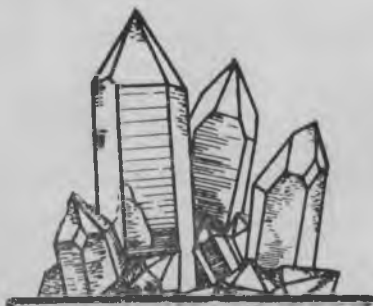


*Кривошея*

**Т Р У Д Ы**  
**ВСЕСОЮЗНОГО**  
**НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО**  
**ИНСТИТУТА СИНТЕЗА**  
**МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

**ТОМ VIII**



**Москва 1964**

Т Р У Д Ы  
ВСЕСОЮЗНОГО  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ИНСТИТУТА СИНТЕЗА  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ VIII

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Москва—1964

Редакционная коллегия  
В. П. Бутузов (*отв. редактор*),  
Н. Д. Меркурьев (*зам. отв. редактора*),  
И. Н. Аникин, Н. П. Ермаков, Е. Я. Киевленко,  
Б. Я. Меренков, И. А. Островский, М. Т. Гурин (*отв. секретарь*)

## ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Н. В. КУРЧАТКИН*

### СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В настоящее время проявления горного хрусталя установлены во многих районах Южного Урала. Однако по вопросам хрусталеносности Южного Урала в печатной литературе содержатся незначительные сведения [1, 2, 3, 5, 10, 15, 22, 24].

В результате работ геологов: Ю. Н. Ануфриева, К. Ф. Кашкурова, Н. В. Есина, Б. И. Хворова, З. И. Баевой, С. А. Лясика, А. В. Глазова, А. В. Ломаева, Г. В. Меркуловой, В. Н. Морозова, Г. Н. Петрунина, И. И. Трунова, И. Г. Шарманова и многих других накоплен значительный материал по хрусталеносности Южного Урала.

В данной статье автор приводит некоторые обобщения по вопросу пространственного размещения хрусталеносных образований.

Южный Урал, являясь частью Уральской складчатой системы, отличается сложностью геологического строения и истории развития. На этой территории проявлялись магматизм и эндогенное оруденение различных типов и различного возраста — от докембрийского до послепалеозойского.

Структуры Южного Урала — поднятия и погружения — существовали уже в начале палеозоя [20] и развивались в течение всей этой эпохи; окончательно они сформировались в варисский этап тектогенеза. С запада на восток выделяются следующие [8, 18, 20] наиболее крупные структурные формы, характеризующиеся меридиональным простиранием: Башкирское поднятие, Зилаирский прогиб, Уралтауское поднятие, Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб и Зауральское поднятие.

Все поднятия сложены толщами сильно дислоцированных пород верхнего протерозоя и палеозоя, представленными кварцитами, сланцами, гнейсами и пестрым эффузивно-осадочным комплексом. Прогибы выполнены преимущественно среднепалеозойскими осадками, среди которых широко развиты вулканические образования, претерпевшие зеленокаменное преобразование.

Каждое поднятие отделяется от соседнего погружения сериями глубинных разломов, которые играли исключительно большую роль в заложении и дальнейшем развитии структурного плана Урала [18, 20, 26]. К зонам глубинных разломов приурочены широко развитые в районе палеозойские породы габбро-перидотитовой формации.

В поднятиях, главным образом Восточно-Уральском и Зауральском, широко распространены интрузивные породы гранитной формации Урала, неоднородной по составу и возрасту. Наиболее развиты интрузивные породы варисского возраста. Интрузии варисских гранитоидов многофазны и сложны по составу. В них выделяются три главные фазы [25]: гранодиоритовая, гранитная и аляскитовая. Каждая фаза характеризуется определенным петрографическим комплексом пород и собственной жильной свитой интрузивных и постмагматических образований. Формирование хрусталеносных жил связано с последними этапами интрузивной деятельности.

На Южном Урале выделяется три генетических типа проявлений горного хрусталя: пегматиты, гидротермальные кварцевые жилы и россыпи. Наибольший практический интерес представляют кварцевые жилы и связанные с ними россыпи.

Хрусталеносные жилы очень широко распространены и располагаются среди громадного количества нехрусталеносных безрудных и рудных кварцевых жил. Кварцевые жилы залегают в породах различного возраста — от протерозоя до верхнего карбона: сланцах, песчаниках, метаморфизованных эффузивно-осадочных породах, известняках, основных и кислых интрузивных породах.

В западной части Урала кварцевые жилы развиты на большой территории, где отсутствуют интрузии гранитного состава.

Таким образом, в региональном распределении кварцевых жил стратиграфо-литологический и магматический факторы не имеют решающего значения. Значительно большую роль играют складчатые и разрывные деформации.

#### РАЗМЕЩЕНИЕ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

По отношению к главнейшим структурам размещение хрусталеносных кварцевых жил подчиняется тем же особенностям, что и большая часть эндогенных месторождений [7, 11, 12, 23]. На Южном Урале основное количество кварцевых и хрусталеносных жил располагается в положительных структурах-поднятиях и крупных антиклинальных складках (см. таблицу).

Структура	Количество кварцевых жильных полей в % от общего количества	Количество жильных полей с кристаллами горного хрусталя в % от общего количества
Зилаирский прогиб	2	10
Уралтауское поднятие	14	13
Магнитогорский прогиб	8	6
Восточно-Уральское поднятие	35	59
Восточно-Уральский прогиб	28	12
Зауральское поднятие	13	—

Из таблицы видно, что 62% всех зафиксированных кварцевых жильных полей приурочено к поднятиям, что характерно и для хрусталеносных жильных полей.

Наибольшее количество жильных полей встречено в пределах Восточно-Уральского поднятия. Приуроченность кварцевых жил к антиклинорным поднятиям объясняется тем, что в этих структурах обнажены наиболее древние породы, значительно метаморфизованные, испытавшие на себе неоднократные деформации. Последнее обусловило интенсивное развитие трещин, по которым из глубинных магматических очагов сюда проникали гидротермальные растворы. Благоприятное влияние на поступление гидротермальных растворов оказывали интрузивные породы, на контакте с которыми при тектонических деформациях возникали наиболее нарушенные участки.

Размещение кварцевых жил в пределах главнейших структур неодинаково: в центральных частях поднятий наблюдается заметное уменьшение концентрации кварцевых жил, а в центральных частях прогибов они почти совсем отсутствуют. Кварцевые жилы сконцентрированы главным образом в зонах перехода поднятий в прогибы.

Выделяется семь наиболее крупных зон развития кварцевых и хрусталеносных жил: Зилаирская, Уралтауская, Восточно-Уральская, Кочкарско-Айдырлинская, Полтаво-Брединская, Джетыгаринская и Тобольская.

