*Записки Ленинградского ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени горного института, т. XXX, вып. 2, 1955*

# ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ — ИСТОЧНИК МАТЕРИАЛА ДЛЯ МИНЕРАЛОВ ХРУСТАЛЬНЫХ ГНЕЗД

*Проф. А. Е. Карякин*

Магматическое происхождение растворов, из которых образовались хрусталеносные кварцевые жилы изученного района, признается большинством исследователей.

Из всех вопросов, связанных с генезисом хрусталеносных кварцевых жил, главным и решающим является вопрос об источнике вещества и особенно об источнике кремнезема в гидротермальных растворах, из которых образовались эти месторождения. Но именно по данному вопросу между исследователями месторождений горного хрусталя не только изученного района, но и всего мира, имеются наибольшие и принципиальные разногласия.

Одни исследователи основным источником вещества в гидротермальных растворах считают магматический очаг, другие — вмещающие породы.

Поскольку в основе этого спора находятся, главным образом, рассуждения гипотетического характера, а не прямые наблюдения и данные, до сих пор этот вопрос остается дискуссионным. Более того, спор между исследователями месторождений горного хрусталя принял столь продолжительный характер, повидимому, еще и потому, что никто из исследователей не попытался подойти к разрешению этой проблемы, расчленив ее на две составные части: об источнике кремнезема кварцевых жил и об источнике вещества, в том числе и кремнезема хрустальных гнезд. В связи с этим, убедительные доводы сторонников одной теории разбивались о не менее убедительные доводы сторонников противоположных взглядов.

Правильное решение вопроса об источнике кремнезема, да и всех других компонентов хрусталеносных кварцевых жил, не является чисто академическим спором, а имеет, несомненно, большое практическое значение.

Если вмещающие (боковые) породы в процессе образования хрусталеносных кварцевых жил дают для них весь или хотя бы часть кремнезема, то в этом случае появляется новый дополнительный, но очень важный литологический поисковый признак, который, исходя из чисто эмпирических данных, в отдельных районах хрусталеносных провинций Советского Союза если и учитывался, то недостаточно полноценно, ибо механизм извлечения кремнезема из боковых пород до сего времени не вышел из области предположений и мало обоснованных

гипотез. Такую избирательную приуроченность хрусталеносных жил к породам определенного литологического состава устанавливают многие авторы для районов своих исследований, но объясняют ее совершенно неконкретными «физико-химическими» свойствами и структурно-тектоническими причинами весьма предположительного характера.

Как известно, в подавляющем большинстве гидротермальных месторождений около минеральных жил минералогический состав вмещающих пород подвергался иногда значительным изменениям.

Не вызывает сомнений, что минеральные новообразования в боковых породах явились результатом взаимодействия гидротермальных растворов с боковыми породами. Совершенно очевидно, что столь важный вопрос, как вопрос о составе минералообразующих растворов и об участии компонентов боковых пород в формировании минеральных жил, может быть, хотя бы приближенно, решен в результате тщательного изучения околожильных, а в данном случае — и окологнездовых изменений боковых пород, путем детального изучения качественных и количественных изменений минералогического и химического составов последних на серийных образцах, надлежаще правильно отражающих все наиболее типичные изменения.

Акад. С. С. Смирнов совершенно справедливо указывал, что «... в понимании процесса образования рудного тела эти измененные породы имеют такое же значение, как и само рудное тело, и, пожалуй, даже большее, так как здесь мы знаем вполне определенно и исходный продукт и конечный. Мне вообще кажется, что один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений» [6].

К этому указанию С. С. Смирнова в первую очередь должны были прислушаться геологи-кварцевики потому, что до сих пор существуют две концепции о происхождении хрусталеносных жил:

1) латераль-секреционная («альпийские жилы»), согласно которой все вещество минеральных жил и отложившие его растворы имеют своим источником вмещающие породы;

2) магматически-гидротермальная, в соответствии с которой вещество минеральных жил целиком приносится растворами из магматического очага и отлагается среди вмещающих пород любого происхождения и состава.

В связи со все возрастающим объемом поисковых, разведочных и добычных работ в хрусталеносных провинциях Советского Союза, за последние годы в фондах ведомственных организаций появилось много интересных геологических отчетов, а в геологических журналах опубликовано значительное число печатных работ по месторождениям горного хрусталя. Однако мы не знаем ни одной работы по месторождениям горного хрусталя, где бы к изучению изменения вмещающих пород подошли, как образно отметил С. С. Смирнов, «с мерой и весом».

Многие авторы геологических отчетов хотя и останавливаются на описании изменений вмещающих пород, но оно дается только для околожильных изменений, а окологнездовые изменения или совершенно не описываются, или о них упоминается лишь попутно и вскользь. Кроме того, описание околожильных изменений вмещающих пород не сопровождается количественной характеристикой таких изменений ни на основании шлифов, ни тем более, исходя из данных химических анализов, и довольно часто ограничивается простым перечислением терминов: «хлоритизация», «серицитизация», «окварцевание» и др.

Поэтому при сравнительно большой детальности исследований месторождений горного хрусталя в других направлениях — связи их с интрузиями, структурной зависимости и т. д., где уже получены более или менее эффективные результаты, химическая сторона процесса формирования хрусталеносных жил до сего времени не получила хотя бы приближенных решений, что несомненно создает значительные затруднения в общей увязке результатов исследований и построении единой, достаточно цельной картины генезиса месторождений и вытекающей из него всей совокупности поисковых признаков.

Принимая во внимание сделанные выше замечания, переходим к описанию окологнездовых изменений вмещающих пород.

Воздействие гидротермальных растворов на вмещающие породы около хрустальных гнезд весьма значительно как по размерам зон измененных пород, так и по интенсивности этих изменений. Во всяком случае, около кварцевых жил гидротермальные изменения не бывают так интенсивны и разнообразны, как вблизи гнезд с кристаллами кварца и особенно около минерализованных трещин и хрусталеносных зон. Это положение подтверждается как полевыми наблюдениями, так и данными микроскопического изучения пород, а также химическими анализами.

Ширина зоны окологнездовых изменений колеблется в широких пределах и, как правило, находится в прямой зависимости от размеров хрустального гнезда.

Около хрустальных гнезд наиболее четко выраженными процессами изменения боковых пород являются хлоритизация, серицитизация, альбитизация, эпидотизация и циозитизация. Однако не во всех боковых породах в одинаковой степени проявляются все эти процессы гидротермального изменения. Около отдельных гнезд некоторые из этих процессов имеют слабое проявление или полностью выпадают, так как характер изменения в значительной мере обусловливается первичным минералогическим составом вмещающих пород. На этом основании окологнездовые изменения будем рассматривать раздельно, в зависимости от состава вмещающих пород.

### 1. Хрустальные гнезда, залегающие в кварцитах и кварцитовых конгломератах

Кварциты и кварцитовые конгломераты исследованного района являются породами очень простого минералогического состава, почти мономинеральными. Благодаря этому химизм околожильных и окологнездовых изменений в данном случае выступает особенно наглядно, поэтому изучение гидротермальных преобразований в боковых породах мы начинаем с кварцитов и кварцитовых конгломератов.

В табл. 1 приводится серия химических анализов кварцитов, выполненных химической лабораторией Северо-Западного геологического управления.

Как видно из приведенных анализов, в измененных кварцитах иногда наблюдается уменьшение содержания кремнезема с 92,75 (анализ *1*) до 92,56% (анализ *3*), а иногда и увеличение его с 92,75 (анализ *1*) до 93,32% (анализ *4*). Поэтому на первый взгляд химические анализы не дают однозначного решения вопроса о выносе или привносе кремнезема растворами. Однако, если в приведенные химические анализы ввести поправки на объемный вес, то картина резко изменится. Дело в том, что при производстве силикатных анализов пробу растирают в тонкий порошок и из химической лаборатории получают процентное

Таблица 1

| Компоненты | *1* | *2* | *3* | *4* | *5* |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 92,75 | 92,60 | 92,56 | 93,32 | 47,53 |
| $TiO_2$ | 0,31 | 0,25 | 0,29 | 0,26 | 1,19 |
| $Al_2O_3$ | 3,76 | 3,25 | 4,11 | 3,32 | 34,77 |
| $Fe_2O_3$ | 0,98 | 0,96 | 0,40 | 0,40 | 1,52 |
| FeO | 0,82 | 0,73 | 0,51 | 0,58 | 0,58 |
| MnO | Следы | | | | |
| CaO | 0,56 | 0,53 | 0,47 | 0,30 | 0,37 |
| MgO | 0,52 | 0,48 | 0,10 | 0,11 | 0,27 |
| $K_2O$ | 0,11 | 0,44 | 0,90 | 0,92 | 6,00 |
| $Na_2O$ | 0,08 | 0,12 | 0,17 | 0,22 | 2,88 |
| $H_2O-$ | 0,04 | 0,04 | 0,16 | 0,02 | 0,25 |
| $H_2O+$ | 0,12 | 0,61 | 0,49 | 0,62 | 4,74 |
| | 100,05 | 100,01 | 100,08 | 100,06 | 100,10 |

Примечание. *1* — анализ образца неизменённого кварцита, взятого между верхней и нижней хрусталеносными зонами (расстояние между зонами 30 *м*); *2* — на расстоянии 1 *м* от стенки висячего бока зоны; *3* — из кварцитов центральной части зоны, расположенных между минерализованными трещинами; *4* — из лежачего бока, в 1 *м* от зоны. Анализ *5* относится к гнездовому выполнению, представленному в основном серицитом.

содержание компонентов не к объему анализируемого штуфа, а к навеске порошка. Следовательно, получаемые анализы из химической лаборатории, как правило, характеризуют «химизм массы породы, а не химизм ее объема» [5].

При изучении околожильных изменений необходимо в этом случае вводить поправку на объемный вес, чтобы получить количественное изменение вещества в реальном объеме породы, а не в порошке, полученном из штуфа.

В коллекции автора имеются штуфы ноздреватых кварцитов, взятые из стенок хрустальных гнезд. Даже при беглом осмотре этих штуфов видно, что из них выщелочено значительное количество кремнезема. Сравнение химического анализа одного из таких образцов (анализ *4*) с анализом (вблизи взятого) неизмененного кварцита (анализ *1*) дало не только уменьшение, но даже увеличение количества кремнезема. При введении же поправок на объемный вес оказалось, что в измененном кварците, по сравнению с неизмененным, имеется весьма значительный вынос кремнезема (табл. 2).

Этот пример показывает, что без введения поправок на объемный вес можно неправильно расшифровать имеющиеся в распоряжении исследователя химические анализы и прийти к совершенно неверным выводам. К сожалению, ошибки подобного рода довольно часто встречаются как в рукописных, так и в печатных работах.

В табл. 2 произведен пересчет приведенных выше химических анализов (табл. 1) с учетом поправок на объемный вес.

