениях штокового типа — гнездовая. Строение отдельных минеральных тел показано на рис. 17. Кальцитовые жильные тела крустификационного строения содержат по нескольку камер с большим числом кристаллов исландского шпата, а в гнездах, окаймленных цеолитами, как правило, по одному, реже несколько кристаллов. В минерализованных погребах на месторождении дайкового типа гигантские кристаллы кальцита нарастают только на нижние стенки, а верхние обычно обрушены (см. рис. 16).

На месторождениях в вулканогенно-обломочных породах минерализация наиболее проста и однообразна — всего около 15 минеральных видов. Кальцита здесь несравненно больше, чем остальных минералов. В зонах дробления прижерловых фаций туфов преобладает наложенная минерализация в виде заполнения открытых полостей и трещин. Она представлена двумя парагенетическими ассоциациями минералов, чаще пространственно разобщенными;

1) мелко- и среднекристаллический жильный кальцит, сульфиды (пирит, халькопирит, анальцим). Эта ассоциация широко проявлена только в прижерловых крупнообломочных фациях агломератовых туфов на месторождениях илимпейского типа. Она является типичным проявлением фумарольной вулканической деятельности. Здесь развита довольно мощная зона окисления в которой преобладают окислы и гидроокислы железа и марганца, лимонит в виде землистых скоплений бурого и буровато-желтого цвета, переходящий в ярко-желтый ярозит; в небольшом количестве встречается гипс и целестино-барит;

2) анальцим, цеолиты (натролит, морденит, мезолит, гейландит, десмин), пиролюзит, блоковый желтый или бурый кальцит, апофиллит, исландский шпат. Из этих парагенных минералов анальцим иногда ассоциирует с сульфидами; на некоторых месторождениях интенсивно проявлен апофиллит.

Последовательность минералообразования, как и на месторождениях в траппах, в основном зависит от концентрации в растворах кремнезема и окиси кальция, а сопоставление ассоциаций говорит о большой роли серы в процессе минералообразования.

Наличие нескольких генераций кальцита и анальцима свидетельствует о периодичном обновлении состава растворов. Эндогенная минерализация, как и на других типах месторождений, завершалась ростом крупных кристаллов исландского шпата, позже которого иногда формировались апофиллит и анальцим. Гипергенная минерализация усиленно происходила в резко окислительной обстановке. Возможно, гипергенное происхождение имеет натроярозит желтого и красновато-бурого цвета (Еремеев, 1967).

Нельзя не отметить еще одну весьма характерную особенность минерализации, заключающуюся в широком развитии псевдоморфоз, возникающих из-за неустойчивости некоторых ранее выпавших минералов в условиях обновленной среды. Наиболее часто псевдоморфизм развивается между кварцем (халцедоном) и цеолитами, а также апофиллитом, полное замещение которого кварцем (аналогичное описанному А. Е. Ферсманом, 1952) наблюдается на р. Гончак. По апофиллиту же развиваются псевдоморфозы железистого сапонита (Кудряшова, 1962), а также цеолитов, но отмечаются и обратные соотношения: на р. Нидым апофиллит в свою очередь полностью замещает радиальнолучистые агрегаты натролита. Вследствие легкого обмена щелочными элементами взаимозамещения проходят и между минералами цеолитовой группы: очень своеобразные полые кубические псевдоморфозы оранжевого десмина по шабазиту встречаются на р. Мархая. Оригинальны также псевдоморфозы халцедона по морденит на р. Гончак, приобретающие тонкоигольчатое или слоисто-зональное (пальцевидный халцедон) строение. Известны псевдоморфозы граната по вилюиту и монтмориллонита по анальциму в так называемых бобовидных туфах на р. Джекинде. На месторождении дайкового типа широко развиты описанные выше псевдоморфозы халцедона и кальцита по магнетиту и мартиту.

# ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ

В настоящее время не оставляет сомнений важная роль включений растворов в минералах. Н. П. Ермаковым (1950, 1957, 1966 и т. д.) и вслед за ним многими другими советскими и зарубежными учеными было показано соответствие содержимого включений минералообразующим растворам. Поэтому экспериментальное изучение физического и химического состояния включений позволяет получить объективную информацию о термодинамических параметрах минералообразующей среды: агрегатном состоянии, температуре, давлении и химическом составе растворов. Это направление генетической геохимии и минералогии выделилось сейчас в самостоятельную ветвь — термобарогеохимию эндогенных процессов (см. «Советская геология», № 7, 1969).

Результаты многолетних исследований жидких включений в оптическом кальците, проведенных нами для познания генезиса его месторождений совместно с Е. Я. Киевленко (Киевленко, 1958, 1959, Андрусенко, Киевленко, 1966, 1968), в последнее время были пополнены изучением включений в сопутствующих минералах (при участии Д. Н. Хитарова и частично М. С. Васильевой).

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАСТВОРОВ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ

### Термометрия жидких включений в кальците (исландском шпате)

Исландский шпат как прозрачный минерал очень удобен для разнообразных экспериментов с содержащимися в нем многочисленными жидкими включениями, величина которых до 2—3 *см*. В таких включениях иногда содержится до 1,5 $см^3$ минералообразующего раствора.

По генезису в соответствии с терминологией Н. П. Ермакова (1950), которому принадлежат первые опыты с включениями в кальците, последние классифицируются на первичные — сингенетические, мнимовторичные — субсингенетические и вторичные — эпигенетические. Вторичные включения не характеризуют условий

кристаллизации кальцита, так как возникли по трещинам в уже полностью образовавшемся минерале. Первичные и мнимовторичные при комнатной температуре в исландском шпате почти всегда двухфазовые — газово-жидкие с высокой плотностью, т. е. жидкая фаза занимает 80—98% объема вакуоли. Как установлено нами в самое последнее время (Андрусенко, Киевленко, 1968; Андрусенко, Клиентова, 1968), изредка встречаются первичные многофазовые включения, содержащие твердые минеральные фазы (рис. 43). Вторичные включения большей частью однофазовые — жидкие.

В исландском шпате очень много аномальных включений с изменившейся плотностью законсервированного раствора:

1) «расшнурованные» включения, образование которых происходило при быстром залечивании трещин или при разделении вакуолей сложной неравновесной формы (Леммлейн, 1951); 2) нарушенные включения, возникшие благодаря утечке жидкости по оперяющим микро- и макротрещинам, что особенно характерно для крупных включений, которые в связи с этим чаще, чем мелкие, имеют ненормально большой газовый пузырек; 3) включения, соприкасающиеся с вростками цеолитов, благодаря кристаллогидратным свойствам которых часть воды удаляется из таких включений (Скропышев, 1957).

Первичные включения по положению в кристаллах бывают одиночными или сгруппированными в пирамидах нарастания граней, зонах роста и по следам движения ребер. Они могут располагаться также по иррациональным направлениям — на индукционной поверхности соприкосновения одновременно растущих индивидов, по границам между внутренним и наросшим после некоторого перерыва внешним футлярообразным кристаллом, нередко они примыкают к вросткам посторонних минералов или глинистых частиц.

В тесной зависимости от кристаллографического положения и механизма возникновения находится и морфология включений. Различаются четыре основные морфологические группы жидких включений в исландском шпате:

1) включения правильной или приблизительно правильной формы — негативные кристаллы, в которых стенки вакуолей полностью или частично ограничены в виде отрицательных скаленоэдров и ромбоэдров (рис. 44); оси симметрии таких вакуолей и минерала-«хозяина» ориентированы одинаково. При частичном ограничении включения имеют изометричную, клиновидную, треугольную и т. п. форму, которая, очевидно, зависит от устойчивости той или иной грани к вырождению в процессе скелетного роста кристалла. К этой же группе относятся пластинчатые шестиугольные включения, отвечающие форме выщелоченных из исландского шпата кристаллов десмина;

2) включения трубчатой, каналообразной и игольчатой формы, расположенные параллельно ребрам кристалла. Длина их во

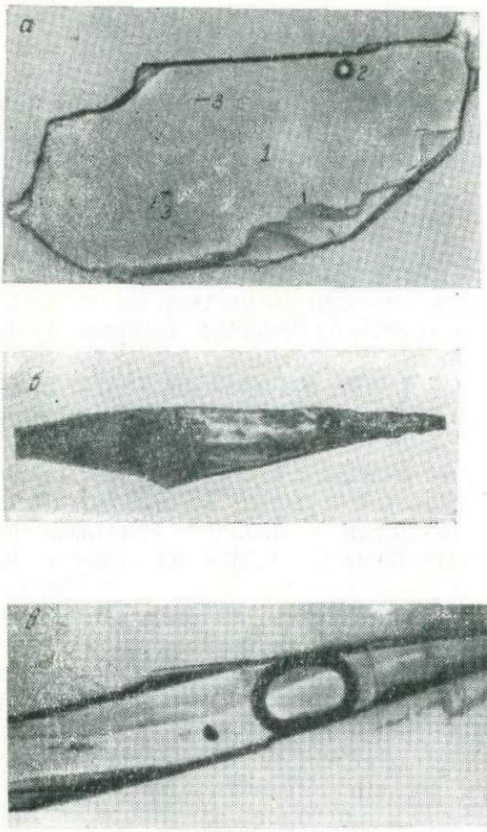



Рис. 43. Многофазовые включения в исландском шпате

Цифры на фото: 1 — жидкая фаза; 2 — газовая фаза; 3 — твердая фаза (в *а* игольчатый цеолит, в *б* халькопирит, в *в* сапонит)

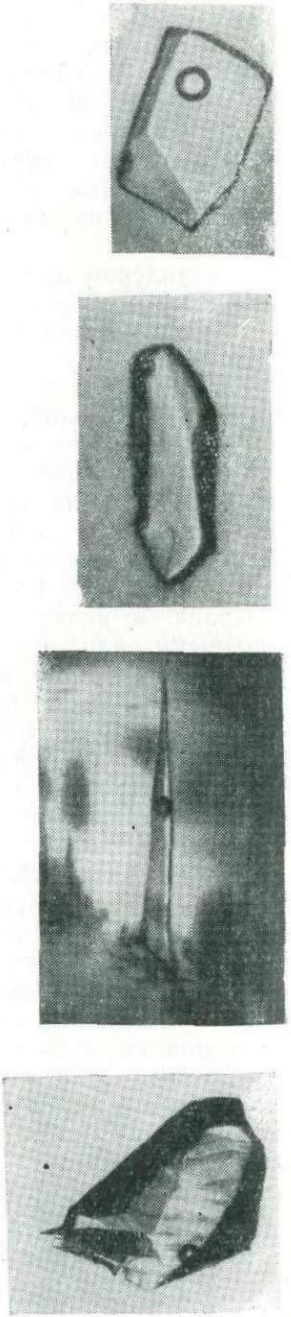


Рис. 44. Ограненные жидкие включения в исландском шпате

много (иногда в 50) раз превышает ширину. Сечение таких вакуолей округлое, треугольное или трапециевидное, концы их расщеплены или частично ограничены (рис. 45);

3) включения неправильной, иногда причудливой формы — булавовидные, башневидные, серповидные, дисковидные (рис. 46) и т. п., а также сравнительно изометричные, но с очень неровными («рваными») краями, что, очевидно, обусловлено быстрой кристаллизацией или растворением стенок вакуолей агрессивными (недосыщенными) растворами включений. Своеобразие башневидных и дисковидных включений с концентрически-ступенчатым рельефом поверхности стенок вакуолей объясняется спиральным ростом на гранях кристалла;

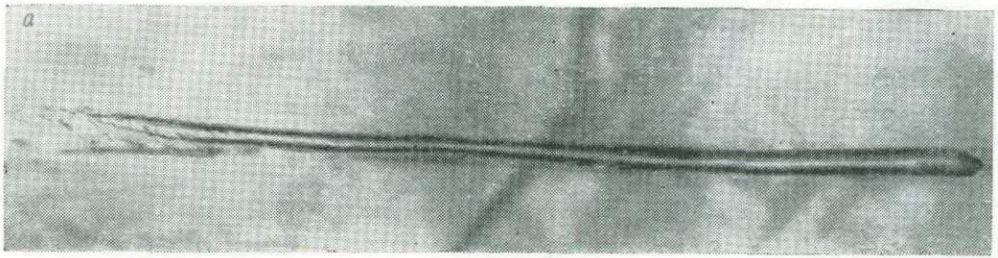
4) уплощенные включения с четкими прямолинейно-коленчатыми и извилистыми контурами. Такой облик свойствен вторичным и мнимовторичным включениям, которые отличаются от первичных также по эллипсовидной (сплющенной) форме газового пузырька.

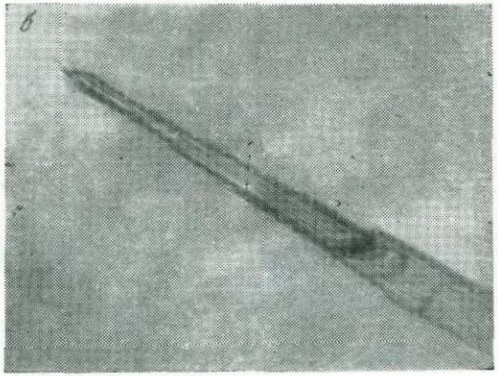
Температура кальцитообразования выяснялась путем гомогенизации включений. Второй широко известный метод декрепитации (взрывания) включений для кальцита непригоден ввиду его совершенной спайности и других особенностей физических свойств (Андрусенко, Киевленко, 1966; Хетчиков, Самойлович, 1968).

Термометрический метод основан на предположении о кристаллизации минералов в гомогенной среде и первоначально гомогенном состоянии захваченного раствора. В дальнейшем из-за естественного снижения окружающей температуры гомогенность включения нарушается: в результате сокращения объема жидкости при остывании в вакуоли включения создается вакуум, который заполняется газовой фазой, состоящей из паров жидкости. При нагревании включение вновь становится гомогенным, а температура гомогенизации (при учете соответствующих поправок) отвечает минимально возможной температуре кристаллизации минерала. Разница между истинной температурой минералообразования и температурой гомогенизации зависит в первую очередь от давления и отчасти от плотности, концентрации и солевого состава растворов (Ермаков, 1965; Шапошников, Ермаков, 1968; Наумов, Балицкий, Хетчиков, 1966).

Для термометрических исследований пригодны только первичные и мнимовторичные включения, сохранившие герметичность. Первичные включения характеризуют температурный режим образования тех зон кристалла, в которых они находятся; мнимовторичные — температуру залечивания сингенетичных трещин в доросставших кристаллах.