Зилаирская зона расположена на западном склоне Южного Урала в пределах Зилаирского прогиба. Основное количество хрусталепроявлений сосредоточено здесь в двух районах — Тирлянском и Белорецком. Хрусталепроявления приурочены к верхнепротерозойским образованиям — мощной толще известняков или пачке переслаивающихся сланцев и доломитов, незначительная часть их развита в кварцитах нижнего кембрия и кварцитовидных песчаниках ордовика. Хрусталепроявления обычно связаны с плитовидными и линзовидными жилами, а иногда минерализованными трещинами небольших размеров. Залегание жил обычно согласное, реже секущее.

Отдельные хрусталепроявления встречаются к югу от Белорецкого и Тирлянского районов в области развития силурийских ультраосновных интрузий и по восточной окраине Сакмарской тектонической зоны, в участках, где Зилаирский прогиб через надвиг переходит в Уралтауское поднятие. Породы здесь надвинуты с запада на восток и в них ярко выражен кливаж, совпадающий со слоистостью, с падением на юго-запад под углом 50—60°.

Хрусталеносные жилы обычно залегают в зонах тектонических нарушений среди кварцитовидных песчаников ордовика и силура, в диоритовых и диабазовых порфиритах или сланцах и граувакковых песчаниках девона.

Уралтауская зона приурочена к восточной части Уралтауского поднятия к выходам слюдисто-графито-кварцевых и зеленых сланцев верхнепротерозойского возраста. С востока эти породы срезаны надвигом и перекрыты образованиями зеленокаменного комплекса Магнитогорского прогиба. По надвигу метаморфические породы Уралтау контактируют с разновозрастными породами силура, девона, карбона или ультраосновными породами, прослеживающимися почти сплошной полосой вдоль тектонического нарушения. Нарушение, возможно, является поверхностным выражением регионального глубинного разлома. Надвиг сопровождается серией более мелких нарушений типа сбросов и интенсивной измятостью и рассланцеванием пород.

Метаморфические породы восточной части Уралтау собраны в мелкие изоклинальные складки, опрокинутые на восток. Крылья складок часто разорваны небольшими нарушениями и разбиты многочислен-

ными трещинами. В результате этого по восточному краю Уралтауского поднятия образована широкая зона повышенной тектонической трещиноватости, с которой связаны кварцевые жилы.

Уралтауская зона имеет субмеридиональное простираание. Ширина ее 10—15 км на всем протяжении — от с. Федоровка на юге до пос. Кидрясов на севере, где зона резко расширяется, прослеживаясь на запад через весь Уралтау до Зилаирского прогиба. Расширение, по-видимому, связано с наличием поперечной структуры в месте погружения антиклинорного поднятия.

Продолжением Уралтауской зоны на севере является Кирябинский хрусталеносный район, лежащий на стыке Башкирского и Уралтауского поднятий. Севернее него в полосе развития тех же пород кембрийского и верхнепротерозойского комплексов известны Верхне-Атлянские проявления. Для всей зоны характерно развитие кварцевых жил линзообразной и плитообразной формы, образующих жильные поля. На севере в этой зоне известны проявления золота.

Восточно-Уральская зона протягивается широкой полосой по западному краю Восточно-Уральского поднятия при переходе его в Магнитогорский прогиб от широты г. Новоорска на юге до пос. Ленинский на севере.

В южной части зона проходит по западному контакту Адамовского, Суундукского и Джабык-Карагайского гранитных массивов, то вплотную примыкая к ним, то удаляясь в местах изгиба интрузий (к западу на значительное расстояние).

В районе пос. Уйский от главной меридиональной зоны намечается ответвление, идущее в северо-восточном направлении к пос. Светлый и далее на север между Варламовским и Ключевским массивами гранитов до прииска Казанского. Длина зоны более 400 км, ширина от 5 до 50 км.

На всем протяжении зона контролируется многочисленными мелкими и крупными массивами серпентинитов, габбро-диоритов, малых интрузий и даек гранитов, аплитов и гранит-порфиров.

В пределах зоны наблюдается интенсивная изоклиналиная складчатость. Складки нередко опрокинуты на запад и сопровождаются разрывными нарушениями. Наиболее крупные из них наблюдаются в районе поселков Уйский, Новинский и к северу от пос. Теренсай. Разрывные нарушения представлены надвигами, сбросами и очень часто зонами повышенной трещиноватости и рассланцевания пород. Последние обычно расположены на контакте различных по составу пород и в контактах интрузивных тел.

В участках развития разрывных нарушений наблюдается наибольшая концентрация кварцевых жил. Так, в районе Теренсай полоса кварцевых жил имеет значительную ширину (порядка 50 км). Однако основное количество жил развито в относительно узкой зоне (не более 10 км) непосредственно в участках развития разрывных нарушений.

Олисываемая зона характеризуется широким развитием не только хрусталеносных кварцевых жил, но также безрудных и золоторудных кварцевых жил. Кварцевые жилы в ряде участков сопровождаются широким развитием гидротермального окварцевания вмещающих пород. Это особенно характерно для углистых, филлитовых и других сланцевых толщ, а также для контактовых зон серпентинитовых массивов.

В размещении кварцевых жил значительную роль играют возраст и литологический состав вмещающих пород. Наиболее насыщены кварцевыми жилами древние породы, представленные вулканогенно-осадочной

толщей верхнего протерозоя, кембрия и силура. Резко сокращается количество кварцевых жил в отложениях девона (яшмы, фтаниты, кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы) и толще карбона (туффиты туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии).

Кочкарско-Айдырлинская зона расположена на границе Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. Она протягивается в меридиональном направлении по восточному контакту Кочкарского интрузивного комплекса в направлении Варшавского массива гранитов и далее на юг до пос. Айдырлинский, где круто поворачивает к юго-востоку, уходя между Адамовским и Джетыгаринским массивами гранитов в район пос. Кумак. Длина зоны свыше 400 км. Ширина ее различна: в участках наибольшей концентрации жил она достигает 50 км, но в ряде случаев сходит на нет, в результате чего образуется цепочечное расположение районов скопления кварцевых жил.

Зона характеризуется развитием интрузивных пород гранодиоритового состава, с которыми И. В. Ленных [14] и Н. В. Куклин [13] генетически связывают золоторудную минерализацию. В ее пределах размещается большое количество проявлений золота, вольфрама, молибдена, мышьяка, висмута [4, 14, 16, 19].

Кварцевые рудные жилы различны по характеру и образованию их относятся, по-видимому, к разным этапам гидротермальной деятельности.

Наиболее древние жилы сложены гранулированным полупрозрачным стекловатым жильным кварцем, содержащим молибденит. За ними идут жилы с вольфрамом (Кожубаевские проявления), и наиболее поздними являются мышьяково-золоторудные и кварцево-золоторудные жилы. Кварцевые хрусталоносные жилы нередко расположены совместно с рудными жилами.