Прежде чем перейти к выводам, вытекающим из рассмотрения результатов табл. 2, кратко остановимся на данных микроскопического исследования анализированных пород.

Неизмененный кварцит в основном состоит из зерен кварца и ничтожной примеси чешуек серицита и хлорита, зерен калиевого полевого

Таблица 2

| Компоненты | *1а* | *2а* | *3а* | *4а* | *1б* | *2б* | *3б* | *4б* | *2в* | *3в* | *4в* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 92,70 | 92,59 | 92,48 | 93,26 | 2429,0 | 2074,0 | 1968,0 | 2061,0 | —355,0 | —461,0 | —368,0 |
| $TiO_2$ | 0,31 | 0,25 | 0,29 | 0,26 | 7,5 | 5,6 | 6,2 | 5,7 | —1,9 | —1,3 | —1,8 |
| $Al_2O_3$ | 3,76 | 3,25 | 4,11 | 3,32 | 59,5 | 72,8 | 87,5 | 73,4 | +13,3 | +28,0 | +13,9 |
| $Fe_2O_3$ | 0,98 | 0,96 | 0,40 | 0,40 | 23,4 | 21,4 | 8,7 | 8,8 | —2,0 | —14,7 | —14,6 |
| FeO | 0,82 | 0,73 | 0,51 | 0,58 | 19,8 | 16,4 | 10,9 | 12,8 | —3,4 | —8,9 | —7,0 |
| CaO | 0,52 | 0,53 | 0,47 | 0,30 | 13,6 | 11,9 | 10,0 | 6,6 | —1,7 | —3,6 | —7,0 |
| MgO | 0,57 | 0,48 | 0,10 | 0,11 | 13,8 | 10,8 | 2,1 | 2,4 | —3,0 | —11,7 | —11,4 |
| $K_2O$ | 0,11 | 0,44 | 0,90 | 0,92 | 2,7 | 9,9 | 19,2 | 20,3 | +7,2 | +16,5 | +17,6 |
| $Na_2O$ | 0,08 | 0,12 | 0,17 | 0,22 | 1,9 | 2,7 | 3,6 | 4,9 | +0,8 | +1,7 | +3,0 |
| $H_2O-$ | 0,04 | 0,04 | 0,16 | 0,01 | 0,9 | 0,8 | 3,4 | 0,4 | —0,1 | +2,5 | —0,5 |
| $H_2O+$ | 0,12 | 0,61 | 0,49 | 0,62 | 2,9 | 13,7 | 10,4 | 13,7 | +10,8 | +7,5 | +10,8 |
| | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 2620,0 | 2240,0 | 2130,0 | 2210,0 | | | |
| Объемный вес . . . | 2,62 | 2,24 | 2,13 | 2,21 | | | | | | | |

Примечание. *1а* — анализ неизмененного кварцита, взятого между верхней и нижней хрусталеносными зонами; *2а* — на расстоянии 1 *м* от стенки висячего бока зоны; *3а* — из кварцитов центральной части зоны; *4а* — из лежачего бока, в 1 *м* от зоны. Анализы *1а*, *2а*, *3а* и *4а* отличаются от анализов *1*, *2*, *3* и *4* табл. 1 тем, что все они пересчитаны на 100; *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ неизмененного кварцита с порами; *2б*, *3б* и *4б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененных кварцитов с порами; *2в*, *3в* и *4в* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ свежего кварцита в такой же объем измененного кварцита.

шпата и эпидота, призмочек голубого дистена, пластиночек гематита, иголочек рутила и турмалина.

Текстура породы массивная; структура торцевая, в отдельных участках шлифа бластопсаммитовая.

В измененном кварците количество кварца заметно уменьшается, а серицита появляется так много, что порода может быть названа серицитовым кварцитом; калиевый полевой шпат и гематит исчезают, а остальные минералы остаются примерно в том же количестве, что и в неизмененной породе, но концентрируются в трещинках и пустотах.

По направлению к хрусталеносной зоне заметно увеличивается рассланцованность пород. В висячем и лежачем боках хрусталеносной зоны, а также в центральной ее части, между минерализованными трещинами, кварциты настолько рыхлые, что рассыпаются в кварцевый песок при легком нажиме куска породы в руке. Даже при слабом ветре над хрусталеносными зонами поднимаются целые облака кварцевой пыли или, как говорят рабочие, «забои дымятся».

Как показало исследование под бинокулярной лупой, кварцевый песок состоит из зернышек кварца, мельчайших кристалликов горного хрусталя, листочков серицита, иголочек рутила и турмалина. Характерно, что в рассланцованных кварцитах, так же как и в гальках кварцитовых конгломератов, зерна кварца вытянуты и ориентированы в одном направлении с листочками серицита, иглами рутила и турмалина.

Ширина полос измененных пород достигает 4 *м* с каждой стороны хрусталеносной зоны.

Данные табл. 1 и 2 приводят к следующим выводам.

1. Графы *2в, 3в* и *4в* (табл. 2) показывают, что из 1 $м^3$ измененных кварцитов выносится примерно от 350 до 450 *кг* кремнезема. Следовательно, источником кремнезема в хрусталеносных зонах является не магма, а вмещающие породы. Кремнезем в процессе воздействия гидротермальных растворов на вмещающие породы, вероятнее всего, переотложен, а не привнесен с магматическими растворами и газами.

2. Не менее важными являются данные об источнике титана. Как показывает графа *1б* (табл. 2), в 1 $м^3$ неизмененного кварцита содержится примерно 8 *кг* окиси титана. Этого количества вполне достаточно для появления рутила и брукита, находящихся в виде включений в кристаллах кварца и небольшой примеси в гнездовом выполнении минерализованных трещин, за счет выщелачивания титана из вмещающих пород.

3. Мы не располагаем точными данными по содержанию бора в неизмененных кварцитах. Однако всеми геологами, изучавшими кварциты исследованного района под микроскопом, отмечается присутствие в них турмалина. Призмочки турмалина, примерно в таком же количестве, как и иглы рутила, встречаются во всех просмотренных шлифах неизмененных кварцитов. Это позволяет объяснять наличие иголочек турмалина, включенных в кристаллы кварца хрусталеносных зон, путем заимствования вещества, входящего в состав турмалина, из вмещающих пород.

4. Минерализованные трещины хрусталеносных зон в основном выполнены кристаллами горного хрусталя и серицитом. Появление огромного количества серицита в минерализованных трещинах хрусталеносных зон, очевидно, объясняется привносом образующего материала из нижележащих силикатных пород.

Таким образом, химический состав минералов хрусталеносных зон выводится из химического состава окружающих пород. Кварциты, в которых находятся хрусталеносные зоны, в основном сами отдали материал для кристаллов кварца с включенными в них пластинками

брукита и иголочками рутила и турмалина. Материал для образования серицита, очевидно, был привнесен в хрусталеносные зоны из нижележащих, богатых калием и натрием, пород. Отсюда становится понятной химическая активность гидротермальных, обогащенных калием и натрием растворов при процессах интенсивного преобразования кварцитов, вмещающих хрусталеносные зоны.

Нельзя утверждать, что приведенные в табл. 2 данные претендуют на действительно точную количественную оценку изменения вещества, ибо для этого нужно большее количество анализов. Но, во всяком случае, произведенный расчет даже для немногих анализов подводит более прочную базу под наши выводы о выносе-привносе вещества.

## 2. Хрустальные гнезда, залегающие в гранитоидах

I. Гранит-порфиры. Под кварцевой жилой одного из месторождений было вскрыто крупное хрустальное гнездо. Кварцевая жила и приуроченное к ней гнездо располагались в небольшой дайке гранит-порфиров (рис. 1). Гнездо имеет 5 *м* по простиранию, 1 *м* по падению, ширина в верхней части достигает 1 *м*. Гнездо заполнено крупными кристаллами кварца и рыхлым чешуйчатым хлоритом.

В непосредственном контакте с хрустальным гнездом вмещающие породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению. Полоса измененных пород шириной около 0,5 *м* окаймляет кварцевую жилу и расположенное под ней гнездо со стороны лежачего и висячего боков.

В табл. 3 проведен пересчет химических анализов, выполненных химической лабораторией Северо-Западного геологического управления, с учетом поправок на объемный вес.

Таблица 3

| Компоненты | *1* | *2* | *1а* | *2а* | *1б* | *2б* | *3* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 74,50 | 70,75 | 74,28 | 70,86 | 1960,00 | 1708,00 | —252,00 |
| $TiO_2$ | 0,11 | 0,08 | 0,11 | 0,08 | 2,90 | 1,90 | —1,00 |
| $Al_2O_3$ | 12,15 | 13,12 | 12,11 | 13,14 | 320,00 | 316,70 | —3,30 |
| $Fe_2O_3$ | 1,61 | 1,37 | 1,61 | 1,37 | 43,00 | 33,00 | —10,00 |
| FeO | 0,72 | 0,68 | 0,72 | 0,68 | 19,10 | 16,40 | —2,70 |
| MnO | Следы | Следы | Следы | Следы | — | — | — |
| CaO | 1,67 | 1,52 | 1,67 | 1,52 | 44,20 | 36,60 | —7,60 |
| MgO | 1,47 | 1,15 | 1,47 | 1,15 | 39,00 | 27,70 | —11,30 |
| $K_2O$ | 5,10 | 5,00 | 5,08 | 5,02 | 134,10 | 121,00 | —13,00 |
| $Na_2O$ | 1,64 | 1,80 | 1,64 | 1,80 | 43,80 | 43,30 | —0,50 |
| $H_2O-$ | Нет | 0,16 | Нет | 0,16 | — | 3,90 | +3,90 |
| $H_2O+$ | 1,32 | 4,21 | 1,32 | 4,22 | 35,00 | 101,50 | +66,50 |
| | 100,29 | 99,84 | 100,00 | 100,00 | 2650,00 | 2410,00 | |
| Объемный вес . | 2,65 | 2,41 | | | | | |

Примечание. *1* — анализ гранит-порфира, взятого в 2,5 *м* от стенки гнезда; *2* — на расстоянии 0,25 *м* от стенки гнезда. Анализы *1а* и *2а* отличаются от анализов *1* и *2* тем, что они пересчитаны на 100; *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ неизмененного гранит-порфира с порами; *2б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененного гранит-порфира с порами; *3* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ свежего гранит-порфира в такой же объем измененного гранит-порфира.

Неизмененные гранит-порфиры — массивные породы серого цвета с крупными выделениями (фенокристами) калиевого полевого шпата,

кварца и биотита. Количество фенокристов в породе невелико и порода обладает отчетливой порфировой структурой. Подсчет в шлифе окулярным микрометром дает содержание порфировых выделений около 25% от всей массы породы. Размеры фенокристов достигают 1 *см*. Отношение количества разных порфировых выделений следующее (среднее из подсчета по трем шлифам): калиевый полевой шпат : кварц : биотит = 10 : 1 : 1.