Термометрия кальцита имеет свои особенности, связанные с его физическими свойствами (совершенная спайность, хрупкость и т. п.). Для каждой группы включений в зависимости от их размеров и толщины препарата подбирается определенный темп нагревания (в среднем не более 10° в 15 минут). Из-за трудности визуального выявления аномальных включений опыты необходимо



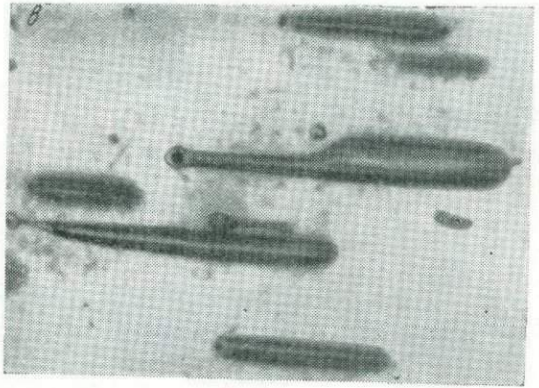
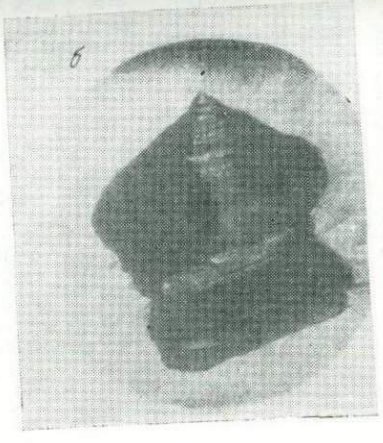
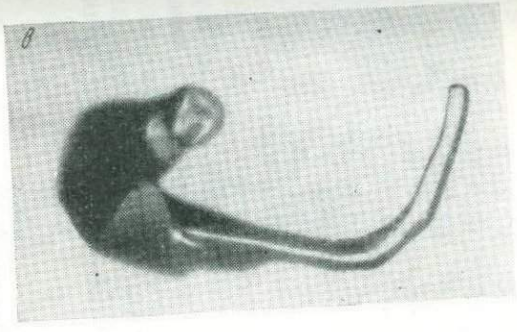




Рис. 45. Удлиненные включения в исландском шпате



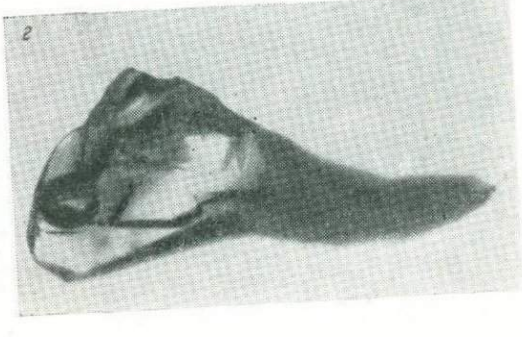




Рис. 46. Включения в исландском шпате:
*а* — дисковидное, *б* — башневидное, *в* — серповидное, *г* — булавовидное

дублировать и учитывать только воспроизводимые результаты. Достоверными можно считать данные по гомогенизации многих включений, обработанные статистическим способом, для чего строятся статистические кривые в координатах температура гомогенизации — число замеров, позволяющие графически определить область наиболее достоверных температур гомогенизации. Обычно на таких кривых отмечается один-два хорошо выраженных максимума, характеризующих надежные температурные интервалы (Киевленко, 1958$_1$). Для измерения плотности растворов подбирались включения наиболее правильной геометрической формы. Все включения в исландском шпате гомогенизируются в жидкую фазу. Наблюдаемая иногда мнимая гомогенизация нарушенных включений в газовую фазу дает ложные результаты, так как газовый пузырек при нагревании таких аномальных включений еще больше увеличивается из-за утечки раствора по трещинам; охлаж-

Таблица 47

**Температуры гомогенизации и коэффициенты заполнения жидких включений (при 20° С) в кристаллах исландского шпата сибирских месторождений**

| Тип месторождений | Вмещающие породы | Температура гомогенизации | | | Коэффициент заполнения жидкостью при 20° С | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | минимальная | максимальная | средняя | минимальный | максимальный | средний |
| Гончакский | Миндалекаменные базальты | 40 | 200 | 60 | 0,88 | 0,99 | 0,98 |
| | Шаровые лавы | 50 | 139 | 66 | 0,85 | 0,97 | 0,96 |
| Шпатовский | Мандельштейны | 51 | 117 | 82 | 0,90 | 0,97 | 0,94 |
| | | 70 | 120 | 77 | 0,97 | 0,99 | 0,98 |
| Нидымский | Шаровые лавы | 54 | 138 | 96 | 0,89 | 0,96 | 0,92 |
| | | 48 | 119 | 67 | 0,90 | 0,97 | 0,96 |
| Илимпейский | Прижерловые фации туфов | 43 | 117 | 72 | 0,90 | 0,97 | 0,95 |
| | | 40 | 42 | 40 | 0,97 | 0,98 | 0,98 |
| Чуньско-чамбинский | Мелкообломочные туфы и туфопесчаники | 30 | 141 | 81 | 0,91 | 0,99 | 0,96 |
| | | 25 | 141 | 72 | 0,91 | 0,99 | 0,97 |
| | | 92 | 112 | 102 | 0,90 | 0,93 | 0,92 |
| | | 96 | 117 | 104 | 0,75 | 0,94 | 0,85 |
| Штоковый | Субщелочные долериты | 94 | 153 | 110 | 0,84 | 0,93 | 0,91 |
| | | 91 | 157 | 99 | 0,93 | 0,93 | 0,91 |
| | | 100 | 180 | 134 | 0,90 | 0,96 | 0,92 |
| Дайковый | Долериты нормального ряда | 80 | 220 | 125 | 0,80 | 0,97 | 0,91 |

дение таких включений не приводит к восстановлению исходного соотношения фаз. Результаты термометрических исследований приведены в табл. 47.

В целом температуры гомогенизации жидких включений в исландском шпате из различных месторождений Сибирской платформы сравнительно низкие: от 30—40° С на месторождениях в зоне дробления туфов чуньско-чамбинского типа до 220° С на месторождениях дайкового типа.

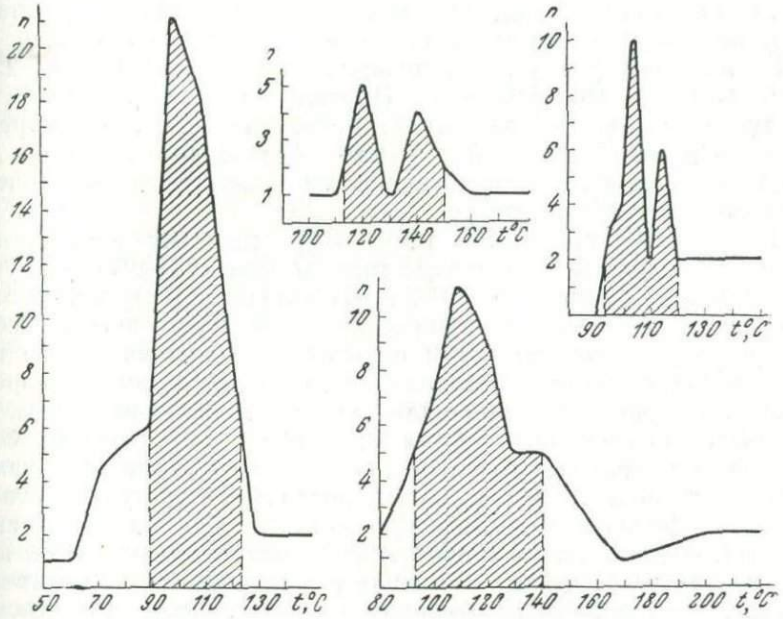



Рис. 47. Статистические кривые гомогенизации жидких включений в исландском шпате различных месторождений

*n* — число замеров. Заштрихованы достоверные интервалы температур

Сравнение статистических кривых гомогенизации (рис. 47) показывает совмещение максимумов у однотипных месторождений, подтверждая тем самым сходство термодинамических параметров их образования. Для месторождений в эффузивных траппах область наиболее вероятных температур минералообразования, ограниченная пиками статистических кривых, охватывает интервал от 40 до 180° С, для месторождений в интрузивных траппах — от 90 до 140° С.

Исследования по термометрии включений кристаллов показали, что температуры гомогенизации включений из разных зон значительно колеблются, причем отмечались случаи, когда гомогенизация включений в более поздних зонах происходит при более высокой температуре, чем в ранее образованных (внутренних) частях

кристалла, что связано, по-видимому, с пульсацией растворов. Так выглядит ход гомогенизации жидких включений в кристалле секториального строения с р. Мархая (Андрусенко, Киевленко, 1966) и аналогично — в кристаллах исландского шпата из месторождений на р. Гончак, в которых установлен (М. С. Васильевой совместно с автором) следующий температурный ряд гомогенизации по зонам роста (от центра к периферии кристаллов): 60—200—70—180—50° С.

На месторождениях по рекам Гончак и Поледжикит, на фоне общей тенденции к снижению температуры от ранних генераций к поздним отмечаются моменты скачкообразного подъема и резкого спада температур гомогенизации: 380—130—230—120—220—100—200—40—180—70—30° С. Причины таких флуктуаций температур (и плотностей растворов) могут быть связаны с наращиванием объема полостей при трещинообразовании и спадом давлений, а возможно, с пульсационным характером поступлений растворов разных температур.

Проведенное сравнение температур гомогенизации жидких включений в жильном мелкокристаллическом (83—90°) и крупношестоватом кальците (90—110°) с результатами термометрических измерений в более поздних кристаллах исландского шпата свободного роста из гнезд (60—140°) на месторождении дайкового типа свидетельствует об относительно быстром охлаждении растворов и спонтанной кристаллизации кальцита призальбандовой зоны. Затем после прогревания окружающих пород установилась более высокая температура растворов, из которых кристаллизовался крупношестоватый кальцит. Только после этого наступила относительная стабилизация температурного режима на еще более высоком термодинамическом уровне, обеспечившая продуктивное шпатообразование. Низкие температуры в 60—70° свойственны образованию самых поздних зарождений кристаллов (наросты, субиндивиды на гранях).

На основании распределения температур гомогенизации включений для этого же месторождения выявлено наличие горизонтального температурного градиента. В пределах продуктивной площади температура кальцитообразующих растворов повышалась от северного фланга месторождения к южному (табл. 48). В этом же направлении вдоль зоны дробления увеличивается масштаб выделения мелкозернистого жильного и перекристаллизованного голубого кальцита, включения в котором дают следующие точки гомогенизации: 225—213—175—140—132° С. Далее к югу более интенсивно развиты сульфатная (барит) и полиметаллическая (пирит, галенит) минерализация. Подобная палеотемпературная характеристика площади месторождения может учитываться при оценке его перспектив.

И, наконец, термометрия включений в разноморфных кристаллах исландского шпата, относящихся к одной и той же (последней) генерации, показала близкое совпадение точек гомогениза-

Таблица 48

**Распределение температур гомогенизации жидких включений по площади *месторождения дайкового типа***

| Участки месторождения | | Температура гомогенизации, °С | | |
|---|---|---|---|---|
| | | минимальная | максимальная | средняя |
| Северный фланг | Водораздельный | 91 | 140 | 105 |
| | Магистральный | 83 | 140 | 106 |
| | Промежуточный | 88 | 119 | 105 |
| | Центральный | 80 | 220 | 125 |
| Южный фланг | Одиннадцатый | 100 | 180 | 134 |
| | Марнистый | 96 | 195 | 140 |

ции: в призматических кристаллах — 109°, в ромбоэдрических — 105°, в скаленоэдрических — 103°, пирамидальных — 105°. Это указывает на отсутствие прямой зависимости между формой кристаллов кальцита и температурой их образования. Подобные результаты были получены Н. Ю. Икорниковой (1968) при исследовании морфологии синтетических кристаллов кальцита. Их ограничение зависит от химизма (экранирование ассоциатами $HCO_3^-$) и структуры хлоридно-бикарбонатных растворов, из которых производилось искусственное выращивание кальцита. Температурное влияние на габитус кристаллов сказывается лишь тогда, когда изменение химизма среды сопряжено с температурными изменениями.

Выводы о температурном режиме кальцитообразования мы основываем на допущении: температуры гомогенизации жидких включений в кальците близко отражают температурные условия его кристаллизации, происходившей на небольшой глубине и при незначительных гидростатических давлениях в растворах.

Кальцит образуется в полостях жестких горных пород в условиях изохорического процесса. Большая плотность растворов, определяемая по жидким включениям, предопределяет сравнительно низкие температуры кристаллизации и незначительную разницу между ними и температурой гомогенизации. В изохорической системе даже небольшое повышение температуры после гомогенизации вызывает быстрое увеличение давления до предельной величины, которую можно предполагать невысокой, исходя из приповерхностной или субвулканической фации глубинности месторождений исландского шпата.

Для представления об истинной температуре кристаллизации большое значение имеет поправка к температурам гомогенизации на давление минералообразующей среды. Эта поправка при высокой плотности растворов, свойственной включениям в кальците, весьма невелика и не превышает нескольких долей градуса, что

установлено нами (Наумов, Андрусенко, Погодин, 1968) путем специального исследования синтетического кальцита. Кристаллы выращивались на ромбоэдрических затравках в системе $CaCO_3$—$NH_4Cl$—$H_2O$ (с некоторыми добавками) при относительно близких температурах (265—295° С,) но различном давлении, величина которого в 10 циклах выращивания колебалась от 300 до 650 *атм*. Сопоставление данных гомогенизации жидких включений в искусственном кальците с истинными температурами кристаллизации минерала, измеренными по внутренним термопарам автоклавов с точностью ±2° С, показало, что во всех случаях величина расхождения температур гомогенизации и кристаллизации зависит от давления: с повышением давления от 300 до 650 *атм* температурная поправка изменяется от +10 до +42° С.

Минимальные давления среды кристаллизации в природном гидротермальном процессе соответствуют давлениям жидкости в вакуолях включений в момент гомогенизации. Величина этого давления зависит от плотности раствора, его солевого состава, концентрации растворенных солей и температуры. Приближенно о давлениях можно судить, используя хорошо изученные свойства чистой воды (Вукалович, 1952). Для месторождений Сибирской платформы был определен интервал давлений при кальцитообразовании от 29—30 до 1—2 *атм* (Хитаров и др., 1958; Киевленко, $1958_1$). Этот расчет можно уточнить, приняв во внимание реальный химический состав и концентрацию растворов во включениях. Растворенные соли повышают температуру гомогенизации в жидкую фазу. Для раствора одинаковой плотности эта температура непрерывно возрастает, а давление гомогенизации постоянно уменьшается с увеличением концентрации нелетучего компонента. Разница между температурой гомогенизации концентрированных растворов и чистой воды тем больше, чем ниже их плотность (Самойлович, 1963). Поскольку растворы включений в кальците имеют преимущественно хлоридно-кальциевый состав, среднюю концентрацию около 150 *г/л* и плотность от 0,99 до 0,80 (соответственно коэффициенту заполнения включений при 20° С), то можно воспользоваться хорошо исследованной Л. А. Самойлович (1969 г.) $P$—$V$—$T$-диаграммой для 20% раствора $CaCl_2$, по которой видно, что давление гомогенизации при коэффициенте заполнения от 0,8 и больше не превышает 100 *атм*. Абсолютная величина давления гомогенизации быстро уменьшается с увеличением плотности раствора; при коэффициенте заполнения 0,9 она равна 20 *атм*, а при среднем коэффициенте заполнения 0,95, характерном для исследованных включений, составляет всего 2—3 *атм*. При таком давлении температурной поправкой можно пренебречь.

Таким образом, кальцитообразующие растворы в среднем имели температуру от 150 до 50° С; наиболее высокотемпературный режим (от 80—90° до 220°) свойствен процессу кальцитообразования на месторождениях в интрузивных траппах. На фоне эволюционного снижения температуры и давления минералообразую-

щей среды проявлялись флуктуации главных термодинамических параметров при адиабатическом расширении природных систем — резкие изменения плотности и температуры растворов в результате раскрытия трещин и увеличения объема полостей (Долгов, 1968).

### Термометрия жидких включений в сопутствующих минералах

При изучении жидких включений в минералах, сопутствующих исландскому шпату, предварительно был исследован вопрос о возможности их термометрии в цеолитах и в таких близких к ним по структуре минералах, как анальцим и апофиллит, являющихся кристаллогидратами и легко отдающими кристаллизационную воду при нагревании. Ранее была выявлена полная негерметичность жидких включений в большинстве цеолитов типа натролита (Лоскутов, 1962). Проведенными исследованиями поведения воды в анальциме и апофиллите путем термического анализа и измерений диэлектрической постоянной (Рожкова, Ершова, Андрусенко, 1962) доказана возможность подвергать эти минералы термометрическим испытаниям в определенном температурном интервале: в анальциме до 300°, а в апофиллите до 150° (Андрусенко, 1966; Андрусенко, Васильева, 1968).

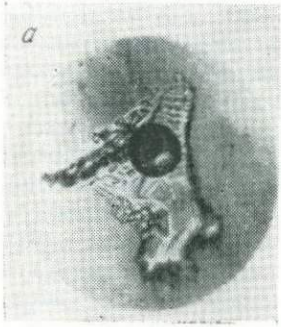
Жидкие включения в анальциме наблюдаются реже, чем в исландском шпате, но достаточно часто. Как правило, размер вакуолей не превышает долей миллиметра. Форма жидких включений неравновесная; реже они в сечении неправильнотреугольные, со сложной скульптурой граней (рис. 48, *а*) или обладают элементами негативных кристаллов. Первичные жидкие включения при комнатной температуре всегда двухфазовые с содержанием газовой фазы до 30%. Вторичные включения обычно приурочены к изогнутым трещинам, имеют очень неправильную, причудливую форму и большей частью однофазовые.