Кочкарско-Айдырлинская зона совпадает с полосой развития ультраосновных интрузий и мелких тел основных и гранитных интрузий. В пределах этой зоны в участках наибольшей концентрации кварцевых жил отмечается наличие разрывных нарушений, зон гематитизации и расщелачивания пород, а также окварцевания и вторичных изменений пород (хлоритизация, эпидотизация).

Полтаво-Брединская зона приурочена к громадному глубинному разлому, ограничивающему с востока Восточно-Уральский прогиб. Этот разлом протягивается от г. Челябинска до верховьев р. Кайрахты. В пределах Полтаво-Брединской зоны среди многочисленных безрудных и рудных жил развито небольшое количество хрусталопроявлений.

Кварцевые жилы располагаются вдоль упомянутого разлома, начиная от Карталов и южнее до широты пос. Джарбутак, образуя меридиональную полосу длиной не менее 150 км. На отрезке между ст. Карталы и р. Камыслыаят ширина зоны достигает 20 км. Южнее р. Камыслыаят до пос. Бредов известны единичные кварцевые жилы, а затем вдоль Наследницкого массива серпентинитов до Сине-Шиханского гранитного массива в верховьях р. Берсуат вновь появляются крупные жильные поля. В этой полосе известны кварцевые жилы различного возраста.

Наиболее древними являются кварцевые жилы, залегающие в метаморфических толщах, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами кембро-протерозоя. Жилы этого типа представляют собой небольшие тела, имеющие линзовидную или неправильную форму с извили-

стыми ограничениями, согласными с гнейсоватостью или сланцеватостью вмещающих пород. Такая конфигурация кварцевых жил показывает, что дислокация их происходила скорее всего одновременно с вмещающими породами. Жилы сложены часто характерным стекловатым кварцем массивной текстуры. В ряде случаев жильный кварц гранулирован. Нередко в жилах, залегающих среди биотитовых сланцев и гнейсов, внутри кварца наблюдается полосчатое расположение биотита, повторяющего полосчатость вмещающих пород. Жилы, по-видимому, являются продуктом метаморфической дифференциации пород и образование их относится к календонскому времени.

Наиболее широко распространены жилы варисского возраста. По характеру жильного кварца среди них выделяется два типа: жилы, сложенные мелкозернистым кварцем, и жилы, сложенные шестоватым кварцем. Первые обычно залегают согласно с вмещающими породами, вторые являются секущими.

По количеству эти два типа имеют примерно равное соотношение. Жилы первого типа больше распространены среди древних докембрийских пород, кристаллических сланцев и гнейсов, кварцитов, катаклазированных гранитов. Жилы второго типа связаны с полосой развития осадочно-метаморфических толщ. Они приурочены к участкам, наиболее сложным в структурном отношении. Простираание жил главным образом меридиональное, падение крутое восточное или западное. Форма жил удлиненная, плитообразная или линзовидная. Среди жил, сложенных мелкозернистым кварцем, есть золоторудные.

На юге в районе пос. Брацлавки Полтаво-Брединская зона сливается с Кочкарско-Айдырлицкой зоной, образуя крупный Брацлавский район концентрации кварцевых жил. В этом районе нередко встречаются полосы сближенных кулисообразно расположенных групп безрудных кварцевых жил и жил с незначительным содержанием сульфидов.

Джетыгаринская зона расположена на границе Зауральского поднятия и Предтобольского прогиба. Она проходит через пос. Джетыгару к северу по восточному контакту Андреевско-Марииновского гранитного массива, уходя вдоль р. Мукруаят по контакту нижнепалеозойской толщи со среднедевонскими отложениями. На широте р. Синташты от нее отходит в северо-западном направлении ветвь, протягивающаяся вдоль тектонического контакта отложений ордовика и карбона в районе пос. Георгиевка и далее до пос. Городищенский, где она скрывается под отложениями палеогена. Кварцевые жилы описываемой зоны очень мало изучены. Здесь известно небольшое количество жил с признаками хрусталеносности.

В районе Джетыгары жилы золото-сульфидные. По условиям залегания они делятся на две группы — пологопадающие и крутопадающие. Пологопадающие жилы имеют широтное и северо-западное простираание, а падают на северо-восток под углом от 5 до 40°. Местами на участках почти горизонтального залегания они имеют мощные раздувы. Крутопадающие жилы пересекают интрузивный гранитный шток и падают на северо-запад под углом от 40 до 65°. В Джетыгаринском массиве широко развит кливаж разлома. В центральной части выделяется шесть меридиональных разломов, которые контролируются дайками кварцевых и бескварцевых диорит-порфиринов. Один из этих разломов проходит по контакту серпентинитов с гранодиоритами Милютинского массива и плагиогранитами Джетыгаринского массива.

Тобольская зона выделяется в пределах Предтобольского прогиба. Она протягивается на 25 км западнее пос. Денисовка через пос. Каменский на юг вдоль р. Тобол. Это зона повышенной тектони-

ческой активности. Здесь развиты массивы серпентинитов и в меньшем количестве габбро и габбро-диоритов. Кварцевые жилы в основном сконцентрированы на участке между р. Синташты и оз. Сорколь. Они мало изучены и по имеющимся данным пока невозможно судить о характере их хрусталеносности.

## РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЗОНАЛЬНОМ РАЗМЕЩЕНИИ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Размещение крупных зон концентрации кварцевых и хрусталеносных жил связано с определенными структурно-геологическими формами — переходными зонами поднятий в прогибы. Переходные зоны, представляющие собой участки максимальной тектонической активности в пределах складчатой системы Урала, являются зонами так называемых глубинных разломов А. В. Пейве.

Зоны глубинных разломов установлены на основании изучения комплекса геологических явлений и связи между тектонической структурой, размещением магматических тел и эндогенных месторождений полезных ископаемых. Глубинные разломы Урала охарактеризованы в работах А. В. Пейве [18], Б. М. Романова [21], Н. С. Шатского [26], А. А. Пронина [20] и др. Глубинные разломы, по мнению этих исследователей, представляют собой крупные расколы складчатого допалеозойского фундамента, которые сыграли большую роль в заложении и формировании структурного плана Урала. О времени заложения этих разломов существуют различные мнения. Одни исследователи (А. А. Пронин, А. В. Пейве и др.) считают, что разломы были заложены в докембрии, а затем унаследованно развивались в палеозойское время. Другие (Б. М. Романов, И. Д. Соболев) относят их заложение к различным этапам палеозойского времени, утверждая, что формирование происходило последовательно с запада на восток. Наиболее правильна, по-видимому, первая точка зрения, так как известно, что с раннего палеозоя различные геотектонические структуры начали жить своей жизнью, отличной от соседних структур.