Основная микрокристаллическая масса сложена кварцем, плагиоклазом, биотитом и амфиболом. В небольшом количестве присутствуют вторичные минералы: хлорит, серицит и эпидот. Размеры зерен в основной массе в среднем 0,05 *мм*.

Объемное содержание главных минералов, подсчитанное на столике Винтворса, %:

| | |
|---|---|
| кварца | 50,50 |
| калиевого полевого шпата | 21,40 |
| плагиоклаза | 17,60 |
| биотита | 6,80 |
| амфибола | 3,20 |
| хлорита, серицита и других минералов | 0,50 |
| | 100,00 |

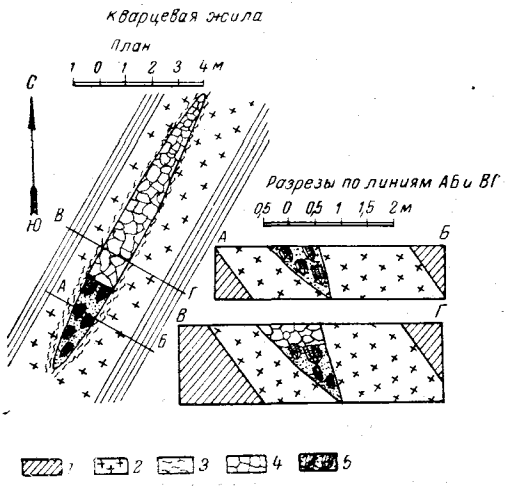



Рис. 1. Хрустальное гнездо, расположенное под кварцевой жилой в гранит-порфирах:
*1* — сланцы; *2* — гранит-порфиры; *3* — гидротермально измененные породы; *4* — жильный кварц; *5* — хрустальное гнездо

Порядок их идиоморфизма следующий: плагиоклаз, биотит, амфибол, калиевый полевой шпат и кварц.

К а л и е в ы й  п о л е в о й  ш п а т порфировых выделений представлен микроклином с характерной решеткой из веретеноподобных пересекающихся двойников. Зерна микролина изометричны, встречаются в виде таблиц. Кристаллы в основном мутные, местами прозрачные и свободные от пронизывания серицитом. Размер их в среднем 2—5 *мм*.

П л а г и о к л а з гранит-порфира чист, зонален и хорошо сдвойникован. Ядро плагиоклаза представлено олигоклаз-андезином, края — альбитом. Встречаются зерна олигоклаз-андезина с краями, изъеденными серицитом и альбитом. Кажется, что олигоклаз-андезин превращается в альбит с выделением серицита. Каемка калиевого полевого шпата, составляющая обычно самую крайнюю оболочку плагиоклаза, специально не исследовалась, но отсутствие двойников, яркий дисперсионный эффект, отрицательный знак и малый угол оптических осей указывают на принадлежность ее к калиевому полевому шпату (ортоклазу).

К в а р ц фенокристаллов имеет извилистые границы с характерными для них заливчиками и бухточками. Подавляющее количество зерен кварца, однако, сосредоточено в основной массе породы и представлено тонкозернистым агрегатом.

Б и о т и т окрашен в темнокоричневый цвет по оси *Ng* и в светложелтый — по оси *Np*. Чешуйки биотита с краев замещаются хлоритом.

А м ф и б о л вместе с плагиоклазом иногда образует пойкилитовые срастания, но обычно встречается в виде равномерно разбросанных табличек в основной массе породы. Подобно биотиту, зерна амфибола

с краев замещаются хлоритом. По всем оптическим константам амфибол относится к обыкновенной роговой обманке.

Под воздействием гидротермальных растворов измененные гранит-порфиры превращены в породы совершенно иного внешнего облика и минералогического состава по сравнению со свежими гранит-порфирами.

Измененные гранит-порфиры — рассланцованные и сильно пористые породы зеленовато-белого цвета. Весь плагиоклаз представлен альбитом и лишь в единичных участках можно наблюдать зерна более основного, чем альбит, плагиоклаза, причем плагиоклаз этот почти нацело серицитизирован. Помимо идиоморфных кристаллов плагиоклаза, альбит слагает также участки, первоначально принадлежавшие калиевому полевому шпату. Именно эти участки, являющиеся ксеноморфными по отношению к отдельным кристаллам плагиоклаза и представленные почти целиком шахматным альбитом, образуют гранофировые срастания с кварцем. Калиевый полевой шпат встречается редко и лишь в виде тонких полосок внутри зерен альбита. О том, что калиевый полевой шпат имел ксеноморфное развитие по отношению к плагиоклазу и, кроме того, нередко покрывал кристаллы плагиоклаза узкими и несплошными каемками, можно легко судить по участкам распространения шахматного альбита.

Гранофировые сростки то являются как бы цементом по отношению к кристаллам плагиоклаза и реже — кварца, то в виде крупных участков рассеяны по различным местам шлифа, и в этом случае восстанавливается былая порфировая структура.

Кварц, помимо срастаний с полевым шпатом, образует многочисленные самостоятельные зерна.

Биотит и амфибол почти полностью замещены хлоритом. Неправильные зерна эпидота обычно находятся на стыке зерен других минералов; изредка эпидот заполняет трещинки в породе. Окраска его неравномерна: наблюдаются зерна бесцветные, лимонно-желтые и буроватые. Оптические константы эпидота несколько непостоянны.

Наличие явлений почти полной хлоритизации биотита и амфибола, возникновение шахматного альбита за счет калиевого полевого шпата и выполнение трещин в породе эпидотом свидетельствуют о том, что первоначально порода состояла из более основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата и что альбит и эпидот нельзя рассматривать в качестве первичных магматических минералов.

Таким образом, возникновение гранофировой структуры, располагающейся преимущественно в виде вкрапленников и на стыках между зернами альбита и кварца, обусловлено метасоматическим замещением калиевого полевого шпата шахматным альбитом. Однако далеко не весь калиевый полевой шпат замещен альбитом — многие зерна микроклина полностью серицитизированы.

Одновременно с альбитизацией и серицитизацией калиевого полевого шпата происходила деанортизация олигоклаз-андезина, которая сопровождалась серицитизацией и эпидотизацией этого плагиоклаза, а также хлоритизацией биотита и амфибола.

Количественное соотношение между главными минералами в измененных гранит-порфирах следующее, %:

| | |
|---|---|
| кварца | 60 |
| серицита | 20 |
| альбита | 12 |
| хлорита | 6 |
| эпидота | 2 |
| | 100 |

Приведенные данные показывают, что в измененном гранит-порфире кварца находится больше, чем в неизмененном примерно на 10%. Это подтверждается микроскопическим изучением околожильных пород исследователями различных месторождений горного хрусталя. На этом основании обычно делается вывод о том, что окварцевание измененных пород сопровождается привносом кремнезема из магматического очага. Посмотрим, насколько этот вывод подтверждается химическими анализами и микроскопическим изучением гранит-порфиров данного месторождения.

Из табл. 3 видно, что в неизмененных гранит-порфирах кремнезема содержится на 3,75% больше, чем в измененных породах. Следовательно, увеличение в измененной породе количества кварца еще не означает, что окварцевание происходит с привносом кремнезема. Увеличение количества кварца в измененных гранитоидных породах обусловливается, вероятно, десилификацией полевых шпатов при замещении их серицитом. Это положение вполне убедительно подтверждается микроскопическим изучением гранит-порфиров. На основании, например, замещения калиевых полевых шпатов гранит-порфиров альбитом, а плагиоклазов — серицитом можно предполагать, что между калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами, в процессе их альбитизации и серицитизации, происходил локальный обмен калием и натрием, переносимыми путем диффузии в растворе. Кроме того, как отмечено выше, калиевые полевые шпаты не только замещались альбитом, но и серицитом.

Так как в приведенном примере гидротермальное изменение вмещающих пород сопровождается выщелачиванием некоторых компонентов, реакции серицитизации микроклина и альбита можно написать в виде химических формул, балансирующих вес вещества в правой и левой частях уравнения:

$$\underset{(834\ г)}{3KAlSi_3O_8} + \underset{(36\ г)}{2H_2O} = \underset{(398\ г)}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{(112\ г)}{2KOH} + \underset{(360\ г)}{6SiO_2};$$

$$\underset{(786\ г)}{3NaAlSi_3O_8} + \underset{(56\ г)}{KOH} + \underset{(36\ г)}{2H_2O} = \underset{(398\ г)}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{(120\ г)}{3NaOH} + \underset{(360\ г)}{6SiO_2}$$

Как показывают реакции, серицитизация микроклина и альбита сопровождается высвобождением части кремнезема.

Простой расчет приводит к следующим результатам:

1) 20% серицита соответствует примерно 480 *кг* его в 1 $м^3$ измененного гранит-порфира;

2) при образовании 480 *кг* серицита из микроклина и альбита должно было высвободиться 435 *кг* кварца.

К общей массе одного кубического метра измененного гранит-порфира 435 *кг* кварца составляют 18%. Выше отмечалось, что в измененном гранит-порфире, по сравнению с неизмененным, количество кварца увеличивается на 10%. Следовательно, из 435 *кг* высвободившегося при серицитизации кварца 240 *кг* остается на месте, а 195 *кг* выносится растворами, вероятно, в хрусталеносную полость. При изменении одного кубического метра гранит-порфира 195 *кг* кварца составляют примерно 75% общего количества вынесенного кремнезема (252 *кг*). Эти факты дают основание предполагать, что основная масса кремнезема выносится в процессе и за счет десилификации полевых шпатов гранит-порфиров. Хлоритизация биотита, как известно, сопровождается выделением кварца, а поэтому также является весьма существенным источником обогащения растворов кремнеземом.

Следовательно, не только химические анализы, но и выводы, вытекающие из результатов микроскопического исследования, указывают на то, что окварцевание гранит-порфиров сопровождалось не привносом кремнезема, а выносом его из вмещающих пород.

Сопоставление данных табл. 3 с результатами микроскопического исследования анализированных пород и полевыми наблюдениями приводит к следующим выводам:

1. При гидротермальном изменении одного кубического метра гранит-порфира выносится примерно 250 *кг* кремнезема (табл. 3, графа 3). Исходя из этих данных, а также из размеров хрустального гнезда и количества добытого из него горного хрусталя, можно сделать такой расчет.

Суммарная длина стенок гнезда 10 *м*. Ширина измененных пород 0,5 *м*. При высоте гнезда 1 *м* объем измененных пород, непосредственно прилегающих к гнезду, равен 5 $м^3$. Вынос кремнезема из 5 $м^3$ измененной породы составит 1250 *кг*.

Из этого гнезда было извлечено около 2500 *кг* кристаллов кварца и примерно 100 *кг* серицито-хлоритового песка.