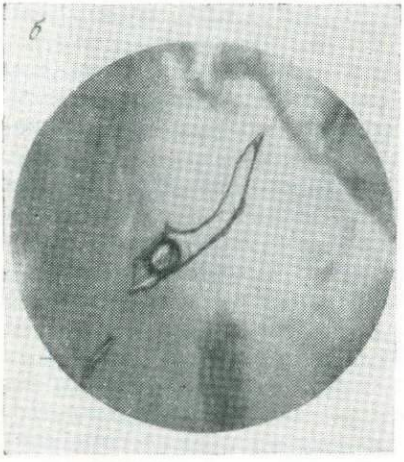
Термометрическое изучение жидких включений в анальциме было произведено путем нагревания препаратов, изготовленных путем распила кристаллов на тонкие пластины, затем приполированных с двух сторон. Жидкие включения в анальциме гомогенизируются примерно в одинаковых интервалах: р. Джекинда 120—233° С, р. Гончак 120—220° С. Все включения гомогенизировались в жидкую фазу. Восстановление газовой фазы протекало без «вскипания» при температуре, иногда опускающейся ниже точки гомогенизации на 20—30° С.

Жидкие включения в апофиллите изучались в кристаллах из месторождений на реках Гончак, Дагалдын и Мархая. Относительно крупные жидкие включения были обнаружены в апофиллите только одного месторождения, связанного с шаровыми лавами (на р. Гончак), где его кристаллы наиболее прозрачны. В кристаллах из других мест жидкие включения в апофиллите сравнительно редки. Большинство их приурочено к трещинам спайности и изогнутым трещинам, но встречаются цепочные груп-

пы включений, ориентированные по зонам роста кристаллов. Размеры включений — доли миллиметра.

По морфологии среди жидких включений различаются три группы: 1) очень плоские неправильной формы с извилистыми и ступенчатыми контурами и часто эллипсовидным газовым пузырьком (вторичные); 2) изометричные, приближающиеся по форме к негативному кубу; 3) удлиненные (рис. 48, *б*) и неправильной формы. Две последние группы — это первичные и мнимовторичные включения. Для первичных двухфазных включений коэффициент заполнения довольно низкий — газовая фаза занимает до 30—40% объема вакуоли. Исключение составляют мнимовторичные



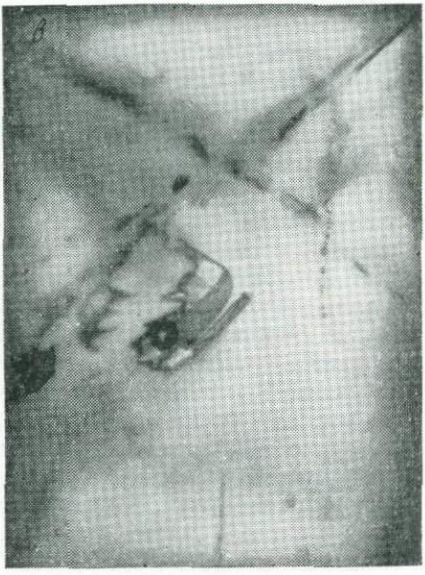




Рис. 48. Жидкие включения в анальциме (*а*), апофиллите (*б*) и целестине (*в*)

удлиненные включения, газовый пузырек в которых невелик (*обычно не более* 5%). *Наряду с двухфазовыми включениями в апо*филлите при комнатной температуре содержатся однофазовые жидкие включения.

Термометрические исследования жидких включений производились в препаратах, изготовленных путем раскалывания минерала по спайности на пинакоидальные пластинки. При нагревании препаратов до 120—130° С (реже до 165° С) в большинстве двухфазовых включений газовый пузырек уменьшается, иногда переме-

щаясь от стенок вакуоли, где он обычно находится, к середине. Дальнейшее нагревание вызывает неизбежное увеличение пузырька и при температуре 180—200° С (реже 220° С) наблюдается полное удаление жидкой фазы без нарушения самого включения. При охлаждении до комнатной температуры первоначальное соотношение фаз не восстанавливается. Появление жидкой фазы в том же объеме вакуоли отмечалось в некоторых включениях лишь спустя трое суток после опыта.

При нагревании однофазовых жидких включений в некоторых из них появляется газовый пузырек при 150—170° С, увеличивающийся в объеме при дальнейшем повышении температуры.

Из 50 опытов только в трех удлиненных двухфазовых мнимовторичных включениях, в которых газовая фаза занимала не более 5% объема, наблюдалась обычная гомогенизация в жидкую фазу при температурах 130, 140 и 155° С; при охлаждении этих включений на несколько градусов присходило восстановление газовой фазы «со вскипанием». Однако при повторном нагревании этих включений, начиная со 130° С и выше, отмечалась такая же утечка жидкости, как и у большинства включений.

Результаты термометрических исследований свидетельствуют о том, что жидкие включения в апофиллите являются недостаточно герметичными и в связи с этим мало пригодны для изучения методом гомогенизации.

Жидкие включения в кварце изучались в образцах из месторождения исландского шпата в базальтовых лавах, а также в кварцах из месторождения дайкового типа и из месторождения целестина на р. Апка (Андрусенко, 1957).

На первом объекте обнаружены включения только во второй генерации кварца, представленной небольшими (до 3 *см*) шестоватыми кристаллами индукционных срастаний. Жидкие включения в этих кристаллах редки и встречаются в основном поодиночке. Форма их грубоизометричная, в сечении — овальная и приближающаяся к квадратной. Размер включений не превышает 0,15 *мм*. Степень заполнения их от 0,88 до 0,96, в среднем 0,93; аномальное соотношение фаз (степень заполнения 0,50 и менее) наблюдается лишь во включениях с нарушенной герметичностью. Вторичные включения редки и приурочены к раковистым трещинам в кристаллах. Термометрическим исследованиям были подвергнуты все обнаруженные первичные включения с нормальным соотношением фаз. Наиболее низкая температура гомогенизации равнялась 95° С, максимальная 152° С *. Большинство включений гомогенизируются при 140—110° С. Аналогичные жидкие включения в кристаллах кварца из месторождения дайкового типа обладают несколько более высокими температурами гомогенизации (интервал 100—

---

* М. С. Васильевой получена и более высокая (350°) температура гомогенизации включений в кварце первой генерации.

213° С). Температура гомогенизации включений в кварцах, ассоциирующих с целестином, 145—170° С.

Жидкие включения в целестине и барите из месторождений на р. Апке и участке Баритовый (р. Мункамба) весьма обильны, хотя и очень мелки по размерам (десятые доли миллиметра). В целестине они имеют ступенчато-треугольную, лодкоподобную и неправильную форму (рис. 48, *в*) с коэффициентом заполнения 0,80—0,95. Температурный интервал гомогенизации включений в целестине равен 150—175° С, в барите несколько ниже — 120—160° С.

В жильном голубом перекристаллизованном кальците (р. Мункамба) жидких включений очень много. Размеры их небольшие (десятые и сотые доли миллиметра); форма вакуолей неправильная, реже их облик соответствует форме негативных ромбоэдров, приближающихся к кубу. Термометрией этих первичных включений установлен интервал гомогенизации 225—132° С.

Жидкие включения в доломите из кремнисто-карбонатных пород на месторождении дайкового типа (р. Мункамба) исследовались методом декрепитации. Установлено, что температура начала массового растрескивания включений 320—395° С. Размеры отдельных включений до 1 *мм*. Полости включений местами хорошо ограничены и несут следы индукционной штриховки на стенках.

Включения в гранате (реки Мункамба, Аламджах, Джекинда) изучались в полированных препаратах типа толстых шлифов. Чаще наблюдались вскрытые вакуоли, стенки которых были покрыты тонкой пленкой отложившегося вещества включений; в отдельных случаях они целиком выполнены буроватым материалом. Размеры вакуолей, прежде, видимо, заполненных жидкостью, небольшие, самые крупные из них до десятых долей миллиметра. Декрепитационный анализ измельченной (0,25—0,5 *мм*) фракции гранатов показал, что начало устойчивого подъема кривых растрескивания отвечает температурам 490—520° С.

Включения в вилюите (кристаллы с рек Джекинды и Паногны) наблюдались нами впервые. Они имеют вид одиночных негативных кристаллов, близких к кубическим, или слегка удлиненной шестиугольной формы. Включения приурочены к посторонним твердым частицам или минеральным реликтам граната. Только отдельные из них бывают двухфазовыми (жидкость, газ). Большинство же содержат в своем составе еще и твердые фазы. В двухфазовых включениях коэффициент заполнения невелик — от 0,65 до 0,8. Декрепитацией включений в вилюите установлены температуры растрескивания (по началу подъема кривых) 420—460° С.

Включения в диопсиде (р. Джекинда) являются существенно жидкими, двухфазовыми. Они располагаются густыми роями по зонам роста (вдоль призматических граней футлярообразных кристаллов диопсида) и вдоль залеченных трещин (мнимовторичные). Размеры их — десятые и сотые доли миллиметра.

Форма большей частью правильная, параллелепипедальная или клиновидная. Коэффициент заполнения 0,75—0,90.

Включения в сфене малочисленны. Они частично ограничены, размер их от сотых до десятых долей миллиметра. Газовый пузырек в них занимает до 30% и более объема вакуоли. Включения приурочены к залеченным трещинам и трещинам спайности.

Включения в апатите (р. Мункамба и участок Гайн на р. Средняя Кочема) очень обильны, но чрезвычайно мелки (тысячные доли миллиметра), в связи с чем их фазовые соотношения трудно различимы.

Исследование включений в сопутствующих минералах и их термометрия позволили определить температурные рамки гидротермального процесса также и на ранних стадиях минерализации. Минералообразующие растворы были вначале сильно нагретыми (520—400° С); образовывались минеральные продукты скарнового комплекса с магнетитом. Затем их температура довольно резко снизилась до 300—200° С; это, вероятно, обусловлено понижением давления в результате раскрытия трещин, что сопровождалось энергичным выкипанием растворов. Одним из доказательств кипения растворов является наличие пористых и ноздреватых текстур в жильном перекристаллизованном кальците, слагающем кремнисто-карбонатные тела.

## ГЕОХИМИЯ РАСТВОРОВ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ

Жидкие включения являются источником ценной информации о геохимических особенностях минералообразования в связи с соответствием их содержимого составу маточных растворов, за исключением родственного вещества, отложившегося на стенках вакуолей при охлаждении. Это доказано работами многих исследователей (Ермаков, 1950; Ходаковский, 1965; Маслова, Гуринова, 1966 и др.). Включения отличаются от материнских гидротерм главным образом содержанием компонентов, слагающих вещество минерала-хозяина. По мере снижения или временного повышения температуры законсервированный раствор взаимодействует со стенками вакуоли и находится в состоянии подвижного равновесия с вмещающим минералом, отлагая или растворяя родственное вещество стенок; сильное пересыщение влечет за собой выпадение твердых фаз и других компонентов в виде минералов-узников.

В настоящее время накоплен довольно обширный материал по результатам изучения химического состава жидких включений в исландском шпате (Скропышев, 1957; Хитаров и др., 1958; Киевленко, 1958; Андрусенко, Киевленко, 1966; Маслова, Гуринова, 1966; Андрусенко, Хитаров, 1968 и др.). Применялись три способа исследования: микрохимический анализ крупных индивидуальных включений (Н. И. Хитаров, Е. В. Ренгартен), ультрамикрохимический анализ (И. Н. Маслова) и метод водных вытяжек из кристаллов (Д. Н. Хитаров, А. А. Москалюк). Наиболее точным явля-

ется ультрамикрохимический метод, при котором анализируемый раствор не разбавляется водой, а сохраняется присущая ему концентрация. Это дает возможность определять малые количества растворенного вещества. Самый распространенный и сравнительно простой метод водных вытяжек имеет существенные недостатки: при экстрагировании нарушается установившееся равновесие фаз, растворы разных включений смешиваются и сильно разбавляются, истинная концентрация растворов во включениях не определима и условно выражается в *мг* на 100 *г* минерала или в *мг-экв* на 1 *л* водной вытяжки (Сущевская, 1968). Достоверность метода повышается тройной вытяжкой (Д. Н. Хитаров, 1968) с учетом сорбции ионов и растворимости минерала. Обобщение всех известных нам анализов (42 анализа) растворов включений в исландском шпате позволило охарактеризовать состав кальцитообразующих растворов на месторождениях различных типов.

Для более полного представления о химизме минералообразующей среды мы впервые провели анализы химического состава жидких включений в некоторых парагенетических с кальцитом минералах, таких как апофиллит, анальцим, целестин, барит, кварц и голубой кальцит, и сопоставили результаты этих анализов с имевшимися аналогичными данными по исландскому шпату. Это позволило выявить эволюцию химического состава минералообразующих растворов на некоторых месторождениях.

### Состав растворов по включениям в исландском шпате

Химический состав растворов жидких включений в исландском шпате по данным микро- и ультрамикрохимических анализов охарактеризован в табл. 49. Оба метода дали принципиально одинаковые результаты; ультрамикрохимический анализ позволил выявить ионы веществ в очень слабой концентрации. Результаты этих анализов для сопоставления с данными водных вытяжек были нанесены на треугольные диаграммы состава. На диаграмме состава анионной части растворов включений все точки, расположенные в хлоридной вершине треугольника, отражают результаты 11 анализов жидкой фазы включений, выполненных точными ультрамикрохимическим или микрохимическим методами по индивидуальным включениям. Все остальные точки на этой диаграмме, отражающие результаты анализов водных вытяжек, тяготеют в основном к бикарбонатной вершине треугольника (Андрусенко, Хитаров, 1968). Водные вытяжки и непосредственные анализы растворов включений проводились на одних и тех же образцах. Это позволяет полагать, что большие количества бикарбонатного иона в водных вытяжках вызваны растворимостью вмещающего минерала. Поэтому из всех результатов анализа водных вытяжек мы вычли эквивалентные растворимости кальцита количества $HCO_3^-$ и $Ca^{2+}$, что повлияло на состав анионной части растворов, которая стала существенно хлоридной. Лишь в отдельных анализах (из

Таблица 49

**Химическая характеристика жидких включений в исландском шпате из сибирских месторождений в траппах**

| Показатели | В шаровых лавах (нидымский тип) | | | | Под шаровыми лавами в миндалекаменных базальтах (гончакский тип) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | |
| | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв |
| $Na^+$ | 12,86 | 0,004 | 25,00 | 1,305 | 8,09 | 0,030 | 8,25 | 0,022 | 7,00 | 0,3040 |
| $K^+$ | Не опр. | — | 0,04 | 0,0011 | — | — | — | — | 0,60 | 0,0754 |
| $Ca^{2+}$ | 14,28 | 0,005 | 46,00 | 2,2954 | 41,57 | — | 67,62 | 0,215 | 27,55 | 1,3747 |
| $Mg^{2+}$ | Следы | — | — | — | Следы | 0,185 | Следы | — | 0,01 | 0,0008 |
| $Al_2O_3$ | — | — | 0,0021 | — | — | — | — | — | 0,001 | |
| Сумма . . . . | 27,14 | 0,009 | 71,04 | 3,6015 | 49,66 | 0,215 | 75,87 | 0,237 | 35,16 | 1,7549 |
| $Cl^-$ | 49,28 | 0,009 | 130,00 | 3,6660 | 82,70 | 0,208 | 154,70 | 0,275 | 60,00 | 1,6920 |
| $HCO_3^-$ | — | — | 0,60 | 0,0098 | 2,14 | 0,003 | — | — | 0,43 | 0,0071 |
| $SO_4^{2-}$ | — | — | 0,36 | 0,0075 | — | — | — | — | 0,05 | 0,0010 |
| $SiO_2$ | — | — | 0,0075 | — | — | — | — | — | 0,145 | — |
| Сумма . . . . | 49,28 | 0,009 | 130,97 | 3,6833 | 84,84 | 0,211 | 154,70 | 0,275 | 60,625 | 1,7001 |
| pH | Не опр. | | 5,0—5,5 | | 5,0—5,5 | | 5,0—5,5 | | 5,0—5,5 | |
| Минерализация | 76 | | 203 | | 134 | | 230 | | 96 | |
| Солевой состав | | | | | | | | | | |
| $Ca(HCO_3)_2$ | — | | 0,79 | | 2,81 | | — | | 0,57 | |
| $CaSO_4$ | — | | 0,06 | | — | | — | | 0,07 | |
| $CaCl_2$ | 40,0 | | 125,30 | | 111,57 | | 187,62 | | 75,16 | |
| $MgCl_2$ | — | | — | | — | | — | | 0,04 | |
| NaCl | 33,0 | | 65,57 | | 18,99 | | 20,32 | | 17,63 | |
| KCl | — | | 0,08 | | — | | — | | 1,14 | |
| Ca : Na | 1,1 | | 1,8 | | 6,1 | | 8,1 | | 4,0 | |