Все исследователи считают, что эти разломы жили длительное время и в том или ином виде развивались и в варисский этап тектогенеза. Неоднократные перемещения жестких блоков пород фундамента вдоль указанных разломов обусловили сложную деформацию пород в верхних структурных этажах. В современных структурах глубинные разломы выражаются в самых различных формах: сериями сближенных крупных тектонических нарушений, зонами расщепления и динамометаморфизма, полосами усиления трещиноватости и осложнения складчатости. Наиболее отчетливо зоны глубинных разломов фиксируются цепочками ультраосновных интрузий, вытянутых на большие расстояния.

Интенсивное формирование трещиноватости в верхних структурных этажах в процессе длительного развития зон способствовало проникновению из глубин магматических и гидротермальных растворов и, таким образом, предопределило расположение в их пределах разновозрастных даек и жил магматических пород и разнообразных эндогенных месторождений. В зонах повышенной тектонической активности наряду с хрусталеносными кварцевыми жилами ассоциируются проявления золота, вольфрама, молибдена и других металлов [9, 14, 16, 19].

Длительное развитие трещиноватости отразилось на характере ло-

кализации различных эндогенных образований и кварцевых жил: наибольшая концентрация даек магматических пород и кварцевых жил наблюдается в более древних толщах. В направлении от нижних частей стратиграфического разреза к верхним происходит закономерное уменьшение их количества. Наиболее хорошо это прослеживается в Восточно-Уральской зоне, где кварцевые жилы располагаются главным образом в отложениях нижнего палеозоя, а в породах девона и карбона количество их резко сокращается.

Все это свидетельствует о том, что древние толщи испытали более длительную деформацию. В них происходило неоднократное формирование новых и подновление старых трещин; по мере перемещения вверх по разрезу процессы трещинообразования затухали.

Разумеется, что это лишь общая тенденция в развитии зон повышенной тектонической активности. Интенсивность трещиноватости в толщах одного и того же возраста в различных зонах неодинакова и обусловлена различиями в развитии зон на разных этапах геологической истории. Так, повышенная трещиноватость и соответственно концентрация кварцевых жил в верхних стратиграфических комплексах наблюдается в пределах Полтаво-Брединской хрусталеносной зоны, что свидетельствует о значительной подвижности ее в верхнепалеозойское и более позднее время. Это подтверждается и рядом других геологических факторов, в частности наличием интрузий габбро-перидотитовой формации верхнепалеозойского возраста и расположением мезозойских отложений в узких грабенообразных депрессиях вдоль этой зоны.

Различия в развитии отдельных зон обусловили неодинаковое расположение в их пределах рудной и хрусталеносной минерализации. В зонах, расположенных к востоку от Восточно-Уральского поднятия (Полтаво-Брединской и Джетыгаринской), отмечается наибольшая концентрация проявлений золота, вольфрама, молибдена и других металлов при подчиненном развитии хрусталеносной минерализации. В западных зонах (Зилаирской, Уралтауской и Восточно-Уральской) наблюдается обратное взаимоотношение, причем основное количество хрусталепроявлений находится в Восточно-Уральской зоне. Исключение составляет Кочкарско-Айдырлинская зона, в которой почти в равной степени развиты рудные и хрусталеносные жилы.

Значение зон повышенной тектонической активности в размещении хрусталеносных кварцевых жил не ограничивается структурными факторами. В связи с тем, что к таким зонам приурочены магматические и метаморфические породы с высоким содержанием кремнезема и щелочей (плагнограниты, плагноаплиты и гранитизированные породы осадочно-вулканогенного комплекса), в их пределах имеются и благоприятные литологические условия для хрусталеобразования.

#### **РАЗМЕЩЕНИЕ РАЙОНОВ (УЗЛОВ) КОНЦЕНТРАЦИИ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ВНУТРИ ЗОН**

Если общий характер размещения кварцевых жил в крупных структурах Южного Урала проявляется отчетливо, то размещение узлов концентрации кварцевых жил внутри выделенных зон подчиняется более сложным закономерностям и обусловлено составом и характером деформации вмещающих пород, взаимоотношениями кварцевых жил с интрузиями и другими особенностями геологического строения. Но и в этом случае структура является одним из важнейших факторов локализации узлов кварцевых жил, положение которых определяется главным образом поперечными тектоническими формами.

Размещение хрусталеносных узлов характеризуется следующими особенностями:

1. Районы кварцевых жил расположены в местах сближения зон глубинных разломов и изгибов их в плане, т. е. в участках, где существовали наиболее благоприятные условия для проявления интенсивных деформаций горных пород и неоднократного их подновления и наложения в связи с этим одного этапа минералообразования на другой. Проявление последующих деформаций обычно захватывало менее широкие площади, чем и объясняется, в свою очередь, неравномерное распределение кварцевой и хрусталеносной минерализации внутри отдельных узлов. К подобным районам можно отнести участки развития кварцевых жил у поселков Айдырлинский и Брацлавский, расположенные в местах сближения Кочкарско-Айдырлинской и Полтаво-Брединской зон.

2. Узлы концентрации кварцевых жил располагаются в участках пересечения зон глубинных разломов с зонами погружения антиклинорных поднятий, что в конкретном случае фиксируется пережимами в выходах гранитных интрузий по простиранию. В процессе тектонических движений между жесткими блоками интрузивных массивов происходила повышенная деформация пород кровли, в результате чего они были смяты в мелкие складки, разбиты разрывными нарушениями и густой сетью мелких трещин. Со структурными участками этого типа связаны районы концентрации кварцевых жил в северо-западном и северо-восточном экзоконтактах Джабык-Карагайского гранитного массива и в районе пос. Новинский. К этому же типу можно отнести и район концентрации кварцевых жил у пос. Кирябинка, который расположен в пределах Уралтауской зоны в месте погружения антиклинорного поднятия Уралтау.

3. Узлы кварцевой минерализации в ряде случаев находятся в участках развития крупных дизъюнктивов, но только тех, которые являются составным элементом зон глубинных разломов. При этом кварцевые жилы, как правило, приурочены не к крупным нарушениям, а к опережающим их трещинам. Вдоль крупных нарушений обычно наблюдается лишь интенсивная гидротермальная метаморфизация пород. К этой группе можно отнести район к северу от ст. Теренсай, а также район пос. Уйский. Структурное положение последнего определяется в значительной степени расчленением Восточно-Уральской зоны на две ветви.

4. Кварцевые жилы в пределах зон часто локализуются в участках развития даек и жил магматических пород, где на контакте с последними вмещающие породы подвергались интенсивному рассланцеванию и динамометаморфизму.

Перечисленными структурами, очевидно, не ограничивается все многообразие условий расположения узлов кварцевой минерализации.