Приведенный расчет является весьма грубым и совершенно не претендует на точную количественную оценку описываемых явлений. Однако он дает основание предполагать, что из боковых пород, непосредственно прилегающих к хрустальному гнезду, извлекалось недостаточно кремнезема для образования всех добытых из гнезда кристаллов кварца и минералов гнездового выполнения (серицита и хлорита). Некоторое количество кремнезема, повидимому, было заимствовано минералообразующими растворами из выклинивающейся части кварцевой жилы и нижележащих пород.

На извлечение кремнезема из кварцевой жилы указывают следующие факты: хрустальное гнездо было расположено под кварцевой жилой и имело клиновидную форму; все крупные кристаллы кварца лежали в рыхлом серицито-хлоритовом песке вниз головками; одиночные кристаллы кварца нарастали на нижнюю часть кварцевой жилы и были ориентированы так же, как и отвалившиеся кристаллы кварца — вниз головками.

Таким образом, форма хрустального гнезда, его положение по отношению к кварцевой жиле и ориентировка кристаллов кварца свидетельствуют о том, что источником кремнезема для кристаллов кварца были не только вмещающие породы, но и само тело кварцевой жилы.

2. Гнездовое выполнение представлено рыхлым хлоритовым песком с незначительной примесью чешуек серицита, столбчатых кристалликов эпидота и тонких иголочек рутила.

Химический состав минералов гнездового выполнения легко выводится из химического состава боковых пород.

3. При гидротермальном изменении гранит-порфиров натрий почти не выносится из вмещающих пород. Очевидно, при замещении калиевого полевого шпата, количественно преобладающего в гранит-порфире над плагиоклазами, весь натрий уходит на образование шахматного альбита.

В процессе изменения гранит-порфиров калий и магний выносятся примерно в одинаковых количествах. Однако весь магний, вынесенный из измененных пород, совместно с железом, алюминием и кремнием фиксируется в хлорите гнездового выполнения, а калий и кальций в основном уходят с растворами за пределы хрустального гнезда. Это объясняется, повидимому, значительно большей подвижностью калия при процессах метаморфизма, чем магния.

Таблица 4

| Компоненты | *1* | *2* | *3* | *1а* | *2а* | *3а* | *1б* | *2б* | *3б* | *2в* | *3в* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63,64 | 62,09 | 64,96 | 63,42 | 61,80 | 64,80 | 1680,60 | 1421,5 | 1496,90 | —259,10 | —183,70 |
| $TiO_2$ | 0,23 | 0,21 | 0,34 | 0,23 | 0,21 | 0,34 | 6,10 | 4,80 | 7,80 | —1,30 | +1,70 |
| $Al_2O_3$ | 18,51 | 18,95 | 19,98 | 18,41 | 18,85 | 19,92 | 488,00 | 433,50 | 460,20 | —54,50 | —27,80 |
| $Fe_2O_3$ | 2,65 | 3,09 | 1,51 | 2,65 | 3,09 | 1,51 | 70,20 | 71,10 | 34,90 | +0,90 | —35,30 |
| FeO | 0,86 | 0,18 | 0,29 | 0,86 | 0,18 | 0,29 | 22,80 | 4,10 | 6,70 | —18,70 | —16,10 |
| CaO | 6,01 | 4,58 | 3,16 | 6,01 | 4,53 | 3,16 | 159,50 | 104,20 | 73,00 | —55,30 | —86,50 |
| MgO | 1,53 | 0,81 | 0,56 | 1,53 | 0,81 | 0,56 | 40,50 | 18,60 | 12,90 | —21,90 | —27,60 |
| $K_2O$ | 1,29 | 2,04 | 1,56 | 1,29 | 2,04 | 1,56 | 34,20 | 46,90 | 36,00 | +12,70 | +1,80 |
| $Na_2O$ | 3,82 | 2,57 | 3,62 | 3,81 | 2,57 | 3,60 | 101,00 | 59,10 | 83,20 | —41,90 | —17,80 |
| $H_2O$— | 0,16 | 0,42 | 0,32 | 0,16 | 0,42 | 0,32 | 4,20 | 9,70 | 7,40 | +5,50 | +3,20 |
| $H_2O$+ | 1,62 | 5,54 | 3,94 | 1,62 | 5,50 | 3,94 | 42,90 | 126,50 | 91,00 | +83,60 | +48,10 |
| | 100,35 | 100,48 | 100,24 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 2650,00 | 2300,00 | 2310,00 | | |
| Объемный вес . . . | 2,65 | 2,30 | 2,31 | | | | | | | | |

Примечание. *1* — анализ неизмененного плагиогранита; *2* — анализ плагиогранита из стенки гнезда; *3* — анализ плагиогранита из стенки минерализованной трещины. Анализы *1а*, *2а* и *3а* отличаются от анализов *1*, *2* и *3* пересчетом на 100. *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ неизмененного плагиогранита с порами; *2б* и *3б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененного плагиогранита; *2в* и *3в* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1$м^3$ плагиогранита

II. Плагиограниты. Многие кварцевые жилы, хрустальные гнезда и минерализованные трещины месторождений горного хрусталя залегают в плагиогранитах. В табл. 4 приведены анализы плагиогранитов, выполненные химической лабораторией Ленинградского института огнеупоров.

Как показали данные микроскопического исследования анализированных пород, неизмененные плагиограниты — массивные породы серовато-белого цвета. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

В одном из шлифов анализированного плагиогранита был произведен подсчет минералов, показавший, %:

| | |
|---|---|
| плагиоклаза | 52,45 |
| кварца | 30,22 |
| калиевого полевого шпата | 8,60 |
| биотита | 4,40 |
| роговой обманки | 2,48 |
| серицита, хлорита, цоизита и других вторичных минералов | 1,85 |
| | 100,00 |

Плагиоклаз, резко преобладающий над прочими минералами, представлен призматическими и таблитчатыми зернами с хорошо развитыми конечными гранями. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к другим минералам выражен весьма отчетливо. По всем оптическим константам плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу, но ядра зональных зерен представлены андезином.

Кварц, в виде зерен неправильной формы, заполняет промежутки между другими минералами.

Калиевый полевой шпат — микроклин — обладает характерной микроклиновой решеткой. Во многих зернах микроклин обнаруживает пертитовые срастания с альбитом. Веретенообразные вростки альбита ориентированы в одном направлении.

Биотит присутствует в подчиненном плагиоклазу количестве. Он находится в виде мелких чешуек, образующих иногда беспорядочные скопления. Крупные индивиды биотита имеют форму пластин часто с неровными и как бы рваными краями.

Роговая обманка встречается реже биотита. Она представлена неправильными зернами или призматическими кристаллами и по всем оптическим свойствам принадлежит к обыкновенной роговой обманке.

Измененные плагиограниты — рассланцованные и сильно пористые породы зеленовато-белого цвета. В измененных плагиогранитах весь плагиоклаз представлен альбитом и лишь в центральных частях некоторых зерен сохранились остатки от плагиоклаза. Почти все зерна альбита переполнены мелкими удлиненными пластинками серицита. Серицит развивается по двум направлениям, отвечающим спайности плагиоклаза, или же образует радиальные скопления. В трещиноватых зернах плагиоклаза обычно наблюдается густая сеть тонких жилок серицита. В таких жилках серицит всегда сопровождается хлоритом. В некоторых зернах плагиоклаза развивается цоизит — от единичных зернышек до полного замещения плагиоклаза. Цоизит развивается позднее серицита, так как срезает чешуйки последнего. В плагиоклазе, кроме того, наблюдаются хлорит и кальцит.

Многие зерна микроклина подвергаются процессу вторичной альбитизации, выраженной в развитии вокруг крупных зерен микроклина ка

мы, состоящей из свежего и чистого альбита. Последующие изменения микроклина выражаются в развитии в нем серицита и карбоната, который присутствует чаще, чем серицит, и развивается за счет микроклина, замещая его с краев или образуя включения. В некоторых зернах микроклина наблюдаются включения хлорита, эпидота и цоизита. Часты включения кварца или секущие жилки, состоящие из кварца с другими новообразованиями. Микроклин в общем сохранился значительно лучше, чем плагиоклаз.

Кварц образует крупные зерна с сильным волнистым погасанием. Он содержит много включений остаточных зерен альбит-олигоклаза и микроклина. В зернах кварца по трещинкам развиваются: альбит, карбонат (заполнивший некоторые трещинки целиком), серицит, хлорит и цоизит. Вблизи таких жилок в зернах кварца наблюдаются мельчайшие иголочки апатита, происхождение которых, несомненно, постмагматическое. Некоторые зерна кварца переполнены равномерно распределенными включениями серицита, хлорита, карбоната и рутила. Эти включения представляют, повидимому, образования, связанные с проникновением нового вещества по мельчайшей системе трещинок. Биотит нацело хлоритизирован. По некоторым зернам биотита развивается сетчатый рутил или сагенит, представляя систему пересекающихся под острыми углами иголочек, составляющих вместе с хлоритом псевдоморфозу по биотиту.

Роговая обманка почти полностью замещена эпидотом, хлоритом и карбонатом.

Таким образом, минералогический состав измененных плагиогранитов следующий: альбит, образовавшийся из плагиоклаза; серицит — постмагматический за счет полевых шпатов; хлорит — за счет биотита и роговой обманки; кварц — частично магматический, частично постмагматический; цоизит, эпидот, карбонаты, апатит, рутил — постмагматические.

Количественное соотношение между главными минералами в измененных плагиогранитах, %:

| | |
|---|---|
| альбита | 43 |
| кварца | 35 |
| серицита | 10 |
| хлорита | 5 |
| микроклина | 3 |
| карбонатов | 2 |
| цоизита и эпидота | 2 |
| | 100 |

Как упоминалось, в хрустальных гнездах и минерализованных трещинах, залегающих в плагиогранитах, присутствуют следующие минералы: горный хрусталь, серицит, хлорит, альбит, каолинит, кальцит, рутил и гематит.

Данные табл. 4 и результаты микроскопического исследования анализированных пород позволяют сделать следующие выводы:

1. Плагиограниты, вмещающие хрустальные гнезда и минерализованные трещины, подверглись процессам интенсивного гидротермального изменения. Изменение плагиогранитов выражается в уничтожении первоначальных минералов и в отложении на их месте новых. Вновь образованные минералы представлены альбитом, кварцем, серицитом, карбонатами, цоизитом, эпидотом, рутилом и апатитом.

2. Компоненты, входящие в состав минералов измененных пород, были взяты из первоначальных составных частей плагиогранитов и переотложены в виде новых соединений.

Наличие карбонатов в измененных породах указывает на то, что гидротермальные растворы были обогащены двуокисью углерода.

3. Метасоматическое замещение минералов сопровождалось выщелачиванием с последующим (частичным) замещением пустот более поздними минералами.

4. Состав всех минералов хрустальных гнезд и минерализованных трещин выводится из химизма боковой породы.