Продолжение табл. 49

| Показатели | В мандельштейнах (шпатовский тип) | | | | В зонах дробления прижерловых фаций туфов (илимпейский тип) | | | | | | Дайковый тип | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | |
| | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв | г/л | мг-экв |
| $Na^+$ | 5,00 | 0,004 | 57,00 | 2,4790 | 9,41 | 0,007 | 3,54 | 0,002 | 36,00 | 1,5650 | 2,38 | 0,002 |
| $K^+$ | Не опр. | — | 0,09 | 0,023 | Не опр. | — | Не опр. | — | 0,15 | 0,0040 | 1,90 | 0,001 |
| $Ca^{2+}$ | 52,22 | 0,047 | 108,00 | 5,3890 | 17,65 | 0,015 | 9,23 | 0,006 | 9,00 | 0,4490 | 36,48 | 0,038 |
| $Mg^{2+}$ | Следы | — | Не опр. | — | Следы | — | Следы | — | 0,06 | 0,0050 | — | — |
| $Al_2O_3$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,0933 | | — | — |
| Сумма . . . . | 57,22 | 0,051 | 165,09 | 7,8910 | 27,06 | 0,022 | 12,77 | 0,008 | 45,30 | 2,0230 | 40,76 | 0,041 |
| $Cl^-$ | 96,11 | 0,048 | 283,00 | 7,9810 | 40,59 | 0,022 | 36,54 | 0,013 | 71,90 | 2,0020 | 38,19 | 0,023 |
| $HCO_3^-$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,52 | 0,0085 | — | |
| $SO_4^{2-}$ | — | — | 0,57 | 0,0112 | — | — | — | — | 0,24 | 0,0051 | 31,33 | 0,014 |
| $SiO_2$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,0294 | — | — | — |
| Сумма . . . . | 96,11 | 0,048 | 283,57 | 7,9922 | 40,59 | 0,022 | 36,54 | 0,013 | 72,69 | 2,0156 | 69,52 | 0,037 |
| pH | Не опр. | | 4,0—4,5 | | Не опр. | | Не опр. | | 5,0—5,5 | | Не опр. | |
| Минерализация | 153 | | 449 | | 68 | | 49 | | 118 | | 110 | |
| Солевой состав | | | | | | | | | | | | |
| $Ca(HCO_3)_2$ | — | | — | | — | | — | | 0,69 | | — | |
| $CaSO_4$ | — | | 0,76 | | — | | — | | 0,35 | | — | |
| $CaCl_2$ | 142,44 | | 195,80 | | 45,82 | | 25,38 | | 23,95 | | 56,10 | |
| $MgCl_2$ | — | | — | | — | | — | | 0,24 | | — | |
| NaCl | 9,74 | | 143,80 | | 22,12 | | 9,23 | | 90,77 | | 5,71 | |
| KCl | — | | 0,20 | | — | | — | | 0,30 | | 3,49 | |
| Ca : Na | 10,4 | | 2,0 | | 1,8 | | 2,6 | | 0,25 | | 13,5 | |

Анализы 1, 3, 4, 6, 8, 9 и 11 выполнены микрохимическим методом (аналитик Е. В. Ренгартен), анализы 2, 5, 7 и 10 — ультрамикрохимическим методом (аналитик И. Н. Маслова).

кристаллов тех месторождений, где присутствуют фторсодержащие апофиллит или апатит, а также минералы класса сульфатов) в составе анионов появляются сульфат- и фтор-ионы.

Следует отметить, что в анализах, выполненных наиболее чувствительным ультрамикрохимическим методом, всегда обнаруживается очень незначительное (менее 0,6 *г/л*) присутствие бикарбонат-иона, что объясняется участием в минералообразующем процессе углекислоты (Н. Н. Маслова, 1968 г.). Наличие ее установлено в результате трех анализов газовой фазы включений в исландском шпате, выполненных на наших образцах в лаборатории СО АН СССР Н. А. Шугуровой. Этими анализами помимо азота и редких газов установлено присутствие только двух компонентов — углекислоты и кислорода ($CO_2$ 60—80 объемных %, $O_2$ до 20 объемных %). Присутствующая газообразная углекислота и обусловливает наличие растворенной углекислоты в растворах включений, диссоциация которой приводит к появлению в них небольших количеств бикарбонат-иона. Малые содержания или полное отсутствие последнего в составе растворов включений вызывает мнимое несоответствие между ними и материнскими гидротермами, которые, естественно, в период кристаллизации исландского шпата должны были нести достаточное количество бикарбонат-иона. Это кажущееся противоречие становится понятным, если учесть, что кристаллизация исландского шпата происходила в условиях неравновесной открытой системы, терявшей свободную углекислоту, с энергичным расходованием иона бикарбоната на конструирование самого минерала. Истощенный таким образом раствор почти хлоридного состава консервировался растущим минералом.

Вопрос об отсутствии сульфатного иона в вытяжках из барита аналогично обоснован Н. Е. Учамейшвили (1965), а об отсутствии фтора в химических анализах растворов включений во флюорите — И. Н. Масловой (1965).

Катионный состав растворов включений в исландском шпате в основном представлен ионами кальция и натрия при незначительном подчиненном содержании ионов калия и магния. Характерно, что состав растворов включений очень близок к составу вод, широко распространенных в гидросфере (Гуревич, 1961). При относительном постоянстве анионной части различия в составе жидких включений более четко проявлены в соотношении количества ионов кальция и натрия. Так, во включениях исландского шпата из месторождений, залегающих в туфах и мандельштейнах, где широко развиты процессы цеолитизации и образования анальцима, количества ионов натрия до 36—57 *г/л*, а ион кальция в подавляющем большинстве случаев находится в равных с ионом натрия или подчиненных количествах. На месторождении дайкового типа и в мандельштейнах, где интенсивно развиты процессы карбонатизации, а цеолитов и анальцима нет или очень мало, соотношение Ca : Na резко изменяется в пользу кальция (от 2,0 до 13,5).

Помимо перечисленных главных компонентов в состав жидких включений иногда входят малые количества алюминия и кремния (в табл. 49 приведены в виде окислов, так как в кислой среде они могут находиться только в коллоидном состоянии). О высокой степени минерализации и наличии в растворах алюминия, кремния и железа свидетельствуют многофазовые включения, очень редкие на месторождениях в траппах. В последнее время нами (Андрусенко, Клиентова, 1968) в исландском шпате месторождений гончакского типа в жидких включениях при комнатной температуре обнаружены следующие минералы-узники: галит, лучистые цеолиты, боулингит и халькопирит. Ранее в исландском шпате из гранитных пегматитов (Северный Тянь-Шань) мы определили твердые фазы включений, обильно представленные галитом, сильвином, гематитом (спекулярит) и рутилом (Андрусенко, Киевленко, 1968).

Газовая фаза включений состоит из паров воды и при наличии в растворах иона бикарбоната содержит равновесное количество $CO_2$ (Хитаров и др., 1958). Установленный Н. А. Шугуровой кислород в соотношении с азотом, подобном атмосферному (что, по ее мнению, характерно для низкотемпературных гидротермальных минералов), свидетельствует о возможности кристаллизации исландского шпата в условиях окислительной обстановки.

### Состав растворов по включениям в сопутствующих минералах

В связи с отсутствием подходящих по размеру включений в минералах-спутниках химический состав растворов выяснялся только методом тройных водных вытяжек (Хитаров и др. 1968) с учетом, как и для исландского шпата, растворимости самих минералов. Для анализов были отобраны образцы из двух месторождений (в эффузивных базальтах — гончакский тип и в зоне дробления трапповой дайки — дайковый тип). На первом месторождении изучены включения в апофиллите, анальциме и кварце, на втором — в барите, целестине, голубом кальците, кварце. В табл. 50 приведен состав включений в изученных минералах и для сопоставления результаты анализов включений в исландском шпате из тех же месторождений.

Сравнение результатов приведенных анализов показывает, что на месторождении, залегающем в эффузивных базальтах, ранние минералообразующие растворы вначале были существенно углекислыми, содержащими подчиненные количества ионов фтора и хлора (отношение бикарбонатных ионов к ионам фтора и хлора 3 : 1). Затем намечается изменение химизма растворов в сторону уменьшения бикарбонатной и увеличения хлоридной составляющей, что можно видеть по составу вытяжек в кварце и исландском шпате. Наиболее поздние порции растворов, законсервированные во включениях исландского шпата особенно высокого качества, представлены чистыми хлоридами кальция и отчасти натрия.

Таблица 50

**Эволюция химического состава гидротермальных растворов на сибирских месторождениях оптического кальцита по газово-жидким включениям в парагенных минералах**

| Компоненты | В эффузивных базальтах (гончакский тип) | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Апофиллит | | Анальцим | | Кварц (халцедон) | | Исландский шпат | |
| | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. |
| $HCO_3^-$ | 0,97 | 75,2 | 0,47 | 75,8 | 0,03 | 5,1 | — | — |
| $Cl^-$ | 0,05 | 3,9 | 0,12 | 19,4 | 0,52 | 88,1 | 0,275 | 100 |
| $F^-$ | 0,27 | 20,9 | 0,03 | 4,8 | 0,04 | 6,8 | — | |
| $SO_4^{2-}$ | — | | — | | — | | — | |
| Сумма . . . . | 1,29 | 100,0 | 0,62 | 100,0 | 0,59 | 100,0 | 0,275 | 100,0 |
| $K^+$ | 0,25 | 16,7 | — | | — | | — | |
| $Na^+$ | 1,13 | 75,3 | 0,71 | 97,3 | 0,13 | 23,6 | 0,022 | 9,4 |
| $Ca^{2+}$ | 0,12 | 8,0 | 0,02 | 2,7 | 0,42 | 76,4 | 0,213 | 90,6 |
| $Mg^{2+}$ | — | | — | | — | | — | |
| $Sr^{2+}$ | — | | — | | — | | — | |
| Сумма . . . . | 1,50 | 100,0 | 0,73 | 100,0 | 0,55 | 100,0 | 0,235 | 100,0 |
| Концентрация, г/л | 240,8 | | 198,0 | | 211,4 | | 230,3 | |
| Тип растворов | Фторидно-бикарбонатно-калиево-натриевый | | Хлоридно-бикарбонатно-натриевый | | Хлоридно-натриево- кальциевый | | | |
| Температура гомогенизации, °С | 250—200 | | 230—180 | | 250—100 и ниже | | 100—40 | |

Продолжение табл. 50

| Компоненты | В интрузивных долеритах (дайковый тип) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Голубой кальцит | | Целестин | | Барит | | Кварц | | Исландский шпат | |
| | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. | мг-экв / 100 г | %-экв. |
| $HCO_3^-$ | 0,67 | 56,8 | 0,045 | 11,6 | 0,026 | 49,1 | 0,57 | 64,5 | — | |
| $Cl^-$ | 0,34 | 28,8 | 0,067 | 17,3 | 0,027 | 50,9 | 0,14 | 15,1 | 0,023 | 63 |
| $F^-$ | — | | — | | — | | — | | — | |
| $SO_4^{2-}$ | 0,17 | 14,4 | 0,275 | 71,1 | — | | 0,18 | 20,4 | 0,014 | 37 |
| Сумма . . . . | 1,18 | 100,0 | 0,387 | 100,0 | 0,053 | 100,0 | 0,89 | 100,0 | 0,037 | 100,0 |
| $K^+$ | — | | 0,045 | 10,41 | — | | 0,01 | 1,14 | 0,002 | 4,0 |
| $Na^+$ | 0,41 | 36,6 | 0,017 | 3,95 | 0,01 | 23,8 | 0,87 | 98,4 | 0,002 | 4,0 |
| $Ca^{2+}$ | 0,71 | 63,4 | 0,18 | 41,87 | 0,03 | 71,4 | — | | 0,038 | 92,0 |
| $Mg^{2+}$ | — | | 0,024 | 5,57 | 0,002 | 4,8 | 0,004 | 0,46 | — | |
| $Sr^{2+}$ | — | | 0,165 | 38,2 | — | | — | | — | |
| Сумма . . . . | 1,12 | 100,0 | 0,431 | 100,0 | 0,042 | 100,0 | 0,884 | 100,0 | 0,042 | 100,0 |
| Концентрация, г/л | 130,4 | | 232,3 | | 215,0 | | 141,2 | | 97,8 | |
| Тип растворов | Хлоридно-сульфатно-бикарбонатно-натриево-кальциевый | | Бикарбонатно-хлоридно-сульфатно-стронциево-кальциевый | | Бикарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевый | | Хлоридно-сульфатно-бикарбонатно-натриевый | | Сульфатно-хлоридно-кальциевый | |
| Температура гомогенизации, °С | 240—180 | | 285—145 | | 160—120 | | 213—100 | | 125—90 | |

На месторождении, залегающем в интрузивных долеритах, химический состав растворов характеризуется менее четко выраженной тенденцией к обогащению растворов хлоридами к концу минералообразования. Здесь в начале минералообразования преобладает бикарбонатно-хлоридно-сульфатный тип растворов. Затем повышается содержание бикарбонат-иона (отношение бикарбонат-иона к иону хлора увеличивается от 1 до 4); в момент кальцитообразования его содержание резко снижается вплоть до полного исчезновения. Сульфатные же компоненты удерживаются в растворах до самого конца процесса минералообразования.

Сравнение анализов обнаруживает относительное сходство в качественном составе катионной части растворов. На обоих типах месторождений минералообразующие растворы содержат ионы натрия и кальция, которые иногда дополняются ионами магния и калия и в отдельных случаях стронция. В соотношении щелочных катионов натрий-ион всегда резко преобладает над калий-ионом (исключение составляет вытяжка из целестина, где, наоборот, содержание калия втрое превосходит количество натрий-ионов), а соотношение кальция к натрию резко возрастает на обоих типах месторождений к концу минералообразующего процесса. Так, на месторождении гончакского типа отношение кальция к натрию, равное вначале 1 : 9—1 : 50, затем изменяется до 4 : 1. а в конце до 10 : 1. На месторождении дайкового типа это отношение во включениях ранних минералов равно 10 : 1—3 : 1, а в самом позднем исландском шпате 18 : 1. Таким образом, на обоих месторождениях от начала минералообразования до конца процесса отмечается явное увеличение концентрации кальция при снижении общей минерализации растворов. Поэтому вывод И. Н. Масловой (1968 г.) об увеличении концентрации кальция с ростом температуры гидротермального процесса следует считать справедливым, вероятно, только для этапа кристаллизации самого исландского шпата, в начальные, более высокотемпературные периоды кристаллизации которого растворы были наиболее богаты кальцием. В ходе же общего процесса минералообразования, как показывают наши данные, растворы истощаются компонентами, принимавшими участие в образовании сопутствующих минералов, и к моменту начала кальцитообразования обогащаются кальцием.

## Концентрация минералообразующих растворов

Концентрация гидротермальных растворов выяснялась двумя способами: 1) расчетным путем по химическим анализам растворов включений и 2) путем криометрии (замораживания) жидких включений.

**Концентрация растворов по химическим анализам включений.** Концентрации растворов включений по результатам непосредственного их анализа рассчитаны путем отнесения общего содержания ионов в 100 *г* навески к количеству содержащейся в ней воды,

определенному по описанному в литературе методу (Хитаров и др., 1959). Сравнение полученных таким образом концентраций растворов по включениям показывает (табл. 51), что кальцитообразующие гидротермы на месторождениях, залегающих в траппах, являлись крепкими рассолами, достигающими иногда состояния гидротермальной рапы. Наиболее высококонцентрированными (230—450 *г/л*) были существенно хлоридные растворы на месторождениях, залегающих в мандельштейнах, миндалекаменных базальтах и в шаровых лавах. Высокая степень минерализации этих растворов отмечается даже визуально по наличию в газово-жидких включениях в исландском шпате из этих объектов твердых минеральных фаз, что совсем не свойственно для включений в кальците из прочих месторождений. Средняя же концентрация растворов включений в исландском шпате из месторождений, расположенных в траппах, находится в пределах 100—200 *г/л*. Самыми слабоконцентрированными оказались растворы на месторождениях в интрузивных траппах штокового типа и на месторождениях в прижерловых фациях туфов.