#### ВЫВОДЫ

1. На Южном Урале хрусталеносные кварцевые жилы залегают в разновозрастных (протерозой — средний карбон) и различных по литологическому составу комплексах пород.

2. Кварцевые и хрусталеносные жилы образуют семь главных зон, ориентированных в меридиональном направлении: Зилаирскую, Уралтаускую, Восточно-Уральскую, Кочкарско-Айдырлинскую, Полтаво-Брединскую, Джетыгаринскую и Тобольскую. Эти зоны приурочены к региональным зонам повышенной тектонической активности (зонам глубинных разломов).

3. К структурным зонам приурочены также проявления золота, вольфрама, молибдена и других металлов.

4. В пределах зон хрусталеносные кварцевые жилы группируются в хрусталеносные районы (узлы). Развитие последних тесно связано с формированием зон повышенной тектонической активности. Наиболее часто поля развития хрусталеносных кварцевых жил наблюдаются в местах изгиба и сближения хрусталеносных зон, в местах пересечения зон повышенной тектонической активности с зонами погружения поднятий, в участках развития дизъюнктивных нарушений и размещения малых интрузий и даек интрузивных пород.

5. Установленная связь хрусталеносных жил с зонами повышенной тектонической активности имеет практическое значение. Она позволяет более целенаправленно осуществлять поисковые работы, которые в первую очередь следует проводить в пределах выделенных зон.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андрищенко Г. Н. Минералого-петрографические данные по одному из хрусталеносных районов Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.
2. Андрищенко Г. Н. Включения никелевых минералов в кварце Ю. Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 17, 1957.
3. Ануфриев Ю. Н. и Ушаковский В. Г. О генезисе россыпей кварца на Урале. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.
4. Бородаевский Н. И. Геологическое и петрографическое описание некоторых золоторудных месторождений Учалинского района и его кислых интрузивных пород. М., 1937.
5. Вертушков Г. Н. Генезис кварца. Зап. Уральского геологического об-ва, вып. 1, 1948.
6. Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца. Тр. Свердлов. горн. ин-та. Мат-лы по геологии Урала, вып. 22, 1955.
7. Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения экзогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
8. Горский И. И. Уральско-Новоземельская складчатая область. Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника. М., 1958.
9. Иванов А. А. Некоторые типы структур золоторудных жильных полей Урала. Тр. Уральской научн. конфер. Изд-во АН СССР, 1940.
10. Иньшин Е. Д. О температурах формирования месторождений горного хрустала Урала и химическом составе газовой-жидких включений в кварце. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 7, 1958.
11. Крейтер В. М. Деформационные структуры и экзогенные рудные месторождения. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
12. Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
13. Куклин Н. В. Принципы составления металлогенических карт для магматогенных месторождений Урала. Мат-лы научн. сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Изд-во АН КазССР, 1958.
14. Ленных И. В. Изучение оловоносности Урала. Тр. Уральской научн. конфер. Изд-во АН СССР, 1940.
15. Лисицын А. Е. К вопросу об условиях образования месторождений горного хрустала восточного склона Южного Урала. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1958.
16. Малахов А. Е. Условия концентрации молибдена на Урале. Тр. Уральской научн. конфер. Изд-во АН СССР, 1940.
17. Олли Н. И. и Романов А. В. Тектоническая карта Башкирии. Уфа, 1959.
18. Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изд. АН СССР, серия геол., № 1, 3, 1956.
19. Покровский В. И. О вольфрамоносности Урала и о возможной классификации уральских вольфрамовых месторождений. Тр. Уральской научн. конфер. Изд-во АН СССР, 1940.
20. Пронин А. А. Основные тектонические структуры и их происхождение. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1959.

21. Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.

22. Токмаков П. П., Глазов А. В. и Лясик С. А. О происхождении необычной формы гальки кварца на восточном склоне Южного Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.

23. Херасков Н. Л. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. Закономерности размещения ископаемых. Ч. I. Изд-во АН СССР, 1958.

24. Чихачев С. И. Кварцы Башкирии. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, серия 2, ч. 76, вып. 2, 1947.

25. Штейнберг Д. С. Состояние изученности гранитных массивов Урала. Тр. Уральской научн. конфер. Изд-во АН СССР, 1940.

26. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат-лы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 2 (6), 1945.



*В. А. СМЕРНОВА*

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Хрусталеносная провинция Приполярного Урала расположена в герцинской складчатой области с общим простиранием структур, близким к меридиональному. Центральная часть хрусталеносной провинции сложена метаморфическими сланцами докембрия, которые окаймляются комплексом осадочно-метаморфических пород палеозойского возраста. Провинция в целом представляет собой сложно построенный антиклинорий, совпадающий осевой частью с водоразделом Уральского хребта. Центральная часть антиклинория прорвана крупными массивами гранитоидов, внедрившихся в период герцинской складчатости.

Долгое время считалось, что хрусталеносные кварцевые жилы на Приполярном Урале более или менее равномерно размещены в осевой части антиклинория и образуют единую хрусталеносную полосу, вытянутую меридионально вдоль главного водораздела Уральского хребта. Однако в последние годы установлено более сложное строение хрусталеносной провинции. В ее пределах подмечено несколько крупных хрусталеносных поясов, контролируемых совокупностью определенных геологических условий.

### СТРАТИГРАФИЯ

Метаморфические породы, слагающие ядро антиклинория в районе Приполярного Урала, представлены тремя толщами различного литологического состава: сланцевой, кварцевой и карбонатной.

Сланцевая толща. Наиболее древними образованиями хрусталеносной провинции являются породы сланцевой толщи, относящиеся условно к протерозою — кембрию. Они представлены различными кварцево-сланцевыми сланцами и гнейсами существенно кварцевого состава с небольшими прослоями кварцитов и известняков.

Кварцево-сланцевые сланцы развиты преимущественно в центральной и западной частях антиклинория; по направлению к востоку они постепенно сменяются слюдяными гнейсами, пересланяющимися с амфиболитами и гнейсо-гранитами. В верхах сланцевой толщи появляются зеленые вулканогенные породы основного состава. Они выступают в краевых частях антиклинория — на восточном и западном склонах Уральского хребта. Общая часть сланцевой толщи около 3500 м.

Кварцевая толща. На сланцевой толще с резким несогласием залегает фаунистически охарактеризованная толща кварцитов, представленная всеми отделами ордовикской системы. В основании толщи преобладают кварцевые конгломераты, которые постепенно

сменяются мелкозернистыми массивными кварцитами нижнего ордовика. Выше залегают песчаники и филлитовидные сланцы среднего и верхнего ордовика. Общая мощность кварцитово́й толщи около 3000 м.

**Карбонатная толща.** На ордовикских образованиях согласно залегают мощная толща карбонатных пород силура, девона и карбона. Она сложена преимущественно известняками, доломитами и мергелями, переслаивающимися с песчаниками и сланцами.

### СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Последовательное чередование различных по литологическому составу горных пород, которые сменяются в определенном возрастном порядке, отчетливо вырисовывает складчатую структуру осадочно-метаморфической толщи.

В районе Приполярного Урала прослеживается крупный веерообразный антиклинорий меридионального простирания, который резко погружается в северном направлении. Погружение антиклинория фиксируется периклициальным залеганием пород и последовательной сменой древних более молодыми. На юге Приполярного Урала антиклинорий постепенно сужается вследствие небольшого, но все же заметного погружения его шарнира в южном направлении. В районе наибольшего погружения антиклинальной структуры максимально сужается полоса протерозойских пород, и в этом месте появляются небольшие выходы ордовикских кварцитов. Самая широкая часть антиклинория, сложенная протерозойскими образованиями, соответствует его максимальному воздыманию.

Таким образом, благодаря антиклинальной структуре на Приполярном Урале отчетливо вырисовывается зонально-концентрическое залегание осадочно-метаморфической толщи с последовательной сменой от центра к периферии древних существенно кварцевых пород более молодыми карбонатными образованиями (см. рисунок).

Строение антиклинория сложное. В районе его максимального воздымания намечаются четыре крупные антиклинали второго порядка, разделенные узкими синклиналями. Последние фиксируются ордовикскими кварцитами, образующими в рельефе меридионально вытянутые скалистые островерхие хребты. Две центральные антиклинали, приуроченные к осевой части антиклинория, сильно сближены и отчетливо вырисовываются только на севере района. Восточная и западная антиклинали более широкие и пологие. Складки второго порядка осложнены мелкой дополнительной складчатостью, вплоть до плейчатости пород.

Складки, как основные, так и дополнительные, изоклинали. Они опрокинуты под углом 50—80° на восточном крыле на восток и на западном — на запад. По мере удаления от ядра антиклинория дополнительная складчатость и общая дислоцированность пород постепенно затухают.

В тесной связи с формированием складчатой структуры находится сланцеватость горных пород, проявленная сильнее в ядре антиклинория (в метаморфических сланцах) и меньше на его крыльях (в кварцитах и известняках). По мере удаления от осевой части антиклинория вместе со складчатостью постепенно уменьшается рассланцованность пород.

Большинство геологов, изучавших Уральский хребет, считает, что образование его структур связано в основном с позднегерцинской складчатостью. Главный складкообразовательный процесс они относят к периоду верхний карбон — нижняя пермь.



Схематическая геолого-структурная карта Приполярного Урала

1 — четвертичные отложения; 2 — пермь (сланцы и песчаники); 3 — карбон (известняки); 4 — девон нерасчлененный (песчаники, глинистые породы, карбонатные породы); 5 — силур нерасчлененный (карбонатные породы, эффузивы основного и кислого состава); 6 — нижний ордовик (кварциты и кварцитовые конгломераты); 7 — ордовик нерасчлененный (битуминозные известняки, мраморы известковистые); 8 — верхний протерозой или кембрий (диабазы, диабазовые порфиры, зеленые вулканогенные и туфогенные сланцы и филиты); 9 — протерозой + кембрий нерасчлененные (различные кварцево-сланцевые сланцы и гнейсы); 10 — протерозой + кембрий нерасчлененные (сланцевые и полевошпатовые кварциты); 11 — граниты и гнейсо-граниты (биотитовые); 12 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 13 — габбро, диориты и гранодиориты; 14 — диабазы и диабазовые порфиры; 15 — периодиты; пироксениты; 16 — дайки различного состава; 17 — оси антиклиналей; 18 — оси синклиналей; 19 — тектонические минерализованные пояса

## ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Герцинская складчатость на Урале сопровождалась внедрением крупных гранитоидных интрузий, сосредоточенных в ядре антиклинория. Локализуясь в центре антиклинальной структуры, интрузивные породы залегают в основном среди протерозойских образований. По мере удаления от осевой части антиклинория количество интрузивных тел постепенно уменьшается, и на его крыльях в отложениях силура, девона и карбона они, как правило, отсутствуют.

Внедрение интрузий было многоэтапным и продолжалось длительное время (силур — пермь). Большая часть из них сформировалась в три магматических этапа.

В первый этап внедрились интрузии основного состава, представленные диоритами и габбро, во второй — разнообразные граниты, в третий — магма, образовавшая малые интрузии и дайки лейкократовых кварцевых порфиров и диабазов. Последовательное внедрение магмы подтверждается пересечением ранних интрузивных тел более поздними. В пределах каждого этапа интрузии внедрялись многофазно.

Для биотитовых гранитов второго магматического этапа определен абсолютный возраст 292 млн. лет, что приблизительно соответствует эпохе верхний карбон — нижняя пермь (позднегерцинский возраст). Определение абсолютного возраста произведено аргонным методом по биотиту в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик В. Д. Спринссон).

Расположение в ядре антиклинория интрузивов строго закономерное; в плане они образуют три полосы — центральную, западную и восточную. Наиболее широкой и протяженной является центральная полоса, состоящая из серии крупных и мелких интрузивных тел, цепочками вытянутых вдоль осевой части антиклинория. Здесь же сосредоточено и максимальное количество даек изверженных пород. Центральная полоса приурочена к двум сближенным антиклиналям второго порядка и прослеживается на протяжении всего Приполярного Урала (см. рисунок).

Западная и восточная полосы связаны соответственно с западной и восточной антиклиналями. Они более короткие и появляются только в той части антиклинория, где он испытывает максимальное воздымание. Эти две полосы характеризуются меньшим, по сравнению с центральной, количеством интрузивных тел и большей пространственной разобщенностью их.

На севере Приполярного Урала в связи с крутым погружением антиклинория интрузивные полосы резко обрываются. Севернее ордовикских кварцитов, залегающих периклинально, развиты однообразные мало дислоцированные толщи песчаников и известняков силура, девона и карбона, не содержащие каких-либо магматических образований. На юге описываемого района вследствие сужения антиклинальной структуры западная и восточная полосы интрузивных пород сливаются с центральной, которая, в свою очередь, постепенно выклинивается в южном направлении. В самой узкой части антиклинория, там где он испытывает максимальное погружение, интрузивные породы отсутствуют.

Массивы магматических пород сопровождаются большим количеством даек, которые относятся к типичным трещинным интрузивам. Дайки локализируются сближенными группами в виде узких протяженных зон или овальных слегка вытянутых в плане полей, которые также группируются в цепочки меридиональных простирания.

Наиболее крупные поля даек развиваются в лежащих контактах интрузивных массивов, на выклинивании последних по простиранию и реже в самих интрузивах.

## РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

В образовании складчатой области Приполярного Урала важную роль сыграли разрывные структуры, обеспечивающие закономерное распределение интрузивных массивов, дайковых пород и гидротермальных жил.

По форме и времени образования разрывные структуры можно подразделить на две группы: региональные и локальные.

Разломы регионального характера обусловили размещение интрузивных массивов и даек в виде линейно вытянутых полос. Заложение и развитие таких, по-видимому, глубинных разломов, обеспечивших проникновение магматического расплава в верхние горизонты земной коры, началось на ранних этапах формирования Уральского антиклинория и повторялось неоднократно позднее. Об этом свидетельствует приуроченность интрузивных пород различного состава, сформировавшихся в разные магматические этапы, к одним и тем же тектоническим поясам.

Судя по расположению интрузивных тел, эти разломы имели весьма сложное строение. Они состояли из сближенных параллельных или кулисообразно расположенных трещинных полостей, группирующихся в зоны меридионального простиранья.

Разрывной характер подобных нарушений подтверждается секущим положением интрузивных тел как между собой, так и по отношению к вмещающим породам, а также наличием четких, иногда прямолинейных тектонических контактов и большого количества угловатых и оплавленных ксенолитов вмещающих пород в приконтактной части интрузивных массивов. Резкая вытянутость интрузивных тел в двух направлениях — по простиранью и падению — делает их похожими на гигантские жильные тела неправильной формы.

Разломы формировались в три этапа, которым соответствуют и основные этапы внедрения магмы.

Локализация большей части интрузивов основных и ультраосновных пород в центре антиклинория среди самых древних пород и полное отсутствие их в его краевых частях свидетельствуют о глубоком залегании наиболее ранних разломов.

Во второй магматический этап наряду с крупными меридионально вытянутыми телами возникали и более мелкие тела трещинного типа. На современном уровне эрозионного среза большая часть гранитных интрузивов имеет сложную форму: они то распадаются на серию параллельных тел, то вновь соединяются в единый массив.

С третьим этапом формирования региональных разломов совпадает образование многочисленных линейных трещин, в которых расположены дайки.

Таким образом, особенности локализации интрузивных пород всех трех магматических этапов и морфологические особенности самих интрузивов отражают характер региональных разрывных структур Приполярного Урала.

На основании морфологических особенностей магматических тел, сформировавшихся в различные тектонические этапы, можно судить о постепенном снижении интенсивности тектонических движений. В конечные тектонические этапы формировались малые интрузии, имеющие формы жил, и многочисленные дайки небольших размеров.

Следовательно, можно сделать вывод, что при затухании тектонических напряжений региональные разломы все ярче приобретали трещинный характер.

Локальные разрывные нарушения обуславливают размещение хрусталеносных кварцевых жил, связанных с гидротермальной деятельностью магматического очага.

На Приполярном Урале выделяются два вида разрывных структур, контролирующих локализацию гидротермальных образований: 1) крупные тектонические зоны интенсивного расланцевания, игравшие роль подводящих каналов для гидротермальных растворов; 2) открытые локальные трещины, необходимые для образования кварцевых жил и хрусталеносных гнезд. Тектонические зоны интенсивного расланцевания узкими полосами пересекают горные породы и тела любого происхождения — метаморфические сланцы, интрузивные массивы и дайки. По сравнению с региональной сланцеватостью, связанной с процессами складкообразования, эти зоны являются наложенными, получившими максимальное развитие в последующие этапы тектонического сжатия.

В ядре антиклинория тектонические зоны интенсивного расланцевания распространяются неравномерно. Они приурочены к трем полосам развития магматических пород, фиксирующих глубинные разломы. В пределах этих полос зоны интенсивного расланцевания образуются вдоль контактов интрузивных и других пород разного литологического состава.

В однородных породах тектонические зоны развиваются реже. Следовательно, контакты пород, и преимущественно интрузивных, являются благоприятной средой для развития подобных разрывных структур.

Размеры тектонических зон различны. В контактах крупных интрузивных тел образуются более широкие и глубокие зоны интенсивного расланцевания. При частой перемещаемости небольших тел развиваются серии узких тектонических зон, пронизывающих всю толщу пород вдоль множества контактовых поверхностей. Следовательно, в распределении тектонических зон расланцевания интрузивные массивы выполняют роль структурного контроля.

В районе Приполярного Урала отчетливо выделяются три крупных тектонических пояса (центральный, западный и восточный), характеризующихся наибольшим проявлением тектонических зон интенсивного расланцевания. Каждый тектонический пояс соответствует областям развития интрузивных пород, связанным с глубинными разломами.

Кроме того, здесь выделяются три интрузивные зоны (центральная, западная и восточная), соответствующие областям развития интрузивных пород.

Самым крупным является центральный тектонический пояс, прослеживающийся вдоль осевой части Уральского антиклинория. Каждый тектонический пояс состоит из множества больших и малых зон интенсивного расланцевания, расположенных кулисообразно, цепочками или параллельно друг другу. Наиболее крупные тектонические зоны находятся в центральном поясе, где сосредоточена большая часть интрузивов Приполярного Урала. Западный и восточный тектонические пояса залегают параллельно центральному и отличаются от последнего сравнительно небольшими размерами. В отличие от центрального пояса они состоят из множества мелких зон интенсивного расланцевания. Западный тектонический пояс прослеживается по толще ордовикских кварцитов, часто переслаивающихся со сланцами и прорванных дайками диабазов и кварцевых порфиров, а восточный — по полосе развития небольших амфиболитовых тел. Породы осадочного происхождения, особенно небольшие прослои, не отличаются протяженными контактами, прослеживающимися на значительную глубину, поэтому зоны ин-

тенсивного сланцевания, связанные с ними, развивающиеся около них, часто имеют местное значение.

Как в западном, так и в восточном тектонических поясах наиболее крупные зоны интенсивного расланцевания образуются только в тех местах, где осадочно-метаморфическая толща прорвана интрузивными породами.

Уменьшение количества интрузивных массивов, складчатых и разрывных структур на запад и на восток от осевой части антиклинория, а также резкое исчезновение их в северном направлении свидетельствуют о затухании тектоно-магматической деятельности от центра к периферии складчатой области. Это вполне закономерное явление говорит о тесной связи складкообразования с магматической деятельностью.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Кварцевые жилы и минерализованные трещины Приполярного Урала относятся к гидротермальным образованиям жильного типа, и размещение их подчинено определенным закономерностям. В основе этих закономерностей лежат три основных фактора: стратиграфо-литологический, тектонический и магматический, которые определяют место хрусталеносной провинции в общем регионе и контролируют размещение жильных тел в ее пределах.