5. Гидротермальные растворы выносили из боковых пород все необходимые компоненты (и при том в достаточном количестве) для образования минералов, находящихся в хрустальных гнездах и минерализованных трещинах (табл. 4, графы *2б, 3б*).

III. Диориты. Под кварцевой жилой, залегающей в диоритах, было вскрыто хрустальное гнездо. Оно было заполнено крупными кристаллами кварца и хлоритовым песком. Одиночные кристаллы, нараставшие на нижнюю часть кварцевой жилы, ориентированы головками вниз. Отвалившиеся кристаллы кварца лежат в хлоритовом песке с сохранением первичной (головками вниз) ориентировки.

В непосредственном контакте с хрустальным гнездом диориты претерпели интенсивное гидротермальное изменение. Полоса измененных пород шириной около 0,75 *м* окаймляет кварцевую жилу и расположенное под ней хрустальное гнездо со стороны лежачего и висячего боков.

В табл. 5 приведены пересчитанные анализы диоритов. Анализы выполнены химической лабораторией Северо-Западного геологического управления.

Таблица 5

| Компоненты | *1* | *2* | *1а* | *2а* | *1б* | *2б* | *3* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55,62 | 56,04 | 55,55 | 56,20 | 1505,00 | 1310,00 | — 195,00 |
| $TiO_2$ | 1,38 | 1,61 | 1,38 | 1,61 | 37,70 | 37,50 | — 0,20 |
| $Al_2O_3$ | 16,75 | 18,11 | 16,73 | 18,15 | 453,40 | 423,00 | — 30,40 |
| $Fe_2O_3$ | 2,79 | 3,18 | 2,79 | 3,18 | 75,60 | 74,10 | — 1,50 |
| FeO | 4,56 | 3,40 | 4,56 | 3,41 | 123,60 | 75,50 | — 48,10 |
| MnO | 0,18 | 0,21 | 0,18 | 0,21 | 4,90 | 4,80 | — 0,10 |
| CaO | 7,84 | 7,25 | 7,82 | 7,27 | 211,90 | 169,40 | — 42,50 |
| MgO | 4,68 | 2,30 | 4,67 | 2,31 | 126,60 | 53,80 | — 72,80 |
| $K_2O$ | 1,15 | 0,26 | 1,15 | 0,26 | 31,20 | 6,20 | — 25,00 |
| $Na_2O$ | 3,82 | 3,34 | 2,82 | 3,35 | 103,50 | 78,00 | — 25,50 |
| $H_2O-$ | 0,14 | 0,23 | 0,14 | 0,23 | 3,80 | 5,40 | + 1,60 |
| $H_2O+$ | 1,21 | 3,82 | 1,21 | 3,82 | 32,80 | 93,30 | + 60,50 |
| | 100,12 | 99,75 | 100,00 | 100,00 | 2710,00 | 2330,00 | |
| Объемный вес . | 2,71 | 2,33 | | | | | |

Примечание. *1* — анализ неизмененного диорита, взятого в 10 *м* от стенки гнезда; *2* — анализ измененного диорита, взятого в 0,25 *м* от стенки гнезда Анализы *1а* и *2а* пересчитаны на 100. *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 *м* неизмененного диорита с порами; *2б* — количество компонентов (*кг*) в 1 *м* измененного диорита с порами; *3* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ диорита.

Кратко остановимся на результатах микроскопического изучения анализированных (неизмененных и измененных) диоритов.

Неизмененные диориты — массивные породы зеленовато-серого цвета. Структура пород призматически зернистая. Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен и биотит.

Вторичные минералы: хлорит, серицит, кварц, эпидот и цоизит.

Количественное соотношение между минералами, %:

| | | |
|---|---|---|
| плагиоклаза . . . . . | 71,40 | |
| роговой обманки . . . . . | 17,10 | Среднее из точных измерений трех шлифов |
| моноклинного пироксена . . . | 4,30 | |
| биотита . . . . . | 3,70 | |
| вторичных минералов . . . . | 3,50 | |
| | 100,00 | |

Плагиоклаз слагает главную массу породы, образуя крупные таблицы и изометричные зерна. По оптическим свойствам состав плагиоклаза отвечает андезину. Плагиоклаз затронут соссюритизацией и серицитизацией, причем в зональных зернах плагиоклазов участки в центре разложены сильнее, чем с краев.

Роговая обманка имеет призматический габитус, иногда ксеноморфна по отношению к плагиоклазу и заполняет промежутки между его призматическими зернами. В некоторых зернах роговой обманки наблюдаются пойкилитовые вростки кварца. Оптические константы роговой обманки указывают на принадлежность ее к обыкновенной роговой обманке.

Моноклинный пироксен присутствует сравнительно в небольшом количестве в качестве реликтового минерала, уцелевшего от замещения роговой обманки. Даже уцелевшие от полного замещения зерна моноклинного пироксена окружены с краев широкой каймой роговой обманки. Судя по оптическим константам, пироксен принадлежит к диопсиду.

Биотит тесно ассоциирует с роговой обманкой и, вероятно, развивается за ее счет.

Измененные диориты — рассланцованные и пористые породы светло-зеленого цвета.

Почти все зерна плагиоклаза нацело разложены с новообразованиями альбита, хлорита, эпидота и цоизита. Развивающийся на месте плагиоклаза хлорит иногда образует довольно крупные листочки, иногда — секущие жилки. Эпидот и цоизит развиваются в виде крупных зерен, нередко зональных, причем в центре отмечается в одних случаях эпидот, по периферии цоизит, в других — наоборот; или в виде тонкозернистой массы, где преобладает цоизит. Большое количество мелких зерен цоизита, нередко окрашенного гидроокислами железа, делает зерна плагиоклаза буроватыми. В некоторых зернах плагиоклаза присутствуют зернышки или жилки карбоната.

Кварц присутствует в альбите в виде включений, разъедает нередко его зерна с краев или образует тонкие жилки. При этом в зернах кварца обычно наблюдаются остаточные зерна измененного плагиоклаза. Часть кварца образует крупные, неправильной формы зерна с сильным волнистым погасанием. Эти зерна нередко раздавлены, имеют большое количество трещин, по которым развиваются более поздние минералы. В некоторых участках шлифа все пространство между зернами плагиоклаза заполнено мелкими зернами кварца, а в других — хлоритом, эпидотом, цоизитом и карбонатом.

Моноклинный пироксен полностью исчезает. Биотит нацело замещается хлоритом. Большинство зерен роговой обманки замещено эпидотом, цоизитом, хлоритом, кварцем и карбонатом. В связи с разложением первичных темноцветных минералов в кристаллах плагиоклаза развиваются секущие жилки, выполненные мелкозернистым кварцем, эпидотом, цоизитом, хлоритом и карбонатом.

В целом же новые минералы развиты в таком количестве, что первоначальные составные части диорита почти целиком уничтожены.

Количественное соотношение между главными минералами в измененных диоритах, %:

| | |
|---|---|
| альбита | 42 |
| эпидота | 21 |
| цоизита | 19 |
| хлорита | 11 |
| кварца | 4 |
| роговой обманки | 2 |
| карбонатов | 1 |
| | 100 |

Окварцевание измененных диоритов, несомненно, обусловлено разложением темноцветных минералов и анортитового компонента плагиоклаза. Это положение подтверждается не только данными микроскопического исследования пород, но и ходом химических реакций. Замещение анортитового компонента плагиоклаза цоизитом, как известно, может происходить по уравнению

$$\underset{(1112\ г)}{4CaAl_2Si_2O_8} + \underset{(18\ г)}{H_2O} = \underset{(908\ г)}{2Ca_2Al_3(SiO_4)_3OH} + \underset{(120\ г)}{2SiO_2} + \underset{(102\ г)}{Al_2O_3}$$

(в растворе)

Расчет показывает следующее: 1) 19% цоизита соответствуют примерно 440 *кг* его в 1 $м^3$ измененного диорита; 2) при образовании 440 *кг* цоизита из плагиоклазов должно было высвободиться около 60 *кг* кремнезема.

Кроме того, в 1 $м^3$ измененного диорита содержится примерно 480 *кг* эпидота. Известно, что химический состав эпидота весьма близок к составу цоизита. Аналогичным методом можно подсчитать, что при образовании 480 *кг* эпидота высвободилось из плагиоклазов около 70 *кг* кремнезема. Таким образом, при изменении одного кубического метра диорита из анортитового компонента плагиоклазов должно было высвободиться не менее 125 *кг* кремнезема. Остальная часть кремнезема (70 *кг*), вынесенная из 1 $м^3$ измененного диорита, очевидно, была извлечена из биотита и роговой обманки в процессе замещения их хлоритом.

Как следует из изложенного выше, при гидротермальном изменении диоритов весь вынесенный из них кремнезем извлечен растворами в процессе разложения первичных и образования вторичных минералов.

В заключение отметим, что результаты микроскопического исследования анализированных диоритов и данные табл. 5 полностью подтверждают основные выводы, сделанные при изучении околожилковых изменений гранит-порфиров и плагиогранитов.

IV. Диабазы. Многие минерализованные трещины месторождений исследованного района приурочены к дайкам диабаза. Минерализованные трещины, залегающие в диабазах, обычно выполнены кристаллами кварца и хлоритовым песком. Почти всегда хлоритовый песок содержит в виде примеси кристаллики кальцита, зерна эпидота и цоизита. Стенки некоторых минерализованных трещин покрыты друзами альбита. Кристаллы альбита часто припудрены мелкочешуйчатым хлоритом.

Соотношение между количествами кристаллов кварца и хлорита сильно колеблется: одни трещины заполнены только хлоритом, другие содержат промышленное скопление кристаллов кварца, обычно высокого качества.

В табл. 6 приведены анализы диабазов, выполненные химической лабораторией Ленинградского института огнеупоров.

Таблица 6

| Компоненты | *1* | *2* | *1а* | *2а* | *1б* | *2б* | *3* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 44,76 | 43,59 | 44,60 | 43,33 | 1164,00 | 950,00 | —210,00 |
| $TiO_2$ | 1,12 | 1,33 | 1,12 | 1,33 | 29,20 | 29,20 | —0,00 |
| $Al_2O_3$ | 16,62 | 16,91 | 16,53 | 16,80 | 431,40 | 369,60 | —61,80 |
| $Fe_2O_3$ | 2,43 | 4,09 | 2,43 | 4,09 | 64,40 | 90,20 | +25,80 |
| FeO | 6,49 | 6,20 | 6,47 | 6,17 | 168,10 | 135,70 | —32,40 |
| CaO | 9,78 | 8,43 | 9,74 | 8,38 | 254,20 | 184,40 | —69,80 |
| MgO | 9,34 | 6,61 | 9,30 | 6,55 | 242,70 | 144,20 | —98,50 |
| $K_2O$ | 0,11 | 0,40 | 0,11 | 0,40 | 2,90 | 8,80 | +5,90 |
| $Na_2O$ | 0,86 | 1,79 | 0,86 | 1,79 | 22,40 | 39,40 | +17,00 |
| $H_2O$— | 0,18 | 0,46 | 0,18 | 0,46 | 4,70 | 10,10 | +5,40 |
| $H_2O$+ | 8,68 | 10,77 | 8,66 | 10,70 | 226,00 | 235,40 | +9,40 |
| | 100,37 | 100,58 | 100,00 | 100,00 | 2610,00 | 2200,00 | |
| Объемный вес | 2,61 | 2,20 | | | | | |

Примечание. *1* — анализ исходного диабаза, взятого на значительном расстоянии от минерализованной трещины; *2* — анализ диабаза, взятого из стенки минерализованной трещины. Анализы *1а* и *2а* пересчитаны на 100. *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ исходного диабаза с порами; *2б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененного диабаза с порами; *3* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ диабаза.