Таблица 51

**Концентрация кальцитообразующих растворов по включениям *в исландском шпате из сибирских месторождений***

| Тип месторождений | Объект исследования | Концентрация растворов по данным химических анализов включений, *г/л* | *pH* | Интервалы средних *температур замерзания*, °С |
|---|---|---|---|---|
| Гончакский | 1 | 230 (и) | 5,0—5,5 | (—55,0) — (—56,8) |
| | 2 | 207 (в/в) | 6,8 | (—54,8) — (—63,2) |
| | 3 | 229 (в/в) | 6,6 | (—45,5) — (—56,8) |
| Нидымский | 1 | 203 (умх) | 5,0—5,5 | (—41,6) — (—55,1) |
| | 2 | 74 (и) | — | (—20,0) — (—25,3) |
| Шпатовский | 1 | 449 (умх) | 4,0—4,5 | (—52,9) — (—63,8) |
| | 2 | 153 (и) | — | (—36,0) — (—42,4) |
| Илимпейский | 1 | 72 (и) | — | —20,6 |
| | 2 | 47 (и) | — | —31,0 |
| Чамбинский | | 118 (умх) | — | (—26,4) — (—31,6) |
| Дайковый | | 110 (и) | 5,5 | (—22,6) — (—41,1) |
| Штоковый | 1 | 39 (в/в) | 6,6 | (—21,2) — (—24,4) |
| | 2 | 97,3 (в/в) | 6,9 | (—27,0) — (—38,9) |

Примечание. Буквами обозначен вид анализа, по которому рассчитывалась концентрация: умх — ультрамикрохимический; и — микрохимический анализ крупных индивидуальных включений; в/в — анализы водных вытяжек.

**Концентрация растворов по криометрии включений.** С целью выяснения концентрации минералообразующих растворов нами

впервые были произведены массовые опыты по замораживанию жидких включений в исландском шпате из месторождений различных генетических типов, а также в апофиллите из месторождений на реках Гончак и Дагалдын.

Исследования производились на криометрической установке, сконструированной в МГУ Ф. П. Мельниковым (1966 г.). В криокамере препараты охлаждались жидким азотом. При исследованиях фиксировалась температура полного замерзания каждого включения и температура исчезновения последнего кристаллика криогидрата (замерзающего раствора) в процессе оттаивания.

По характеру замерзания можно приближенно судить об относительной концентрации, составе и состоянии растворов: с потемнением замерзают включения с более высокой концентрацией растворов, без потемнения — низкоконцентрированные растворы.

*Криометрия жидких включений в исландском шпате.* Наблюдаются три варианта замерзания включений.

1. Замерзание с потемнением. Наступает резко и мгновенно по всему фронту криогидрата вакуоли; реже наблюдается волнообразное распространение темнеющего криогидрата, который часто приобретает буроватый оттенок. При этом варианте замерзания газовый пузырек остается на месте или несколько перемещается внутри вакуоли, слегка уменьшаясь в размере благодаря увеличению объема твердой фазы, однако полного исчезновения пузырька не происходит; он лишь маскируется потемневшим криогидратом. Такой ход процесса замерзания характерен для всех включений в кристаллах из месторождений в эффузивных траппах, туфах и частично в интрузивных траппах. Степень потемнения включений, очевидно, зависит также и от структуры криогидрата: наиболее тонкозернистая его структура обусловливает более темный оттенок.

2. Замерзание без потемнения. Устанавливается весьма затруднительно, так как на первый взгляд никаких существенных изменений во включении не происходит. Однако пристальное наблюдение показывает, что перед началом замерзания во включении происходит легкое вздрагивание и частичная деформация остающегося на месте газового пузырька, который при последующем оттаивании приобретает первоначальную форму.

3. Замерзание без потемнения с гомогенизацией в твердую фазу. Обычно происходит с перемещением газового пузырька и его последующим мгновенным исчезновением вследствие интенсивного расширения криогидрата. Такой ход замерзания включений особенно типичен для кристаллов исландского шпата месторождений в известняках и отчасти для кристаллов из штоковых месторождений в интрузивных траппах.

В отдельных случаях нами, так же как и Э. Роддером (Roedder, 1963), наблюдалось незамерзание некоторых включений (многофазовых из гранитных пегматитов и двухфазовых в исландском шпате из Исландии) даже при глубоком охлаждении — до —72,5° С и ниже. Предположительно причина незамерзания этих

включений заключается в простоте их химического состава и в явлениях метастабильности.

Температуры оттаивания криогидрата примерно пропорциональны температурам замерзания: чем ниже температура замерзания, тем ниже и температура оттаивания. Положительная температура оттаивания некоторых включений, по-видимому, обусловлена наличием кристаллогидрата, возникшего ранее в процессе охлаждения.

Оттаивание включений, как и замерзание, происходит неодинаково. В потемневших включениях оно начинается обычно от краев с постепенным просветлением от почти черного или темно-бурого до свинцово-серого и светло-серого. Одновременно с просветлением включений при оттаивании наблюдается перекристаллизация криогидрата в сторону укрупнения отдельных льдинок. Степень их укрупнения различна, что, вероятно, зависит от того, насколько объемно само включение; некоторые более плоские включения оттаивают без заметного укрупнения льдинок. На разных стадиях оттаивания криогидрат имеет вид мозаики с округлыми контурами, плитчатой мостовой или тонкой сетчатой паутины с угловатыми контурами отдельных льдинок. Подобный рельеф тающего криогидрата наблюдается только во включениях исландского шпата из месторождений штокового типа в интрузивных траппах. В конце оттаивания укрупненные льдинки обычно перемещаются в сторону неподвижного газового пузырька, а исчезновение последнего кристаллика льда происходит быстро и обычно вблизи границы раздела фаз газ—жидкость. При оттаивании включений, замерзших без потемнения, наряду с изменением структуры криогидрата наблюдается возникновение одного или сразу нескольких газовых пузырьков («вскипание») и передвижение их по вакуоли; затем объединенный пузырек энергично оттесняется укрупняющимися льдинками и после оттаивания обычно возвращается в исходное положение. В одном случае во включении, замерзшем без потемнения, криогидрат оттаивал сплошным фронтом — одной льдиной; таяние ее наблюдалось по перемещению линии раздела твердой и жидкой фаз.

Результаты произведенных криометрических измерений показывают различия в криогидратных точках растворов по отдельным типам месторождений, каждому из которых свойствен свой определенный интервал температур замораживания. Данные криометрии (см. табл. 51) в общем соответствуют порядку величин концентрации, вычисленных в ходе непосредственного анализа растворов включений.

*Криометрия жидких включений в апофиллите.* Опыты по замораживанию жидких включений в апофиллите показали, что их замерзание происходит с мгновенным образованием отдельных льдинок, которые затем смерзаются в сплошной криогидрат, заполняющий весь объем вакуоли. Чаще эффект замерзания визуально фиксируется, как и в исландском шпате, по побурению жидкой

фазы или появлению в ней тонкой волнистой ряби. Обычно наблюдается одновременное замерзание однофазовых и двухфазовых включений в одном препарате, но в некоторых случаях криогидратная точка двухфазовых включений опускается ниже таковой для однофазовых на 10—23° С. Криогидрат оттаивает медленно, как правило, с краев вакуолей по направлению к границе раздела фаз; последний кристаллик криогидрата исчезает рядом с газовым пузырьком. В изометричных двухфазовых включениях оттаивание происходит несколько быстрее по сравнению с плоскими и однофазовыми. В последних после оттаивания часто появляется газовый пузырек.

Таблица 52

**Результаты криометрических исследований жидких включений в апофиллите**

| Номер замера | Температура замерзания, °С | Температура оттаивания криогидрата, °С | Фазовое состояние включения |
|---|---|---|---|
| 1 | —47,9 | —4,9 | Однофазовое и двухфазовое |
| 2 | —35,67 | —4,37 | Однофазовое |
| 3 | —36,7 | —6,38 | ,, |
| 4 | —36,7 | —6,67 | ,, |
| 5 | —38,57 | —7,25 | ,, |
| 6 | —50,7 | —11,89 | Двухфазовое |
| 7 | —50,7 | —11,3 | ,, |
| 8 | —50,7 | —14,5 | ,, |
| 9 | —52,78 | —10,73 | Однофазовое |
| 10 | —55,1 | —14,8 | Двухфазовое |
| 11 | —56,8 | —14,8 | ,, |
| 12 | —42,15 | —16,24 | ,, |
| 13 | —55,1 | —16,24 | ,, |
| 14 | —34,8 | —13,05 | Однофазовое |
| 15 | —34,8 | —14,5 | ,, |
| 16 | —52,07 | —16,8 | Двухфазовое |
| 17 | —50,17 | —20,6 | ,, |
| 18 | —55,1 | —21,75 | ,, |
| 19 | —39,15 | —8,7 | Однофазовое |
| 20 | —51,62 | —9,28 | Двухфазовое |
| 21 | —51,62 | —11,02 | ,, |
| 22 | —55,1 | —14,5 | ,, |
| 23 | —46,4 | —11,6 | ,, |
| 24 | —52,2 | —13,05 | ,, |
| 25 | —43,5 | +2,61 | Однофазовое |
| 26 | —29,2 | +1,45 | ,, |
| 27 | —24,65 | +0,58 | ,, |
| 28 | —24,65 | +2,9 | ,, |
| 29 | —24,65 | +3,48 | ,, |
| 30 | —31,9 | —7,54 | Двухфазовое |
| 31 | —47,85 | —10,00 | ,, |
| 32 | —47,85 | —8,3 | ,, |
| 33 | —47,85 | —8,1 | ,, |
| 34 | —47,0 | | Однофазовое и двухфазовое |

Примечание. Положительные температуры оттаивания обусловлены, вероятно, метастабильным состоянием криогидрата.

Температура замерзания включений в апофиллите варьирует от —24 до —55,8° С. Чаще всего (13 замеров из 34) замерзание наступает при температуре —50° С. Температура оттаивания колеблется тоже довольно в широком интервале — от —4,3 до —21,7° С (табл. 52).

Как показало исследование концентрации растворов включений в исландском шпате и некоторых его минералах-спутниках (апофиллите, целестине и анальциме), на изученных нами месторождениях концентрация минералообразующих растворов менялась от 240 (по целестину) до 98 *г/л* (по исландскому шпату). Однако в отдельных случаях концентрация растворов на заключительных кальцитовых стадиях может подниматься до весьма высоких значений (450 *г/л*). На месторождениях в эффузивах, для которых характерны высококонцентрированные растворы, кристаллизация исландского шпата происходит при относительно низких температурах, не превышающих 100° С, в то время как на месторождении дайкового типа исландский шпат, наоборот, растет при более высоких температурах (220—80° С, в среднем 130° С) из растворов, вдвое менее минерализованных. При этом оптические свойства кальцита значительно хуже, чем в первом случае.

### Кислотность — щелочность минералообразующих растворов

По данным измерений непосредственно в неразбавленных растворах включений (Маслова, 1965) pH кальцитообразующих растворов колеблется в пределах 4—5,5. Подобные же значения (pH = 5,0 — 5,5) получены Н. И. Хитаровым и др. (1958) при измерениях pH растворов двух крупных включениях исландского шпата универсальным индикатором. Такие сравнительно низкие значения pH обусловлены прежде всего присутствием растворенной углекислоты или, точнее, соотношением форм карбонатного равновесия (И. Н. Маслова, 1968 г.).

Иные результаты (pH от 7,4 до 8 и более) получены А. В. Скропышевым (1957) и другими исследователями, которые измеряли pH в растворах водных вытяжек из кальцита. Следует иметь в виду, что pH водных вытяжек не показывают истинной характеристики кислотности — щелочности среды ввиду улетучивания газовой фазы, сильного разбавления растворов и прочих погрешностей метода. Данные измерения pH по водным вытяжкам можно использовать лишь для относительных сопоставлений. Более точными, конечно, являются измерения pH неразбавленных растворов включений, хотя они тоже производятся при обычной (20° С) температуре, а не при температуре минералообразования.

Произведенные измерения pH суспензии некоторых цеолитов потенциометрическим способом (при pH воды 6,4) хорошо иллюстрируют снижение щелочности растворов в период цеолитообразования: апофиллит 9,8; анальцим 9,65; томсонит 9,5; натролит 9,28; морденит 9,2; левинит 9,1; десмин 8,9; ломонтит 8,6.

# ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

Особенности гидротермальной минерализации траппов бассейна Нижней Тунгуски впервые были рассмотрены В. И. Кудряшовой (1959), которая выделила три стадии: высокотемпературную пневматолито-гидротермальную, среднетемпературную палеофумарольную и низкотемпературную палеомофеттную. Однако в связи с тем, что исследования В. И. Кудряшовой были проведены без использования такой важной информации, которую дает изучение включений минералообразующей среды, при всех неоспоримых достоинствах ее выводы грешат существенными ошибками. В частности, гранат-везувиан-диопсидовая минеральная ассоциация была ошибочно отнесена ею к низкотемпературной стадии.

Вопросами минералогии и генезиса месторождений оптического кальцита занимались немногие. Впервые подробную характеристику минералов гончакского типа месторождений дал А. В. Скропышев ($1960_2$), открывший среди них новый минерал—эвенкит. Им же на основании изучения жидких включений был обоснован гидротермальный генезис этих месторождений и подчеркнута роль вулканических трубок как растворопроводящих структур. Некоторые и до сего времени остающиеся дискуссионными вопросы генезиса: об источнике растворов и летучих компонентов, о значении шаровых лав, мобилизации вещества боковых пород, параметрах среды минералообразования, вулканогенно-тектонических структурах и т. п.—обсуждались Е. Я. Киевленко ($1958_2$, 1959), Е. И. Гуриновой (1964), Н. И. Хитаровым и др. (1959), Ю. И. Дмитриевым (1963), Н. И. Андрусенко (1968), М. С. Васильевой (1970). Изложенные в данной работе материалы позволяют уточнить и дополнить ранее высказанные представления о генезисе месторождений исландского шпата.

Особенности процесса гидротермального минералообразования на месторождениях исландского шпата выяснялись нами путем анализа петрологических и геохимических черт вмещающих трап-

пов, стадийности минералообразования (характера гидротермального метасоматоза боковых пород и минеральных ассоциаций), а также результатов исследований включений минералообразующих сред.

Петрологические и геохимические черты интрузивных кальцитоносных траппов определяются тем, что породы относятся к наиболее поздним фазам траппового вулканизма (тычанский комплекс) и являются производными основной магмы, насыщенной минерализаторами, водой и щелочами. Месторождения оптического кальцита локализованы в мелких секущих субвулканических интрузивах дайко- и штокообразной формы и сложного состава. В строении интрузивов, помимо траппов нормального ряда, участвуют субщелочные (тешенитовые), палагонитовые, реже толеитовые долериты, отличающиеся повышенной щелочностью и железистостью, а также пегматоидные, миндалекаменные и атакситовые разности этих пород.

Кальцитоносные эффузивы нижненидымской подсвиты принадлежат к меланократовым, бедным щелочами и насыщенным кремнеземом породам и характеризуются пойкилоофито-интерсертальной структурой с толеитовыми участками и обилием вулканического стекла, а также наличием миндалекаменных и пористых шлаковидных текстур.

В кальцитоносных траппах широко проявлены, но незначительны по масштабу автометаморфические изменения. Автометаморфические образования в виде незначительных вторичных изменений породообразующих минералов траппов и их первичных миндалин могли возникать только за счет сохранившейся небольшой части окклюдированных паров и газов в древних вулканогенных толщах. О составе этих конденсированных растворов дает некоторое представление находка жидких включений в миндалинах японских лав, содержащих концентрированные кальциевонатриевые хлориды и сульфаты (Kokubu, Watanabe, Jde, 1957). Поствулканический процесс минерализации миндалекаменного типа осуществлялся в течение длительного времени: подтверждением этому служит вертикальная минералогическая зональность состава миндалин, отмечаемая некоторыми исследователями (Моор, 1945; Гуринова, 1964).