Диабазы изученного месторождения представлены мелкозернистыми зеленовато-темносерыми породами массивной текстуры. Главные минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен и роговая обманка; второстепенные минералы и примеси: магнетит, титаномагнетит и биотит; вторичные: роговая обманка, хлорит, эпидот, цоизит, серицит, актинолит и карбонат. Структура диабазов офитовая.

Неизмененных диабазов в районе месторождения не встречено. Все они в той или иной степени подверглись воздействию гидротермальных растворов.

Количественное соотношение между главными минералами, %:

| | |
|---|---|
| плагиоклаза . . . . . | 58,40 |
| моноклинного пироксена . . . | 15,30 |
| роговой обманки . . . . . | 13,60 |
| вторичных минералов . . . . | 12,70 |
| | 100,00 |

Плагиоклаз альбитизирован или изменен так сильно, что от него сохранились лишь контуры призматической формы, заполненные агрегатом эпидота, цоизита, хлорита и серицита. Определить номер плагиоклаза трудно, вследствие замещения его вторичными минералами.

Моноклинный пироксен (диопсид) присутствует в виде обрывков, сохранившихся от замещения его роговой обманкой и хлоритом.

Уралитовая роговая обманка образуется за счет моноклинного пироксена и первичной (бурой) роговой обманки.

Структура диабазов офитовая и пойкилофитовая. Около кварцевых жил и минерализованных трещин диабазы рассланцованы и настолько сильно изменены, что по внешнему виду их не отличить от зеленых сланцев.

Пироксен полностью замещен роговой обманкой, хлоритом, эпидотом и карбонатом. Все зерна плагиоклаза представлены альбитом. Альбит густо пронизан вторичными минералами, которые преимущественно сосредоточены внутри его зерен; это актинолит, эпидот, цоизит, хлорит и серицит. Актинолит образует отдельные иголочки, иногда соединяющиеся в сноповидные агрегаты, где параллельные иголочки актинолита перемежаются с чешуйками хлорита, причем последний замещает актинолит. Эпидот и цоизит часто образуют крупные зерна. Вокруг зерен эпидота обычно развивается кайма цоизита, окрашенная гидроокислами железа в бурый цвет. Количество минералов эпидотовой группы колеблется от редких включений до главной составной части измененного плагиоклаза. Зерна эпидота и цоизита часто заключают в себе реликты зерен плагиоклаза.

В зернах альбита иногда отмечается свежий и чистый кварц. Зерна его располагаются и между минералами. Хлорит и серицит часто образуют розетки лучистых пластинок. В некоторых трещинках, заполненных минералами группы эпидота, наблюдается скопление мелких зерен карбоната и иголочек рутила. Роговая обманка присутствует в виде отдельных обрывков. Однако из всех первичных темноцветных минералов она является наиболее устойчивой при гидротермальном изменении пород.

Количественное соотношение между минералами измененных диабазов, %:

| | |
|---|---|
| альбита | 26,00 |
| эпидота | 24,00 |
| цоизита | 21,00 |
| хлорита | 12,00 |
| роговой обманки | 6,00 |
| актинолита | 4,00 |
| серицита | 3,00 |
| кальцита | 2,50 |
| кварца | 1,00 |
| рутила | 0,50 |
| | 100,00 |

**Примечание.** Точность подсчета процентного содержания минералов в измененных породах (гранит-порфирах, плагиогранитах, диоритах и диабазах), в связи с большим количеством мелких включений вторичных минералов, равна примерно 0,5%.

На основании химических анализов и микроскопического исследования диабазов можно сделать следующие выводы.

1. В процессе разложения первичных минералов гидротермальные растворы насыщались кремнеземом, глиноземом, магнием, кальцием и железом за счет боковых пород. Основное количество этих компонентов задерживалось в минерализованных трещинах и хрустальных гнездах: кремнезем фиксировался в кристаллах кварца, а глинозем, магний, железо и частично кремнезем вошли в состав чешуек хлоритового песка. Большая часть кальция выносилась растворами в сторону.

2. При разложении темноцветных минералов высвобождавшаяся окись титана кристаллизовалась в иголочки рутила, которые оседали в зоне измененных пород.

3. Образование сравнительно большого количества альбита и появление чешуек серицита указывают на привнос растворами натрия и калия.

Отложение карбоната свидетельствует об углекислом составе водных растворов.

4. В измененных диабазах минералов значительно больше, чем в исходных породах. Появление большого числа минералов в парагенезисе объясняется высвобождением из составных частей породы изоморфных примесей и кристаллизацией новообразований более простого химического состава (окислы, карбонаты и освобожденные от примесей силикаты).

5. Воздействие гидротермальных растворов на боковые породы связано не только с изменением (как это принято считать), но и с полным разрушением многих ранее существовавших минералов.

Как известно, изменение минералов происходит без разрушения кристаллической решетки и обычно не приводит к образованию новых минеральных видов. В процессе же гидротермального изменения пород разрушение ранее образовавшихся минералов сопровождается появлением новых минеральных ассоциаций. Следовательно, при гидротермальном изменении боковых пород процессы разрушения и образования минералов тесно переплетаются.

## 3. Хрустальные гнезда, залегающие в гранитизированных и слюдистых сланцах

I. Гранитизированные сланцы. По внешнему облику, текстурным и структурным узорам, а также по минералогическому составу гранитизированные сланцы занимают промежуточное положение между изверженными породами и слюдистыми сланцами. При геологи-

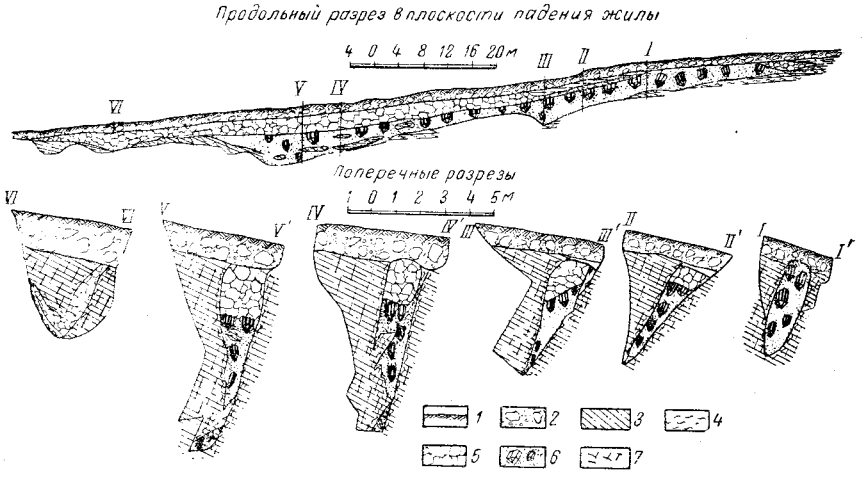



Рис. 2. Хрустальное гнездо, расположенное под кварцевой жилой в гранитизированных сланцах:

*1* — растительный слой; *2* — делювий; *3* — гранатовые кварцево-слюдяные сланцы; *4* — гидротермально измененные сланцы; *5* — жильный кварц; *6* — хрустальное гнездо; *7* — трещины отдельности

ческом картировании довольно часто наблюдается постепенный переход слюдистых сланцев в гибридные гнейсы, а последних — в типичные изверженные породы.

На одном из месторождений под кварцевой жилой, залегающей в гранитизированных сланцах, было вскрыто очень крупное хрустальное гнездо. В связи с северным склонением кварцевой жилы южный конец ее полностью разрушен и большая часть хрустального гнезда выведена на дневную поверхность (рис. 2).

Форма гнезда клиновидная, простирание его 110 *м*, падение от 1,5 до 7 *м*, ширина от 0,15 до 1,5 *м*. Из этого гнезда было добыто около 20 000 *кг* кристаллов кварца и более 100 $м^3$ почти чистого хлорита. Все кристаллы кварца были погружены в хлоритовый песок. Е. Д. Иньшин, проводивший разведку и отработку этого погреба, отмечает, что все кристаллы-гиганты лежали вниз головками.

Гранитизированные сланцы, вмещающие хрустальное гнездо, претерпели интенсивное гидротермальное изменение. Как со стороны лежачего, так и висячего боков хрустальное гнездо окаймлено полосой измененных пород шириной 0,25—0,50 *м*.

По внешнему виду гидротермально измененные породы более светлые сильно рассланцованы и довольно резко отличаются от неизмененных пород.

В табл. 7 приведены анализы, выполненные химической лабораторией Северо-Западного геологического управления.

Таблица 7

| Компоненты | *1* | *2* | *3* | *1а* | *2а* | *1б* | *2б* | *4* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65,36 | 64,97 | 24,23 | 65,34 | 64,80 | 1738,00 | 1445,00 | —293,00 |
| $TiO_2$ | 0,90 | 0,87 | 0,16 | 0,90 | 0,87 | 23,90 | 19,40 | —4,50 |
| $Al_2O_3$ | 15,21 | 16,91 | 22,19 | 15,21 | 16,85 | 404,60 | 375,80 | —28,80 |
| $Fe_2O_3$ | 1,14 | 0,84 | 2,63 | 1,14 | 0,84 | 30,30 | 18,60 | —11,70 |
| FeO | 5,49 | 4,46 | 25,72 | 5,49 | 4,46 | 146,00 | 100,00 | —46,00 |
| MnO | 0,10 | 0,06 | 0,21 | 0,10 | 0,06 | 2,70 | 1,30 | —1,40 |
| CaO | 2,50 | 1,90 | 0,57 | 2,50 | 1,90 | 66,50 | 43,00 | —23,50 |
| MgO | 2,03 | 1,32 | 12,63 | 2,03 | 1,32 | 54,00 | 30,00 | —24,00 |
| $K_2O$ | 3,26 | 2,17 | 0,15 | 3,26 | 2,17 | 86,80 | 47,10 | —39,70 |
| $Na_2O$ | 2,18 | 2,07 | 0,36 | 2,18 | 2,07 | 58,00 | 46,20 | —11,80 |
| $H_2O-$ | 0,12 | 0,16 | 0,28 | 0,12 | 0,16 | 3,20 | 3,60 | +0,40 |
| $H_2O+$ | 1,73 | 4,52 | 11,40 | 1,73 | 4,51 | 46,00 | 100,00 | +54,00 |
| | 100,02 | 100,25 | 100,53 | 100,00 | 100,00 | 2660,00 | 2230,00 | |
| Объемный вес | 2,66 | 2,23 | | | | | | |

**Примечание.** *1* — анализ неизмененного гранитизированного сланца, взятого на расстоянии 10 *м* от стенки гнезда; *2* — анализ измененного гранитизированного сланца, взятого из стенки хрустального погреба; *3* — анализ гнездового выполнения (хлоритового песка). Анализы *1а* и *2а* пересчитаны на 100. *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ неизмененного гранитизированного сланца с порами; *2б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененного гранитизированного сланца с порами; *4* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ исходной породы

Гранитизированные сланцы, вмещающие кварцевую жилу и приуроченное к ней хрустальное гнездо, представлены гнейсовидными породами темносерого цвета.

В одном из шлифов анализированного образца, взятого в стороне от хрустального гнезда, был произведен подсчет минералов, показавший, %:

| | |
|---|---|
| кварца . . . . . | 45,60 |
| плагиоклаза . . . . . | 25,30 |
| калиевого полевого шпата . . | 10,30 |
| биотита . . . . . | 9,80 |
| роговой обманки . . . . . | 5,60 |
| хлорита, серицита и пр. . . . | 3,40 |
| | 100,00 |

Кварц количественно в гранитизированных сланцах занимает первое место. Он образует зерна неправильной формы, часто с волнисто-облачным угасанием, пойкилитовые вростки в полевых шпатах и, наконец, тонкие жилки во многих минералах.

Плагиоклаз гранитизированных сланцев относится к альбиту (№ 1—5), всегда включающему то или иное количество серицита, иногда эпидот и цоизит. По трещинкам часто располагаются хлорит, серицит и кварц.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, который содержит пойкилитовые вростки альбита, изредка чешуйки серицита.

Биотит темнобурый с оторочкой мелких зерен сфена и чешуек серицита. Иногда он окаймляется розетками хлорита и серицита.

Роговая обманка присутствует в подчиненном биотиту количестве. Оптические константы ее отвечают обыкновенной роговой обманке.

Измененные породы имеют зеленовато-серый цвет и рыхлое сланцеватое сложение.

В измененных породах отсутствуют микроклин, биотит и роговая обманка. В процессе гидротермального изменения в породах появляется большое количество хлорита, серицита, эпидота, цоизита и глинистого вещества. Кроме того, встречаются иголочки рутила и турмалина, зерна карбоната и сфена.

Процессы замещения первичных минералов вторичными аналогичны описанным выше.

Количественное соотношение между минералами в измененных породах, %:

| | |
|---|---|
| кварца | 48 |
| альбита | 17 |
| хлорита | 13 |
| серицита | 10 |
| глинистого вещества | 6 |
| эпидота | 3 |
| цоизита | 2 |
| карбоната, турмалина, рутила и сфена | 1 |
| | 100 |

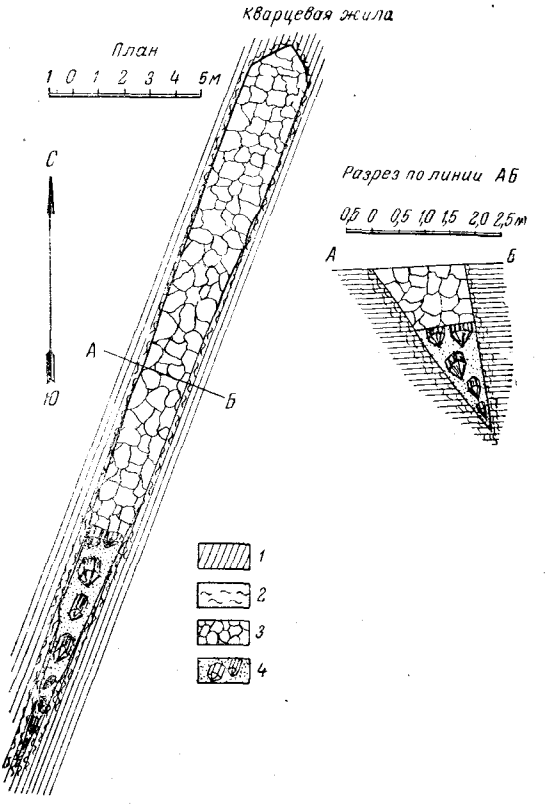



Рис. 3. Хрустальное гнездо, расположенное под кварцевой жилой в кварцево-серицитовых сланцах:

*1* — кварцево-слюдистые сланцы; *2* — гидротермально измененные сланцы; *3* — жильный кварц; *4* — хрустальное гнездо

Таким образом, химические анализы и результаты микроскопического исследования образцов гранитизированных сланцев полностью подтверждают основные выводы об окологнездовых изменениях в гранит-порфирах, плагиогранитах, диоритах и диабазах.

II. Кварцево-серицитовые сланцы. В 1949 г. под кварцевой жилой исследованного района было вскрыто крупное хрустальное гнездо. Полость имела клиновидную форму и была заполнена крупными кристаллами кварца и серицито-хлоритовым песком. Все кристаллы

кварца как лежавшие в серицито-хлоритовом песке, так и нараставшие на нижнюю часть кварцевой жилы, были ориентированы головками вниз (рис. 3).

Кварцево-серицитовые сланцы, вмещающие кварцевую жилу и приуроченное к ней хрустальное гнездо, подверглись интенсивному гидротермальному изменению. Сильно измененные породы окаймляют хрустальное гнездо полосой 0,5—0,75 *м*.

В табл. 8 приведены анализы, выполненные химической лабораторией Северо-Западного геологического управления.

Таблица 8

| Компоненты | *1* | *2* | *1а* | *2а* | *1б* | *2б* | *3* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68,24 | 66,03 | 68,18 | 65,95 | 1855,00 | 1655,00 | —200,00 |
| $TiO_2$ | 0,30 | 0,28 | 0,30 | 0,28 | 8,00 | 7,00 | —1,00 |
| $Al_2O_3$ | 19,32 | 19,25 | 19,30 | 19,23 | 525,00 | 482,70 | —42,30 |
| $Fe_2O_3$ | 0,38 | 0,29 | 0,38 | 0,29 | 10,30 | 7,30 | —3,00 |
| FeO | 1,82 | 1,21 | 1,82 | 1,21 | 49,40 | 30,80 | —18,60 |
| MnO | 0,06 | 0,02 | 0,06 | 0,02 | 1,60 | 0,50 | —1,10 |
| CaO | 1,38 | 1,12 | 1,38 | 1,12 | 37,50 | 28,00 | —9,50 |
| MgO | 1,06 | 0,87 | 1,06 | 0,87 | 28,80 | 21,80 | —7,00 |
| $K_2O$ | 3,20 | 3,89 | 3,20 | 3,89 | 87,00 | 97,60 | +10,60 |
| $Na_2O$ | 1,02 | 1,74 | 1,02 | 1,74 | 27,70 | 43,70 | +16,00 |
| $H_2O-$ | 0,06 | 0,62 | 0,06 | 0,62 | 1,60 | 15,60 | +14,00 |
| $H_2O+$ | 3,24 | 4,78 | 3,24 | 4,78 | 88,10 | 120,00 | +31,90 |
| | 100,08 | 100,10 | 100,00 | 100,00 | 2720,00 | 2510,00 | |
| Объемный вес . | 2,72 | 2,51 | | | | | |

Примечание. *1* — анализ неизмененного кварцево-серицитового сланца, взятого в 10 *м* от стенки гнезда; *2* — анализ измененного кварцево-серицитового сланца, взятого в 0,25 *м* от стенки гнезда. Анализы *1а* и *2а* пересчитаны на 100. *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ неизмененного кварцево-серицитового сланца с порами; *2б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененного кварцево-серицитового сланца с порами; *3* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ исходной породы.

Кварцево-серицитовые сланцы представляют рассланцованную светлосерую породу с зеленоватым оттенком. Они в основном состоят из весьма тонко проросших чешуек серицита и зерен кварца, легко распадающихся по сланцеватости. Кроме общей сланцеватости, в них наблюдается поперечная мелкая гофрировка. Светлая окраска их зависит от серицита и кварца, количественно преобладающих над всеми другими минералами. Зеленоватый оттенок обусловлен значительной примесью хлорита.

Главнейшими минералами, как указано, являются серицит и кварц, к которым примешаны небольшие количества хлорита, альбита, титанита (сфена) и рутила.

Серицит представлен очень мелкими чешуйками, которые собраны в прожилки и линзочки различных размеров, располагающиеся параллельно друг другу. По этим плоскостям сланцы легко распадаются на пластины с неровной шелковистой поверхностью. Отдельные чешуйки имеют размер от 0,01 до 0,1 *мм*. Крупные чешуйки серицита, до 0,2 *мм*, встречаются редко и приурочены к прожилочкам кварца или окружают зерна альбита в виде венчиков, оторочек, или пластин. Такой серицит образовался, несомненно, после отложения вкрапленности плагиоклаза. Листочки его деформированы значительно меньше главной массы серицита, строго параллельное расположение которого

свидетельствует об образовании в условиях сильнейшего динамометаморфизма.

Кварц имеет то же значение, что и серицит. Главная масса зерен неправильной округлой формы с расплывчатыми, сильно зазубренными краями. Многие зерна имеют удлиненную форму и вытянуты по сланцеватости. Преобладание в отдельных полосках серицита или кварца усиливает сланцеватый характер породы. Скопления мелких зерен кварца дают участки с мозаичной или роговиковой структурой. Размер зерен кварца колеблется от 0,01 до 0,1 *мм*.

Хлорит развит преимущественно в виде весьма мелких чешуек, равномерно распределенных в массе породы и вытянутых по сланцеватости.

Альбит развит в виде мелких простых двойников и изометрических зерен.

Сфен образует мелкие удлиненные зерна размером 0,1—0,3 *мм*. Скопления рутила редки и приурочены к зернам сфена.

Гидротермально измененные кварцево-серицитовые сланцы имеют рыхлое сложение и заметно обогащены серицитом, хлоритом и альбитом.

К сожалению, мелкие размеры минералов, слагающих сланцы, не позволяют произвести количественные подсчеты под микроскопом. Пока ограничимся только следующими замечаниями:

1. В сланцах, непосредственно примыкающих к хрустальному гнезду, наряду с увеличением количества серицита, хлорита и альбита характерно образование сравнительно крупных индивидов кварца, которые длинной стороной вытянуты по сланцеватости (перпендикулярно секущим стенкам гнезд).