Гидротермальное минералообразование кальцитоносных траппов обязано воздействию гидротермальных дифференциатов базальтовой магмы, которые циркулировали в благоприятной структурной обстановке на небольшой глубине при относительно низких давлениях, но в условиях достаточно широкого температурного градиента. Примеры гидротермального метасоматоза горных пород в современных областях активного вулканизма Новой Зеландии (Стейнер, 1953), Камчатки (Набоко, 1963), Монтаны и Невады в США (Уайт, 1958), протекавшего на глубинах от 50—60 до 160—250 *м* с господствующей температурой до 150° С, свидетельствуют о значительном временном разрыве между извержением магмати-

ческих пород и метасоматической деятельностью. На происхождение гидротермальных растворов в настоящее время общепринятой и наиболее обоснованной является точка зрения о смешанном характере гидротерм: атмосферные воды в зоне своего просачивания (глубина до 3 *км*) широко участвуют в формировании гидротерм, смешиваясь с постмагматическими ювенильными конденсатами (Капченко, 1964; Гуревич, 1961). Экспериментальными работами Н. И. Хитарова (Хитаров и др., 1959) и его учеников доказано, что в базальтовом расплаве при температуре 1000° С и давлении 3000 *атм* может быть растворено 5,4% воды. Пары воды отделялись по мере продвижения к поверхности восходящих колонн магмы (Хитаров, 1953; Кадик, 1965). По мнению Д. Уайта (1958), ювенильная вода и другие компоненты магматического происхождения составляют не более 5—10% гидротермальных растворов. Однако именно они, и в первую очередь такие типичные эндогенные газы, как $CO_2$, Cl и F, обусловливают агрессивные свойства растворов и их способность к минералообразованию (Набоко, 1963; Котляр, 1968 и др.). В качестве источника углекислоты, хлоридов и сульфатов в гидротермальных растворах предположительно могут учитываться, помимо вулканических эманаций, также карбонатные породы нижнего палеозоя и подстилающие кембрийские соленосные отложения. Вулканическая деятельность вызывает повышение геотермического градиента и всегда сопровождается активной циркуляцией минерализованных термальных вод.

Парагенетическая связь минерализации с траппами заключается в общности путей движения магмы и следовавших затем растворов (Киевленко, 1959). Вулканогенные толщи горных пород минерализованы неравномерно, главным образом вдоль трещиноватых зон. На пути движения восходящих гидротермальных растворов в соответствии с меняющимся термодинамическим режимом происходила последовательная смена минеральных парагенезисов. Хорошо проницаемые боковые породы подвергались интенсивному метаморфизму, в ходе которого растворы изменяли ионный состав и концентрацию отдельных компонентов.

## СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ РАСТВОРОВ

На примере самых сложных по вещественному составу минеральных парагенезисов на месторождениях дайкового типа с учетом последовательности выделения минералов можно наметить три главные стадии гидротермального процесса: скарновая, карбонатная и цеолит-кальцитовая (рис. 49), соответствующие трем типам изменения боковых пород (табл. 53) и отражающие основные этапы эволюции гидротермальных растворов. В промышленном отношении продуктивной на исландский шпат и отчасти на цеолиты может рассматриваться только третья низкотемпературная стадия. Первая и вторая стадии, наиболее полно отражающие

гидротермальную деятельность траппов в целом, часто не имеют непосредственного отношения к образованию исландского шпата; на многих его месторождениях они вообще отсутствуют. Однако эти две стадии в отдельных случаях могут показаться продуктивными в отношении железорудной и сульфидной минерализации, а также целестина и барита. По термометрии жидких включений в исландском шпате и во многих сопутствующих ему минералах установлены температурные интервалы для каждой стадии.

Наиболее высокотемпературная скарновая (гранат-магнетитовая) стадия отличается интенсивным метасоматозом туфов, туфо-

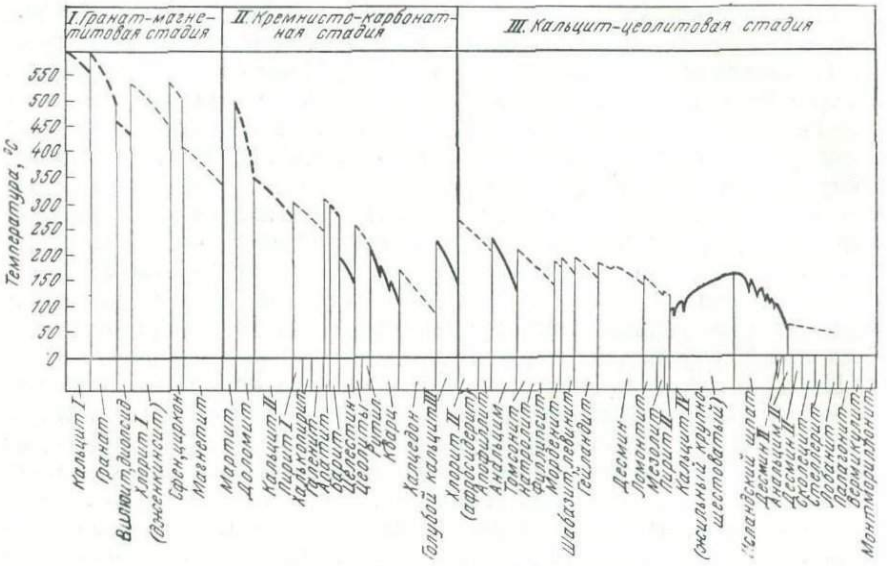



Рис. 49. Схема стадийности минералообразования на примере месторождения дайкового типа

песчаников, меньше долеритов. Процесс заключался в основном в карбонатизации пеплового цемента туфогенных пород или стекловатого мезостазиса траппов и в образовании граната гроссулярандрадитового состава, местами с вилюитом и пироксеном. Пироксены долеритов (пижонит или авгит) замещались диопсидом и салитом, а при повышенной активности щелочей — ферриавгитом (Дмитриев, 1963) и фассаитом (Юдина, 1965). Скарновые образования, широко проявленные на месторождениях дайкового типа, относятся к автоскарнам альбит-анальцимовой фации (Годлевский, Юдина, 1967), отвечающей известковым скарнам диопсид-гранат-везувианового состава, которые при резком повышении химического потенциала и понижении температуры переходят в анальцим-диопсид-везувиановые, минуя эпидот-альбитовые и другие породы.

Таблица 53

## Характеристика основных процессов гидротермального изменения долеритов

| Тип изменения | Типичные измененные породы | Химический тип метасоматоза | Мигрирующие компоненты | | Сопутствующая жильная и гнездовая минерализация | Температурные условия, °С | Химический тип минералообразующих растворов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | привносимые | выносимые | | | |
| Скарнирование | Гранат-вилюитовые, пироксен-гранатовые, кальцит-гранатовые, гранат-хлоритовые | Кальциевый, магнезиально-кальциевый | $CaO$ $Fe_2O_3$ $MgO$ | $SiO_2$ $Na_2O$ $K_2O$ | Магнетит | 550—400 | Сложные многокомпонентные сернисто-хлоридно-углистые, слабокислые до слабощелочных |
| Карбонатизация | Кальцитовые, доломит-кальцитовые, кремнисто-кальцитовые | Кальциевый | $CaO$ | $SiO_2$ $MgO$ $K_2O$ | Барит (целестин), кальцит, доломит, кварц, пирит, галенит | 400—200 | |
| Цеолитизация | Пироксен-цеолитовые, цеолит-хлоритовые | Натриевый | $Na_2O$ $K_2O$ | $SiO_2$ $CaO$ | Анальцим, цеолиты, исландский шпат | 250—50 | Простые бикарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые, слабощелочные до слабокислых |

Растворы, производившие скарнирование, были сильно нагретыми, первоначально имели сернисто-хлоридно-углекислый состав. В катионной части растворов доминировали кальций и железо. Ведущая роль кальция и хлора в формировании железорудных месторождений ангаро-илимского типа отмечалась С. С. Смирновым (1933), Н. П. Аникеевым (1936), А. Г. Бетехтиным (1953) и Н. В. Павловым (1961).

Температурный режим процесса скарнирования, вероятнее всего, отвечал интервалу 550—400° С, что подтверждается началом растрескивания (декрепитации) гранатов при температуре 460—380° С (Андрусенко, 1968). В ходе скарнирования в основном происходила перегруппировка компонентов долеритов и туфов с привносом большого количества кальция и углекислоты и выносом части кремнезема при малой подвижности глинозема. Главными химическими элементами минерального вещества (помимо основных петрогенных кислорода, кремния, алюминия и кальция) являются железо и магний, концентрирующиеся в магномагнетите. Из редких и рассеянных элементов отмечаются бор, скандий и цирконий, накапливающиеся в гранате, галлий и бериллий в вилюите.

Железорудный период характеризовался интенсивными подвижками и в связи с приоткрыванием трещин резким понижением давления. Из растворов пересыщенных железом, которые становились коллоидными, отлагался магнетит в виде гелей, затем из истинных растворов кристаллизовались кокардовые, шестоватые и оолитовые рудные агрегаты магнетита. Поровые, первоначально слабокислые растворы в передовом фронте метасоматоза приобретали нейтральный или даже слабощелочной характер, обеспечивая образование хлорита.

Среднетемпературная карбонатная стадия тоже максимально проявлена в вулканогенных обломочных породах и долеритах. Иногда эти породы карбонатизированы до полного замещения мелкозернистым доломит-кальцитовым агрегатом. Разложение породообразующих силикатов приводило к высвобождению кремнезема, создающего окремнение карбонатизированных пород, которое выражается в выделении по мельчайшим пустотам и трещинам халцедон-кварцевых стяжений. Для этой стадии характерно слабое сульфидное оруденение (пирит, халькопирит, местами галенит), а также кристаллизация небольших количеств апатита, рутила, флюорита, барита, целестина и по мере затухания карбонатизации некоторых цеолитов (натролита, томсонита). Карбонатная стадия является послескарновой с дальнейшим развитием кальциевого метасоматоза в условиях непрекращавшегося привноса кальция и усиления роли углекислоты. Этим, в частности, объясняется тесная пространственная ассоциация скарнов и сернисто-карбонатных метасоматитов.

Процесс карбонатизации, по-видимому, связан с выкипанием сильно нагретых растворов. Одним из наглядных доказательств их кипения является своеобразный пористый кальцит (см. рис. 21),

развитый на месторождениях дайкового типа. Термодинамические параметры системы резко снижаются. Вместе с водяным паром удаляется много углекислоты. Это нарушает карбонатное равновесие растворов и при избытке иона кальция приводит к массовой кристаллизации кальцита. Концентрация тяжелых металлов и серы в растворах повышалась и из них выделялись сульфиды в окислительной обстановке, сульфаты стронция и бария (барит, целестин), окись марганца (пиролюзит). Температура минералообразования на этой стадии, судя по температурам гомогенизации жидких включений в целестине (235—175° С), кварце (175—213° С) и голубом кальците (132—225° С), колебалась в пределах 200—300° С. Метасоматическая карбонатизация приводили к глубокому химическому изменению горных пород; из них выносились практически все компоненты, кроме кальция и магния. В конце процесса мигрирующий в остаточных растворах коллоидальный кремнезем вызывал позднее окремнение карбонатных пород и участвовал в образовании цеолитов (натролит, томсонит).

Геохимическая специфика определяется появлением в составе минеральных продуктов серы и фтора, а также таких не характерных для боковых пород элементов, как барий и стронций, а из халькофильных свинец и медь; во флюорите, апатите и кальците отмечаются следы иттрия и редкоземельных — лантана и иттербия. Таким образом, растворы, израсходовав большое количество кальция и бикарбоната, почти всю серу и тяжелые металлы, в конце процесса становились существенно натриево-хлоридными с незначительной концентрацией ионов кальция и бикарбоната.

Низкотемпературная цеолит-кальцитовая стадия характеризуется возрастанием масштабов минералообразования в открытых полостях и трещинах туфов и долеритов, а также в первичных пустотах эффузивных пород. Для последних особенно характерно, что подавляющая масса выделившегося минерального вещества представлена минералами свободной кристаллизации. По сравнению с более ранними и высокотемпературными стадиями существенно изменяется химизм минералообразования: кальциевый метасоматоз сменяется процессом щелочного характера. Значительно увеличивается количество водосодержащих минералов, особенно цеолитов.

Несколько условно данную стадию можно подразделить на два периода: собственно щелочной (цеолитовый) и щелочно-углекислый (цеолит-кальцитовый или халцедон-кальцитовый).

Щелочной период характеризовался интенсивной в долеритах и более слабой в эффузивных траппах цеолитизацией и хлоритизацией; при этом плагиоклазы замещались анальцимом и цеолитами, а пироксены наряду с вулканическим стеклом базальтов и витрокластическим материалом шаровых лав хлоритизировались. Возникали мощные зоны пироксен-цеолитовых или цеолит-хлоритовых пород, а за счет обогащенных титаномагнетитом долеритов — пироксен-цеолит-сфеновых пород. Такого рода метасоматоз

происходил под воздействием натрийсодержащих растворов в условиях хорошей подвижности щелочей, кальция, железа, кремнезема и частично глинозема.

Количественная сторона этого процесса характеризуется, как было показано расчетами баланса окислов на примере цеолитизации долеритов, выносом более 150 *кг* кремнезема и окиси кальция, а также около 50 *кг* глинозема и привносом в 1 $м^3$ исходной породы от 25 до 200 *кг* щелочей. В зоне формирования измененной пироксен-цеолитовой породы подвижность окислов, за исключением глинозема, заметно уменьшалась, так как они расходовались на образование натриево-кальциевых цеолитов. В ходе цеолитизации происходило последовательное снижение концентрации натрия и постепенное повышение активности кальция, извлекавшегося из боковых пород.

Взаимообмен между натрием и кальцием в системе раствор — боковая порода получил экспериментальное подтверждение в опытах по обработке долеритов чистой водой и солевыми растворами натрия и кальция в автоклавах — экстракторах, которые впервые были поставлены Е. Я. Киевленко совместно с Н. И. Хитаровым (Киевленко, 1959; Хитаров и др., 1958). Мы повторили такие опыты на ряде разновидностей долеритов (Андрусенко, Москалюк, 1966). Эти опыты проводились при трех различных режимах давления и температуры, один из которых (4,8 *атм* и 150° С) был близок к природным условиям цеолитообразования. Два других опыта (60 *атм* и 300° С и 87 *атм* и 300° С) проводились при несколько повышенных, по сравнению с природными, термодинамических параметрах с целью более четкого выявления особенностей химизма этого процесса. Было установлено, что в принятых разных условиях опытов с долеритами активно взаимодействует даже чистая вода, которая растворяет главным образом кремнезем и натрий. Подвижность кальция под действием чистой воды или раствора бикарбоната натрия невелика, но она резко возрастает в растворе хлористого натрия. Наоборот, растворимость натрия значительно увеличивается при обработке долеритов растворами хлористого кальция. Н. И. Хитаров еще ранее подчеркивал, что хлор-ион вообще создает весьма благоприятную среду для миграции кальция и щелочей (Хитаров, 1957).

Итак, первоначально существенно натриево-хлоридные гидротермы реагировали с боковыми породами, вызывая замещение плагиоклазов анальцимом и натролитом и обогащаясь кальцием. По мере насыщения растворов последним началось образование натриево-кальциевых, а затем и кальциевых цеолитов. Повышение активности кальция в свою очередь приводило к насыщению растворов натрием, что вызывало возникновение новой генерации анальцима и т. д.

В открытых трещинах в соответствии с этой схемой процесса происходила также кристаллизация разнообразных цеолитов, для которых вообще очень характерна легкость обмена катионами.

Этим объясняется зональность строения минеральных тел, особенно характерная для месторождений штокового типа. Порядок выделения цеолитов определяется не только содержанием в них воды, но и активностью кремнезема. По экспериментальным данным Э. Э. Сендерова (1965), которые хорошо совпадают с наблюдаемыми природными парагенезисами, при избытке в растворах $SiO_2$ минеральные фазы, богатые CaO, вытесняются менее богатыми, т. е. вместо морденита в таких условиях кристаллизуется анальцим и другие минералы.

Процесс образования хлоритов и гидрослюд за счет преобразования железисто-магнезиальных силикатов (пироксена, оливина, основного вулканического стекла) также сопровождается переводом в раствор кальция и щелочей.

Избыточный кремнезем, освобождающийся в ходе метасоматических реакций, мигрирует в растворах и отлагается в виде халцедона. Этот же кремнезем переносился, вероятно, и в коллоидальной форме, и в менее прогретых зонах образовывались кварц-халцедоновые жилы и прожилки. При этом часто возникали своеобразные корковидные агрегаты сферокристаллов кварца и сталактитоподобные образования халцедона, отлагавшиеся по стенкам кальцитоносных полостей. В халцедоне содержатся мало изученные, но весьма специфические включения коллоидных растворов (*Н. П. Ермаков, Ф. П. Мельников*, 1970 г.).