2. Здесь же наблюдается особая форма кварца, растущего в виде тонких параллельных волокон, тесно прижатых друг к другу и вытянутых по сланцеватости пород. А. Н. Заварицкий кварц такой формы называет стебельчатым [2]. Широкое развитие стебельчатого кварца в кварцево-серицитовых и кварцево-хлоритовых сланцах колчеданных залежей Урала отмечает и Л. М. Афанасьев [1].

Стебельчатый кварц, вероятно, является началом образования более или менее крупных ориентированных индивидумов зерен кварца на стенках трещины, развивающихся затем в кристаллы горного хрусталя. Это подтверждается еще и тем, что отдельные кристаллы кварца, нарастающие на боковые стенки гнезда, консервируют в себе материал боковых пород. В основании таких кристаллов кварца сохраняется или первичная ориентировка слюдистых минералов, параллельная плоскостям сланцеватости пород, или же отмечается наличие тонких пластинок сланцев с весьма расплывчатыми ограничениями, постепенно исчезающими по направлению к головке кристалла.

Как показывают наблюдения, некоторые кристаллы кварца начинают свой рост не на стенке, а еще в стенке секущей трещины.

III. Кварцево-хлоритовые сланцы. На одном из месторождений в южном конце кварцевой жилы было вскрыто крупное гнездо с кристаллами кварца. Длина гнезда по простиранию около 25 *м*, максимальная ширина 2 *м*. Форма хрустального гнезда клиновидная. Кварцевая жила и приуроченное к ней хрустальное гнездо залегали в кварцево-хлоритовых сланцах. Стенки хрустального гнезда претерпели интенсивное гидротермальное изменение. Полоса измененных пород шириной около 0,6 *м* окаймляла хрустальное гнездо с лежачего и висячего боков трещины. Хрустальное гнездо заполнено кристаллами кварца и хлоритовым песком, к которому примешано небольшое количество чешуек серицита, кристалликов кальцита и эпидота.

Кварцево-хлоритовые сланцы представляют собой темнозеленые весьма тонко рассланцованные породы с зеленовато-шелковистой поверхностью сланцеватости. Важнейшими компонентами в них являются хлорит, серицит и кварц, к которым в той или иной мере примешаны эпидот, альбит, актинолит. В небольших количествах присутствуют карбонат, сфен, рутил и апатит.

Хлорит развит преимущественно в виде мелких чешуек, равномерно распределенных в массе породы и вытянутых по сланцеватости. Значительно меньше встречается крупнолистоватого хлорита, обычно приуроченного к крупным кристаллам альбита. Чешуйки такого хлорита растут на гранях альбита, расположенных перпендикулярно сланцеватости. Размер чешуек достигает 5 *мм*. Они часто сменяются серицитом такой же формы. По оптическим константам мелкозернистый хлорит относится к пеннину, а крупнолистоватый — к прохлориту.

Серицит развит в виде неправильных мельчайших светлых чешуек. Такие прожилки серицита и кварца вытянуты по сланцеватости и чередуются друг с другом. Довольно часто крупные зерна кварца и альбита бывают окружены венчиком из серицита.

Кварц представлен мелкими зернами, которые собраны в узкие прожилки и линзочки, вытянутые по сланцеватости. Крупные зерна кварца приурочены к скоплениям альбита и, подобно хлориту, дают длинные волокна, наросшие на грани альбита параллельно сланцеватости. На гранях альбита, расположенных параллельно сланцеватости, кварц этого типа не развит.

Появление кварцевых, хлоритовых и серицитовых «хвостов» на гранях кристаллов альбита, расположенных перпендикулярно сланцеватости, весьма распространенное и интересное явление в гидротермально измененных слюдистых сланцах.

Эпидот приурочен преимущественно к скоплениям альбита в виде кристалликов столбчатой формы. Часть кристаллов эпидота, подобно хлориту, серициту и кварцу, развита вблизи граней альбита, перпендикулярных сланцеватости.

Полевой шпат представлен мелкими и крупными кристаллами альбита. Крупные кристаллы альбита совершенно прозрачны и хорошо образованы.

Сфен, рутил, актинолит, апатит и карбонат образуют скопления в отдельных участках шлифа.

Измененные кварцево-хлоритовые сланцы имеют светлозеленый цвет и находятся в очень рыхлом состоянии. Они заметно обогащены альбитом и крупнолистоватым серицитом. Более светлый цвет измененных сланцев обусловлен удалением из них значительного количества соединений магния и железа.

В табл. 9 приведены анализы кварцево-хлоритовых сланцев, выполненные химической лабораторией Северо-Западного геологического управления. Эти анализы, как и все предыдущие (табл. 1—8) пересчитаны с учетом поправок на объемный вес.

Сравнение химических анализов с результатами микроскопического исследования слюдистых сланцев приводит к следующим выводам:

1. Слюдистые сланцы, будучи метаморфическими дериватами глинистых осадков, содержат, по сравнению с магматическими породами, избыток $Al_2O_3$. Так, например, отношение $\frac{Al_2O_3}{K_2O+Na_2O}$ в анализированных изверженных породах хрусталеносной полосы равно 3,5, а в слюдистых сланцах 5,5. Поэтому слюдистые сланцы легко поглощают $K_2O$

Таблица 9

| Компоненты | *1* | *2* | *1а* | *2а* | *1б* | *2б* | *3* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,65 | 42,35 | 45,55 | 42,27 | 1257,00 | 1086,00 | —171,00 |
| $TiO_2$ | 0,79 | 0,84 | 0,79 | 0,84 | 21,80 | 21,60 | —0,20 |
| $Al_2O_3$ | 19,69 | 20,63 | 19,60 | 20,60 | 541,00 | 529,40 | —11,60 |
| $Fe_2O_3$ | 2,04 | 3,14 | 2,04 | 3,14 | 56,30 | 80,70 | +24,40 |
| $FeO$ | 8,87 | 6,17 | 8,80 | 6,15 | 242,90 | 158,20 | —84,70 |
| $MnO$ | 0,12 | 0,10 | 0,12 | 0,10 | 3,30 | 2,60 | —0,70 |
| $CaO$ | 2,25 | 2,15 | 2,25 | 2,15 | 62,20 | 55,30 | —6,90 |
| $MgO$ | 11,41 | 8,72 | 11,37 | 8,70 | 313,80 | 223,70 | —90,10 |
| $K_2O$ | 1,72 | 3,15 | 1,72 | 3,15 | 47,50 | 81,00 | +33,00 |
| $Na_2O$ | 1,18 | 2,06 | 1,18 | 2,06 | 32,60 | 53,00 | +20,40 |
| $H_2O-$ | 0,08 | 0,72 | 0,08 | 0,72 | 2,20 | 18,50 | +16,30 |
| $H_2O+$ | 6,52 | 10,15 | 6,50 | 10,12 | 179,40 | 260,00 | +80,60 |
| | 100,32 | 100,18 | 100,00 | 100,00 | 2760,00 | 2570,00 | |
| Объемный вес | 2,76 | 2,57 | | | | | |

Примечание. *1* — анализ неизмененного кварцево-хлоритового сланца, взятого в 10 *м* от стенки гнезда; 2 — анализ измененного кварцево-хлоритового сланца, взятого в 0,25 *м* от стенки гнезда. Анализы *1а* и *2а* пересчитаны на 100. *1б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ неизмененного кварцево-хлоритового сланца с порами: *2б* — количество компонентов (*кг*) в 1 $м^3$ измененного кварцево-хлоритового сланца с порами; *3* — увеличение и уменьшение (*кг*) каждой составной части при изменении 1 $м^3$ исходной породы.

и $Na_2O$ из поднимающихся гидротермальных растворов, обогатившихся на своем пути щелочами за счет нижележащих магматических пород. В слюдистых сланцах, вмещающих хрустальные гнезда, щелочи фиксируются, главным образом, в виде серицита и альбита.

2. Образование кристаллов горного хрусталя происходит вследствие извлечения кремнезема щелочными растворами из боковых пород и выклинивающихся частей кварцевых жил.

3. Весь материал для минералов, кристаллизующихся в хрустальных гнездах совместно с кристаллами горного хрусталя (хлорита, эпидота, рутила, апатита, сфена, актинолита и др.), доставляется растворами из вмещающих пород.

4. В слюдистых сланцах, непосредственно примыкающих к хрустальному гнезду, наблюдается особая форма кварца, растущего в виде тонких параллельных волокон, тесно прижатых друг к другу и вытянутых по сланцеватости пород, т. е. перпендикулярно стенкам секущих трещин. Совместно с кварцевыми волокнами располагаются крупные кварцевые индивиды, которые, вероятно, образовались за счет стебельчатого кварца, сохранив его ориентировку. Количество кристаллоподобных кварцевых индивидов резко увеличивается по направлению к стенке хрустального гнезда. Кристаллы же кварца, нарастающие на стенке гнезда, часто консервируют в себе материал боковых пород. В основании таких кристаллов кварца сохраняется или первичная ориентировка слюдистых минералов, параллельная плоскостям сланцеватости пород, или же отмечается наличие тонких пластинок сланцев с весьма расплывчатыми ограничениями, постепенно исчезающими к головке кристалла кварца.

Как показали наблюдения, кристаллы кварца, нарастающие непосредственно на боковые породы, начинают, повидимому, свой рост не на стенке, а в стенке секущей трещины.

5. Появление кварцевых, хлоритовых, серицитовых, актинолитовых, эпидотовых и рутиловых «хвостов» на гранях крупных метакристаллов,

расположенных перпендикулярно сланцеватости пород (в тенях давления), — распространенное явление в гидротермально измененных слюдистых сланцах.

Частое появление и хорошая сохранность хрустальных гнезд (своеобразных «хвостов») у концов кварцевых жил (в тенях давления), возможно, найдет в описанных выше миниатюрных метаморфических явлениях свое, близкое к истине, объяснение.

Таким образом, химическое и микроскопическое исследования разнообразных по своему петрографическому составу горных пород показывают, что источником кремнезема, да и всех других компонентов, для образования минералов хрустальных гнезд был не магматический очаг, а вмещающие породы.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Афанасьев Л. М. Геолого-петрографическое исследование изменений боковых пород колчеданных месторождений Красно-Уральска, Калаты и Дегтярки на Среднем Урале. Труды МГРИ, 1937, т. IV.
2. Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Изд. АН СССР, 1950.
3. Карякин А. Е. Типы кварцевых жил и их хрусталеносность. Записки Ленинградского горного института, 1953, т. XXVIII.
4. Карякин А. Е. Гранитоидные интрузии и отношение их к окружающим структурам. Записки Ленинградского горного института, 1953, т. XXVIII.
5. Наковник Н. И. Месторождение Коунрад. Изд. АН СССР, 1937.
6. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1947, вып. 1.
7. Татаринов П. М. и Карякин А. Е. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1951, ч 80, № 3.