Щелочно-углекислый период наступает вслед за выделением основной массы цеолитов и приводит к росту в свободных полостях крупных кристаллов исландского шпата. Кристаллизации его в базальтах и шаровых лавах предшествовали окварцевание и халцедон-сапонитовая минерализация. В основном выкипевшие и ставшие гомогенными жидкие растворы с температурой от 200—150 до 100° и менее действовали в зоне позднего кальцитообразования. Одновременно с кальцитообразованием и в ряде случаев несколько дольше него происходила аргиллизация (монтмориллонит, сапонит) боковых пород, местами (р. Мункамба) с интенсивным развитием в них гидрослюд.

Геохимическое поведение элементов-примесей цеолит-кальцитовой стадии сказывается в том, что стронций и барий, столь характерные для предыдущей стадии, здесь фиксируются в гейландите, шабазите и мордените только в виде следов, в натролите и томсоните обнаруживаются акцессорные количества бериллия, а в кальците и исландском шпате — галлия, иридия, иттрия и лантаноидов.

Стадийность гидротермального процесса подчеркивается также изменением кристаллохимической структуры минеральных видов. Вначале образуются относительно простые ортосиликаты с изолированными анионными кремнекислородными тетраэдрами (гранаты, вилюит), а также силикаты кальция и магния (диопсид); к концу первой стадии появляются гидроксилсодержащие алюмосиликаты со слоистыми кристаллическими структурами (хлориты типа дженкинсита, диабантина, прохлорита и др.). Во вторую ста-

дию происходит разрушение силикатных минералов с замещением их минералами карбонатного и сульфатного состава. Третья стадия вначале характеризуется преимущественно силикатными постройками минералов, большинство которых представлено гидроксил- и водосодержащими каркасными силикатами кальция и щелочей (анальцим, цеолиты), а отдельные — силикатами с переходной кристаллической структурой от каркасной к слоистой (апофиллит). Второй период третьей стадии знаменуется новой сменой силикатов карбонатами (кристаллизация исландского шпата); устойчивыми оказываются только некоторые слоистые силикаты (сапонит, монтмориллонит и гидрослюды — вермикулит, селадонит) и отдельные из каркасных (морденит, анальцим, десмин), кристаллизующиеся одновременно или чуть позже кальцита.

Проведенные нами разнообразные исследования позволили выяснить, особенно по газово-жидким включениям (см. выше), что минералообразование и преобразование пород на месторождениях исландского шпата протекали при участии гомогенных или вскипавших гидротермальных растворов, имевших сернисто-хлоридно-бикарбонатно-натриево-кальциевый состав, который эволюционировал по мере снижения температуры процесса (см. табл. 50). На формирование состава катионной части растворов оказал значительное влияние состав вмещающих пород, т. е. процесс латеральной секреции.

Широкая мобилизация вещества боковых пород для осуществления гидротермального минералообразования подтверждается одинаковым комплексом рассеянных и редких элементов в траппах и гидротермальных продуктах их изменений и новообразований. Эти растворы к началу образования исландского шпата, который всегда кристаллизовался в заключительную стадию процесса, становились резко обогащенными кальцием. Особо важную минералообразующую роль играла углекислота.

Высокое парциальное давление газообразной углекислоты препятствовало образованию кальцита до самых последних стадий процесса и поддерживало присутствие бикарбонат-иона в растворе. На конечных стадиях процесса оно достигало такого уровня, когда уже оказывалась возможной кристаллизация оптического кальцита. Постоянное наличие незначительных количеств бикарбонат-иона и углекислоты в растворах включений в исландском шпате отвечало тем оптимальным уровням их концентрации, которые, по-видимому, были необходимы для медленной кристаллизации этого ценного оптического минерала (И. Н. Маслова, 1966 г.).

Изучение состава жидких включений в оптическом кальците подтвердило важнейшую роль хлора в процессах природного кальцито- и цеолитообразования. Как нам представляется, наличие хлора способствовало активному взаимодействию гидротермальных растворов с боковыми породами, разложению карбонатных метасоматитов и породообразующих силикатов и обогащению растворов кальцием. Именно в хлоридной форме в основном осуще-

ствлялся перенос щелочей и кальция к месту кристаллизации цеолитов и кальцита. По мере удаления углекислоты и связанных с ней бикарбонатных ионов ион хлора начинал количественно преобладать и замедлял кристаллизацию кальцита. Своим присутствием в растворах он поддерживал оптимальную концентрацию кальция и обеспечивал образование наиболее высококачественных кристаллов исландского шпата.

Кристаллизация оптического кальцита происходила в свободных полостях, заполненных раствором в относительно стабилизированных физико-химических условиях минералообразующей среды. Устойчивый и однородный рост кристаллов обеспечивался в то же время постоянным притоком (просачиванием) свежих порций кальциевого бикарбонатно-хлоридного раствора в каждый природный резервуар-кристаллизатор оптического кальцита. При этом необходимым условием было определенное сочетание термодинамических параметров. Так, на месторождениях гончакского типа кристаллы высокого качества формировались из высококонцентрированных растворов при низких (до 100° С) температурах, а на месторождениях дайкового типа, наоборот, из слабоминерализованных растворов при высоких (до 200° С) температурах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Произведенные исследования позволили установить общие и некоторые частные закономерности развития кальцитоносной гидротермальной минерализации в нижнемезозойской трапповой формации центральной части Сибирской платформы. Эта минерализация связана с вулканической деятельностью, протекавшей в близповерхностных условиях, что и определило ее специфические черты. Минеральные продукты локализованы в вулканогенно-обломочных (пирокластических) образованиях нижнекорвунчанской свиты нижнего триаса, в пересекающих их интрузивных трапповых телах поздних магматических фаз (Ангаро-Вилюйский район), а также в эффузивных базальтах нидымской свиты, слагающей самые низы разреза мощной лавовой толщи (Путоранский район). Эти два района представляют собой обширную Средне-Сибирскую кальцитоносную провинцию. Месторождения исландского шпата со своеобразным комплексом парагенных минералов цеолитовой фации контролируются сложными зонами разрывных нарушений и вулкано-тектоническими структурами типа трапповых впадин и кальдер проседания. Общими структурами локализации месторождений в эффузивах (нидымский, гончакский и шпатовский типы) являются мульдообразные впадины с валами коробления, заполненные лавовыми покровами с линзами шаровых лав. Частными структурами здесь выступают прототектонические трещины и полости, тяготеющие к границам раздела базальтовых покровов, и в межглыбовых промежутках шаровых лав. Для месторождений в вулканогенно-обломочных породах и интрузивных траппах частными структурами локализации являются участки крупноглыбового дробления прижерловых фаций туфов и мелкообломочных туфопесчаников (чуньско-чамбинский тип), крупные межглыбовые полости в участках перемещенных блоков долеритов, вмещающие мощные кальцитовые жилы и погреба с кристаллами исландского шпата больших размеров (дайковый тип), или пустоты и контракционные трещины в участках скорлуповато-шаровой отдельности, расширенные процессами гидротермального выщелачивания (штоковый тип).

*Минерализация генетически связана* с трапповыми породами, являющимися производными основной магмы, обогащенной летучими компонентами (водой, хлором, углекислотой); немаловажно также достаточно высокое содержание кальция в базальтоидах. Благоприятные факторы интрузивной магматической деятельности выразились в развитии мелких субвулканических трапповых тел (штоков, даек, неправильных жил) поздних фаз внедрения, представленных *субщелочными* дифференциатами долеритов (тешенитами) и палагонитовыми их разностями. Петрохимические черты кальцитоносных траппов обусловлены смешанным оливин-базальтовым (толейитовым, по А. П. Лебедеву) типом магмы. Состав эффузивных кальцитоносных траппов отличается от состава эталонного траппа несколько большей основностью и повышенным содержанием кальция и окисного железа наряду со слабой недо*сыщенностью кремнеземом*, а состав кальцитоносных интрузивных траппов отличается от типового повышенной щелочностью и железистостью.

Различия постэффузивной и постинтрузивной гидротермальной минерализации на месторождениях исландского шпата во многом определяются разным характером и масштабами процессов гидротермального метасоматоза. Слабо проявленные гидротермальные *изменения компактных базальтов*, затронувшие в основном только стекловатый плохо раскристаллизованный материал шаровых лав, обусловил преобладание в эффузивных траппах минерализации миндалекаменного типа, а также заполнения открытых прототектонических полостей (минерализация гнездового типа). На ходе минерализации здесь весьма существенно сказывалось наличие экранирующих горизонтов в виде компактных базальтов, которые подпруживали восходящие гидротермальные растворы и стабилизировали их действие. Существенную роль играли сильно проницаемые шаровые лавы, являющиеся коллекторами растворов.

Постинтрузивная минерализация обязана действию как поровых растворов, обусловивших широкий инфильтрационный метасоматоз боковых пород, так и, главным образом, растворов, циркулирующих по системам сообщающихся трещин. Многочисленные *внутриминерализационные* подвижки стимулировали и облегчали продвижение растворов снизу вверх. Для месторождений в интрузивных траппах характерен глубокий гидротермальный метасоматоз с формированием скарнированных, карбонатизированных и цеолитизированных пород в условиях довольно широкого температурного интервала (550—100° С), что обусловило наличие явлений телескопирования.

*Наибольшее поисково-оценочное* значение представляют гидротермально измененные породы низкотемпературной стадии: зоны пироксен-цеолитовых, анальцимизированных, хлоритизированных и в качестве признака окологнездового изменения монтмориллонитизированных и сапонитизированных пород, а на месторождениях дайкового типа еще и своеобразная магнетит-долеритовая брекчия.

В результате анализа минеральных парагенезисов выделены две основные минеральные формации: субвулканическая железорудно-карбонатная и приповерхностная кварц-цеолит-кальцитовая. Первая является производной только постинтрузивной гидротермальной деятельности, вторая имеет генетическую связь также и с постэффузивной. В целом для вулканогенных основных пород рассматриваемого района характерны низкотемпературные минеральные ассоциации и в меньшей мере скарновые минералы.

Процессы минералообразования в общем случае протекали в три стадии, соответствующие термодинамическим фациям растворов: 1) скарновую (гранат-магнетитовую), отвечающую фации сильно нагретых (550—400° С) растворов; 2) кремнисто-карбонатную, отвечающую выкипавшим растворам (400—200° С); 3) цеолит-кальцитовую — охлажденным растворам (250—50° С).

По термометрии газово-жидких включений в кальците и некоторых минералах-спутниках установлены температурные рамки стадийности и общей температурный интервал минералообразования (550—50° С), а в его пределах — интервал продуктивного кальцитообразования (200—50° С). Концентрации растворов по непосредственным химическим анализам включений, подтвержденные результатами их криометрии (замораживания), колебались от 450 до 80 *г/л*.

По жидким включениям также выяснено, что в результате взаимодействия растворов с боковыми породами (при имевшей место широкой мобилизации вещества последних) и выпадения минеральных продуктов их химический состав эволюционировал от сложных многокомпонентных сернисто-хлоридно-углекислых слабокислых — слабощелочных до простых бикарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых слабокислых (pH=4,5—5,5) гидротерм. Наличие кислорода в составе газовой фазы включений свидетельствует о возможности кристаллизации исландского шпата в условиях окислительной обстановки. На фоне эволюционного изменения главных термодинамических параметров системы в результате раскрытия трещин и увеличения объема полостей проявлялись скачкообразные изменения плотности, температуры и концентрации растворов при резко снижавшемся давлении.

Изложенная схема процессов минерализации позволяет определить минералого-геохимические поисково-оценочные критерии для месторождений оптического кальцита. Они заключаются прежде всего в развитии продуктов минерализации определенных стадий. Высокопродуктивной является цеолит-кальцитовая стадия, которая только изредка сочетается, в результате явлений телескопирования, со скарновой стадией. Среди многочисленных сопутствующих минералов индикаторами благоприятного направления гидротермального процесса могут быть совсем немногие: из цеолитов только десмин и морденит, из остальных — натечный сталагмитоподобный халцедон. Из элементов-примесей в качестве индикаторов кристаллизации однородного кальцита можно назвать

титан и медь. Развитие крупнокристаллического и шестоватого жильного кальцита, а также наличие кристаллов исландского шпата простых габитусных форм должны рассматриваться как прямые положительные оценочные критерии.

Установленные закономерности могут оказать помощь при выявлении новых месторождений оптического кальцита, а также месторождений других возможных видов минерального сырья (аметиста, технического и ювелирного халцедона и агата, цеолитов, барий- и стронцийсодержащих минералов и т. д.) в аналогичных трапповых формациях.

Некоторые физико-химические параметры среды минералообразования и кристаллизации исландского шпата в природных условиях, выявленные экспериментально по жидким включениям, полезно учитывать при синтезе кальцита и других минералов.

Исследования по дефектологии исландского шпата позволяют рекомендовать некоторые рациональные методы улучшения качества кристаллов, в частности увеличивать их прозрачность в ультрафиолетовой области спектра путем отжига, а также использовать кристаллы с некоторыми тонкими дефектами (свилями, тонкой замутненностью, радужностью).

## ЛИТЕРАТУРА


Агуреева Н. В. Особенности строения и цеолитовой минерализации шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. В кн. «Водные вулканич. стекла и поствулканич. минералы». Изд-во «Наука», 1967.

Анастасенко Г. Ф. Датолит, пренит и апофиллит из бассейна р. Курейки. Тр. НИИГА, т. 133, 1963.

Андрусенко Н. И. Гидротермальный целестин из бассейна р. Нижней Тунгуски. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1957.

Андрусенко Н. И., Вишневский А. А. О рациональном использовании исландского шпата. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.

Андрусенко Н. И. Месторождения исландского шпата зарубежных стран. «Разведка и охрана недр», 1962, № 7.

Андрусенко Н. И., Кузовкин С. А. Роль структурных факторов в размещении месторождений исландского шпата в интрузивных траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИСИМС, т. 7, 1962.

Андрусенко Н. И., Киевленко Е. Я. Жидкие включения в исландском шпате. В кн. «Исследование минералообразующих растворов». Тр. ВНИИСИМС, т. 9, 1966.

Андрусенко Н. И., Москалюк А. А. Опыты по гидротермальной обработке долеритов в связи с вопросами генезиса месторождений исландского шпата. «Геохимия», 1966, № 9.

Андрусенко Н. И. Термометрия и химизм по жидким включениям в анальциме. В кн. «Исследование минералообразующих растворов». Тр. ВНИИСИМС, т. 9, 1966.

Андрусенко Н. И. Стадийность процесса минералообразования на месторождениях исландского шпата в интрузивных траппах Сибирской платформы по термометрии и химизму жидких включений. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия», т. I. Изд-во «Наука», 1968.

Андрусенко Н. И., Васильева М. С. О жидких включениях в апофиллите. Минерал. сб. Львовск. ун-та, № 22, вып. 1, 1968.

Андрусенко Н. И., Киевленко Е. Я. Многофазовые включения в исландском шпате из гранитных пегматитов Киргизии. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия», т. 2. Изд-во «Наука», 1968.

Андрусенко Н. И., Клиентова Г. П. Макро- и микроминеральные включения в исландском шпате. Тез. III Всес. совещ. по геотермобарометрии, 1968.

Андрусенко Н. И., Мельников Ф. П. Криометрические исследования жидких включений в исландском шпате месторождений СССР. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия», т. 2. Изд-во «Наука», 1968.

Андрусенко Н. И., Хитаров Д. Н. Физико-химическая характеристика кальцитообразующих растворов по жидким включениям. Тез. III, всес. совещ. по геотермобарометрии, 1968.

Андрусенко Н. И. Геолого-структурные особенности месторождения дайкового типа на Сибирской платформе. Тр. ВНИИСИМС, т. 12, 1970.

Андрусенко Н. И., Дронов В. В. Некоторые вопросы онтогении кристаллов исландского шпата. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 98, вып. 5, 1969.

Аникеев Н. П. Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений. Тр. Вост.-сиб. геол.-разв. треста, вып. 19, 1936.

Бершов Л. В., Самойлович М. И., Лушников В. Г., Андрусенко Н. И. Исследование природы окраски розового кальцита. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 97, вып. 2, 1968.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Бондарь В. Г. Месторождение целестина в бассейне р. Нижней Тунгуски (Сибирская платформа). Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 78, вып. 3, 1960.

Василевский Б. Ф. Эволюция кристаллографических форм исландского шпата в его эпитермальных месторождениях Таджикистана. Тр. Узб. геол. упр., т. 14, 1939.

Васильева З. В., Кудряшова В. И. Апатит из Сибирской трапповой формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1958.

Васильева М. С. Температурный режим минералообразования на месторождениях исландского шпата р. Нижней Тунгуски. Изв. вузов, № 2, «Геология и разведка», 1970.

Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.

Винчелл Л. Н., Винчелл Г. В. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит., 1953.

Вязовов Ю. С. О кольцевых и конических структурах в пределах туфового поля Тунгусской синеклизы в связи с проблемами прогнозирования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, вып. 6, 1965.

Вязовов Ю. С. О кольцевых разрывах в центре Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 174, № 3, 1967.

Годлевский М. Н., Юдина В. В. Контактовые ореолы дифференцированных трапповых интрузий и их поисковое значение. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, 1967.

Гольдберг И. С., Беляева А. С. О природе органических соединений в кристаллах исландского шпата Нижне-Тунгусских месторождений. «Геохимия», 1965, № 10.

Гоньшакова В. И. Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните в палагонитовых миндалекаменных диабазах западной части Вилюйской впадины. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1956.

Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961.

Григорьев Д. П. Онтогения минералов, 1961.

Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 61, 1961.

Гуринова Е. И. Особенности кристаллизации породообразующих минералов в шаровых лавах Нижней Тунгуски. «Геология и геофизика», 1960$_1$, № 8.

Гуринова Е. И. Геологические условия образования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, серия геол., $1960_2$, № 6.

Гуринова Е. И. Вопросы образования шаровых лав и связанных с ними месторождений исландского шпата в Тунгусском бассейне. Автореф. канд. дисс., 1964.

Гуринова Е. И., Яковлевская Т. Я. Повеллит из месторождения исландского шпата на Нижней Тунгуске. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 13, 1962.

Дитмар В. Г. Геологические исследования в верховьях р. Вилюя. Изд. Гос. геогр. об-ва, т. 66, № 1, 1934.

Дмитриев Ю. И. Метасоматические карбонатные породы горы Чавиды. Материалы ИГЕМ АН СССР, 1959.

Дмитриев Ю. И. Траппы и исландский шпат р. Чоны. Изд-во АН СССР, 1963.

Долгов Ю. А. Эволюция и флуктуации термодинамических параметров в эндогенном минералообразовании. Тез. III Всес. совещ. по геотермобарометрии, 1968.

Евзикова Н. З. Образование сферолитов пренита на месторождениях исландского шпата Сибирской платформы. В кн. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогения минералов). Изд-во «Наука», 1966.

Еремеев В. В. Цеолиты бассейна р. Тэтэрэ. В кн. «Водные вулканич. стекла и поствулканич. минералы». Изд-во «Наука», 1967.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатного состояния). Изд. Харьковск. гос. ун-та, 1950.

Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 2, 1957.

Ермаков Н. П. Структуры локализации полезных ископаемых. Тр. ВНИИСИМС, вып. 7, 1962.

Ермаков Н. П. Минералогическая термометрия глубинных процессов минералообразования. В сб. «Минерал. термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Ермаков Н. П. Стадийность рудообразования, изменение пород и явления березитизации. В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». Изд-во «Наука», 1970.

Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.

Золотарев Д. А. К вопросу о тектоническом контроле минерализации шаровых лав. Тр. ВНИИСИМС, т. 8. 1964.

Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 1, 1961.

Икорникова Н. Ю. Образование и рост кристаллов тригональных карбонатов. В сб. «Гидротермальный синтез кристаллов». Изд-во «Наука», 1968.

Кадик А. А. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров воды. В кн. «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». Изд-во «Наука», 1965.

Капченко Л. И. К вопросу о генезисе глубинных рассолов Сибирской платформы. «Геохимия», 1964, № 11.

Касьян Ю. Я. О поисковых предпосылках и признаках месторождений исландского шпата вилюйского типа на Сибирской платформе. Тр. ВНИИП, т. 5, 1961.

Киевленко Е. Я., Андрусенко Н. И. Поиски и разведка месторождений исландского шпата. Госгеолтехиздат, 1957.

Киевленко Е. Я. Опыт изучения жидких включений в исландском шпате месторождений Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 2, $1958_1$.

Киевленко Е. Я. О шаровых лавах Сибирской платформы и связанном с ними минералообразовании. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, $1958_2$.

Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 1, 1959.

Козловский В. Х., Кузнецова Н. Н., Снопко Я. П. Исследование природы желтой окраски кристаллов исландского шпата и механизм их обесцвечивания. Тр. ВНИИСИМС, т. 10, 1969.

Комовский Г. Ф., Снопко Я. П. Желтая окраска исландского шпата и способы ее обесцвечивания. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.

Кононов О. В. Люминесцентные свойства кальцитов. Тез. докл. Научн. отчетн. конфер. геол. ф-та МГУ, 1966.

Корнетова В. А. Повеллит из миндалин в диабазах. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 6, 1954.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». Изд-во «Недра», 1968.

Краснов И. И., Масайтис В. Л. Тектоника Оленекско-Вилюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.

Кудряшова В. И. К вопросу образования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, $1958_1$.

Кудряшова В. И. Гиролит из эффузивных траппов р. Нижней Тунгуски. Докл. АН СССР, т. 123, № 3, $1958_2$.

Кудряшова В. И. Гидротермальная минерализация в связи с траппами среднего течения Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1959.

Кудряшова В. И. Железистый сапонит и селадонит из шаровых лав Сибирских траппов. Тр. Минерал. музея, вып. 13, 1962.

Кудряшова В. И., Белоусов Г. Е. Зеленый апофиллит с р. Нидым (Эвенкийский нац. округ). Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 14, 1963.

Кудряшова В. И. Тунгусит — новый минерал из группы водных силикатов кальция. Докл. АН СССР, т. 171, № 5, 1966.

Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 161, 1955.

Лебедев А. П. Сопоставление траппового магматизма Сибирской и некоторых других провинций мира. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 7. Изд-во «Наука», 1964.

Лебедев А. П. Дифференцированные трапповые интрузии «Вилюйских гор». В кн. «Вопросы магматизма В. Сибири». Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 29, 1959.

Леммлейн Г. Г. Процесс залечивания трещин в кристалле и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. Докл. АН СССР, т. 78, № 4, 1951.

Лоскутов А. В. Жидкие и многофазовые включения в натролитах. В сб. «Материалы по геологии Кольского п-ова, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Магматические формации и комплексы Сибирской платформы и их минерагения. В кн. «Геол. строение и полезн. ископ. В. Сибири». Изд-во АН СССР, 1958.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, проблема 7. Изд-во «Наука», 1964.

Ляхович В. В. К минералогии палагонитов. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.

Ляхович В. В. О новых разновидностях вилюита. Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, № 9, 1956.

Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. Тр. ВСЕГЕИ, т. 97, 1964.

Маслова И. Н. Применение ультрамикрохимического анализа к исследованию состава растворов газово-жидких включений в минералах. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Маслова И. Н., Гуринова Е. И. Ультрамикрохимические исследования жидких включений в исландском шпате. Тр. ВНИИСИМС, т. 9, 1966.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

Мокиевский В. А., Самусина С. Н., Скропышев А. В. Внутренняя морфология двойников по (0001) исландского шпата. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 97, вып. 2, 1968.

Моор Г. Г. О шпатоносной провинции Сибирской трапповой области. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 48, № 6, 1945.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

Наумов В. Б., Андрусенко Н. И., Погодин Ю. В. О поправке на давление к температурам гомогенизации по включениям в искусственном кальците и сфалерите. Тез. III Всес. совещ. по геотермобарометрии, 1968.

Наумов В. Б., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н. О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений. Докл. АН СССР, т. 171, № 1, 1966.

Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. 4. Изд-во АН СССР, 1959.

Оффман П. Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 7. Изд-во «Наука», 1964.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961.

Петров В. П. Вулканические стекла и цеолитообразование. В кн. «Водные вулканич. стекла и поствулканич. минералы». Изд-во «Наука», 1967.

Полунина Л. А. Особенности проявления гидротермальной деятельности на железорудных месторождениях Ангаро-Илимского типа. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 23, 1959.

Полькин Я. И. К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 102, 1959.

Равич М. Г. О гидротермальных дифференциатах траппов р. Вилюй. Тр. НИИГА, т. 43, 1954.

Раменская М. Е. О битуме в исландском шпате. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.

Рожкова Е. В., Ершова К. С., Андрусенко Н. И. О воде в цеолитах. Бюлл. ВИМС, вып. 3. Госгеолтехиздат, 1962.

Самойлович Л. А. О соотношениях p—t—F свойств водных растворов хлористых солей при высоких давлениях и температурах. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 92, вып. 5, 1963.

Самойлович М. И., Лушников В. Г. О природе желтой окраски кальцита. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 98, вып. 4, 1969.

Самусина С. Н. Скульптура граней кристаллов исландского шпата месторождений Восточной Сибири. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 98, вып. 4, 1969.

Сарсембаева Х. К. Исследование природы окраски и свойств люминесценции кристаллов оптического кальцита. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1964.

Сендеров Э. Э. Особенности условий образования цеолитов. В сб. «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». Изд-во «Наука», 1965.

Скропышев А. В. Нижнетунгусские месторождения исландского шпата. Материалы Вост.-Сиб. геологоразв. треста нерудн. ископ., вып. 1. Иркутск, 1945.

Скропышев А. В. О парафине из полиметаллической жилы. Докл. АН СССР, т. 88, № 4, $1953_1$.

Скропышев А. В. О некоторых особенностях вулканизма Сибирской платформы и закономерностях пространственного распределения месторождений исландского шпата. Зап. ЛГИ, т. 31, $1953_2$.

Скропышев А. В. О твердых включениях в исландском шпате. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.

Скропышев А. В. Газово-жидкие включения в кристаллах исландского шпата. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.

Скропышев А. В. Зональность в кристаллах исландского шпата. Изв. высш. учебн. заведений, «Геология и разведка», $1960_1$, № 7.

Скропышев А. В. О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 29, $1960_2$.

Скропышев А. В. Природа окраски исландского шпата месторождений Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960з.

Смирнов С. С. К минерагении Среднесибирской платформы. «Проблемы советской геологии», т. 4, № 10, 1933.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. научн.-исслед. ин-та, т. 43, 1936.

Спижарский Т. Н. Сибирская платформа. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.

Спижарский Т. Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы. Докл. на ежегод. чтениях памяти В. А. Обручева, тт. 1—5. Изд-во АН СССР, 1961.

Старицкий Ю. Г. Эндогенные полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. «Советская геология», 1959, № 1.

Сущевская Т. Н. Недостатки метода водных вытяжек при анализе состава включений. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия», т. 2. Изд-во «Наука», 1968.

Тиррель Г. В. Вулканы. Госгеолнефтеиздат, 1934.

Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 11, 1941.

Уайт Д. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.

Уокер Ф. и Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В кн. «Геология и петрография трапповых формаций». Изд-во иностр. лит., 1950.

Учамейшвили Н. Е. О химическом составе растворов жидких включений в баритах. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Ферсман А. Е. Цеолиты России и их минералогия. Избр. тр., т. 1. Изд-во АН СССР, 1952.

Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А., Самойлович Л. А. Зависимость поправки к температурам гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений от давления, плотности и состава растворов. «Геология рудных м-ний», т. 10, № 3, 1968.

Хитаров Д. Н. Некоторые методические вопросы определения химического состава газово-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия», т. 2. Изд-во «Наука», 1968.

Хитаров Н. И. О некоторых гидротермальных экспериментах. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, М., 1953.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.

Хитаров Н. И., Рентгартен Е. В. и др. Химический состав жидких включений исландского шпата и вопросы его генезиса. «Геохимия», 1958, № 3.

Хитаров Н. И. и др. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. «Геохимия», 1959, № 5.

Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Хрянина Л. П. Трапповый магматизм р. Бахты и низовий Подкаменной Тунгуски и связь с ним магнетитового оруденения. Автореф. канд. дисс. М., 1960.

Четвериков Л. И. Особенности строения лавовых покровов в бассейне р. Нидым (центральная часть Тунгусского бассейна). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1959, № 3.

Шапошников А. А., Ермаков Н. П. О величине расхождения температуры гомогенизации газово-жидких включений с истинными температурами кристаллизации консервирующего их искусственного кварца. В кн. «Минерал. термометрия и барометрия», т. 1. Изд-во «Наука», 1968.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 10 (№ 3—4), 1932.

Шкабара М. П., Штурм Е. А. Цеолиты Нижнетунгусского района. Зап. Всеросс. минерал. об-ва, ч. 63, вып. 1, 1940.

Шустов А. В. Особенности симметрии некоторых двойников роста исландского шпата. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 94, вып. 3, 1965.

Шустов А. В. Конические вициналн на пинакоиде кальцита. Зап. ЛГИ, т. 54, вып. 2, 1968.

Шустов А. В. Секториальное строение кристаллов исландского шпата из Эвенкийских месторождений. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 98, вып. 1, 1969.

Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Б. Ботуобии (Сибирская платформа). Изд-во «Наука», 1965.

Kokubu N., Watanabe S., Ide I. Liquid inclusion in the amigaloidal cavities of olivin basalt from Imasu, Hukuoka city. Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., N 4, 1957.

Mason B. a. Greenberg S. Zeolites and associated minerals from S. Brasil. Arkiv för mineralogi och Geologi Stockholm, Band I, H. 56, 1954.

Medlin W. L. Tropping centres in thermoluminescent calcite. Phys. Rev., vol. 135, 1960.

Roedder E. Studies of fluid inclusions. Freesing date and their interpretation. Econ. Geol, vol. 58, N 2, 1963.

Przibram K. Verfärbung und Lumineszenz. VI.—Z. Phys., 154, N 1, 1959.

Steiner A. Hydrothermal alteration at Wairakei. New Zealand Repz. Econ. Geol., vol. 48, N 1, 1953.

Sunagawa I. Variation of crystal habit of calcite with special reference to the relation between habit and crystallisation stage. Rep. Geol. Surv. Japan, N 155, 1953.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Стр.

Введение . . . . . 3

**Основные черты геологического строения Сибирской кальцитоносной провинции** . . . . . 6

Стратиграфия и магматизм . . . . . 7
Тектоника . . . . . 12

**Петрологические особенности кальцитоносных траппов** . . . . . 16

Фазы траппового вулканизма . . . . . —
Морфологические особенности и петрографический состав кальцитоносных интрузивных траппов . . . . . 17
Петрохимические особенности кальцитоносных интрузивных траппов 23
Петрографический состав и петрохимические черты кальцитоносных эффузивных траппов . . . . . 27
Гидротермально измененные траппы . . . . . 30

**Геология месторождений оптического кальцита** . . . . . 54

Путоранский кальцитоносный район . . . . . —
Ангаро-Вилюйский кальцитоносный район . . . . . 61
Структуры локализации месторождений оптического кальцита . . . . 77

**Минералогия месторождений оптического кальцита** . . . . . 84

Исландский шпат (оптический кальцит) — главный промышленный минерал . . . . . 85
Сопутствующие минералы на месторождениях оптического кальцита 129
Особенности гидротермальной минерализации . . . . . 170

**Термобарогеохимия гидротермальных растворов по включениям в минералах** . . . . . 178
Термодинамический режим растворов по включениям . . . . . —
Геохимия растворов по включениям . . . . . 193

**Особенности процесса гидротермального минералообразования и генезиса месторождений оптического кальцита** . . . . . 207
Стадийность процесса минералообразования и эволюция растворов 209

Заключение . . . . . 218

Литература . . . . . 221



*Андрусенко Надежда Ивановна*

**Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы**

Редактор издательства *Башмакова З. И.* Техн. редактор *Полякова Т. И.*
Корректор *Э. А. Ляхова*

Сдано в набор 2/IV 1971 г. Подписано к печати 5/X 1971 г. Формат бум. 60×90¹/₁₆. Печ. л. 14,25. Уч.-изд. л. 15,0. Бумага № 1. Индекс 1-4-1. Заказ 376/3526-4. Т-14776. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 61 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Ленинград, Прачечный пер., д. № 6

1 р. 61 к.

37

НЕДРА 1971