Стратиграфо-литологический фактор обуславливает положение хрусталеносной минерализации в стратиграфическом разрезе (от протерозоя до перми) существенно кварцевых пород (сланцевая и кварцитовая толщи). Нижняя возрастная граница стратиграфического разреза установлена по самым древним протерозойским отложениям осадочно-метаморфических толщ, широко развитым в районе Приполярного Урала. Верхняя граница определяется позднегерцинским происхождением хрусталеносных жил и подтверждается определением абсолютного возраста (290—293 млн. лет) минералов хрусталеносных гнезд (адуляра и флогопита). Определение абсолютного возраста произведено аргонным методом в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик В. Д. Спринссон).

Однако гидротермальные хрусталеносные жилы наблюдаются только на Приполярном Урале в досилурийских древних породах. Это обусловлено глубоким эрозионным срезом, уничтожившим все вышележащие отложения и обнажившим в ядре антиклинория эти древние метаморфические породы. Вышележащие толщи силура, девона, карбона и перми, окаймляющие ядро антиклинория, удалены от него на значительное расстояние, поэтому гидротермальная минерализация в них почти не развивается. Эти отложения представлены менее дислоцированной толщей карбонатных пород, в которых кварцевые жилы и минерализованные трещины, как правило, не встречаются.

Тектонический и магматический факторы, обуславливающие образование и размещение кварцевых жил и хрусталеносных гнезд, тесно переплетаются между собой. Тектонический фактор создает структурные условия формирования и размещения интрузивных и гидротермальных образований, а магматический обеспечивает источник гидротермальных растворов.

В связи с тем, что гидротермальные растворы являются производными магматического очага, хрусталеносные кварцевые жилы и минерализованные трещины находятся в тесной пространственной и генетической связи с интрузивными массивами.

Источником гидротермальных растворов для близлежащих жил следует считать не каждый конкретный интрузив, а магматический очаг в целом, с которым связаны как интрузивные породы, так и хрусталеносные кварцевые жилы. Таким образом, между интрузивными массивами и кварцевыми жилами существует не прямая генетическая, а парагенетическая связь.

Следовательно, глубинный магматический очаг представлял собой источник не только интрузивных расплавов, но и гидротермальных растворов, формировавших кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда.

Таким образом, интрузивные массивы, с одной стороны, свидетельствуют о наличии магматического очага в данном участке антиклинория, а с другой, обеспечивают структурный контроль в размещении тектонических зон интенсивного расланцевания. Вот почему полное совпадение магматических проявлений с тектоническими зонами весьма благоприятно отразилось на локализации хрусталеносных жил в районе Приполярного Урала.

В тектонических зонах интенсивного расланцевания отчетливо фиксируются явления гидротермального метаморфизма горных пород — альбитизация, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, пиритизация и др. Кроме того, в пределах этих зон (и это самое основное) сосредоточены все жильные хрусталеносные образования Приполярного Урала.

Концентрируясь в трех крупных тектонических поясах — центральном, западном и восточном, — кварцевые жилы соответственно образуют три минерализованных хрусталеносных пояса. Последние резко обрываются на севере Приполярного Урала в районе периклинального залегания пластов и сливаются на юге в единый минерализованный пояс, который, постепенно сужаясь, уходит к Северному Уралу (см. рисунок).

В пределах отмеченных минерализованных хрусталеносных поясов жильные образования развиты неравномерно. Они локализуются в виде жильных полей, разделенных пустыми участками. Внутри жильных полей гидротермальные тела группируются в виде жильных узлов и зон. Обособления жильных тел (поля, зоны и узлы) строго соответствуют тектоническим зонам интенсивного расланцевания. Аналогично последним они имеют линейное меридиональное расположение, согласное с общей вытянутостью структур Уральского антиклинория.

Таким образом, в районе Приполярного Урала наблюдается полное совпадение магматических, тектонических и гидротермально измененных хрусталеносных поясов, указывающее на длительную историю их развития. Возникновение этих поясов началось с формирования крупных антиклиналей второго порядка. Затем они развивались как пояса повышенной проницаемости для магматических образований (региональные глубинные разломы), пояса тектонических зон интенсивного расланцевания, а впоследствии как зоны гидротермальной деятельности, т. е. как минерализованные хрусталеносные пояса.



И. В. ДАВИДЕНКО

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

### СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Пегматитоносные интрузивы Центрального Казахстана относятся к образованиям последних этапов тектоно-магматических циклов (каледонский, герцинский) и генетически связаны с тектоническими подвижными зонами, развитыми на границах разновозрастных тектонических структур. Подобные интрузивы заведомо дискордантны по отношению к вмещающим породам, так как их внедрение происходило при блоковых подвижках [18]. Дискордантность позднегерцинских гранитных массивов подтверждает в своей работе (1951 г.) и Е. В. Шевченко. Однако при детальном рассмотрении особенностей структурного положения гранитоидных массивов Казахстана устанавливается несомненная приуроченность интрузивов к определенным складчатым структурам, характер пликативных дислокаций определяет в ряде случаев особенности внутреннего строения и становления гранитных массивов.

Устанавливаемая в плане дискордантность интрузивов иногда опровергается данными бурения и гравиметрии, но чаще всего вопрос о дискордантности или конкордантности может быть однозначно решен при изучении вмещающих пород интрузива. Так, автору удалось установить, что вмещающие породы девонского возраста гранитного массива Бектау-Ата смяты в пологую брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания.

Углы падения плоскостей контактов гранитного массива под вмещающие породы изменяются от 5—10° на западе и юге массива до 30—40° на северо-западе и юго-востоке и до 60—80° на северо-востоке. Наличие среди гранитов останцов кровли позволяет считать, что эрозия массива была незначительной. Малый эрозионный срез подтверждается также хорошо дешифрируемыми на аэрофотоснимках купольными скульптурами интрузива, выраженными в плане закруглениями прототектонических трещин. Отчетливо установлено совпадение линий простирания вмещающих пород и прототектонических трещин (рис. 1).

Направление оси антиклинальной складки перпендикулярно зоне Токрауского разлома. Образование антиклинальной структуры связано с движениями северо-западного направления, а внедрение гранитной магмы происходило, вероятно, из зоны Токрауского разлома с северо-востока. Именно наличие пологой брахиантиклинали вмещающих пород способствовало развитию купольных скульптур интрузива, обеспечивших экранирование летучих. В местах скопления летучих в куполах и под останцами кровли образовывались пегматиты собственно интрузивной фазы. На структурной схеме интрузива отчетливо заметны пологие купольные структуры, к которым приурочены скопления продуктивных пегматитовых тел.

Характерно, что для крутых купольных структур пегматиты нетипичны. Это можно объяснить сильной трещиноватостью и слабой экранной способностью хрупких пород в крутых куполах (вершина горы Бектау-Аты). На основании изучения вмещающих пород интрузива можно заключить, что Бектауатинский гранитный массив является межформационной залежью типа гарполита с минимальной глубиной образования 1 км.

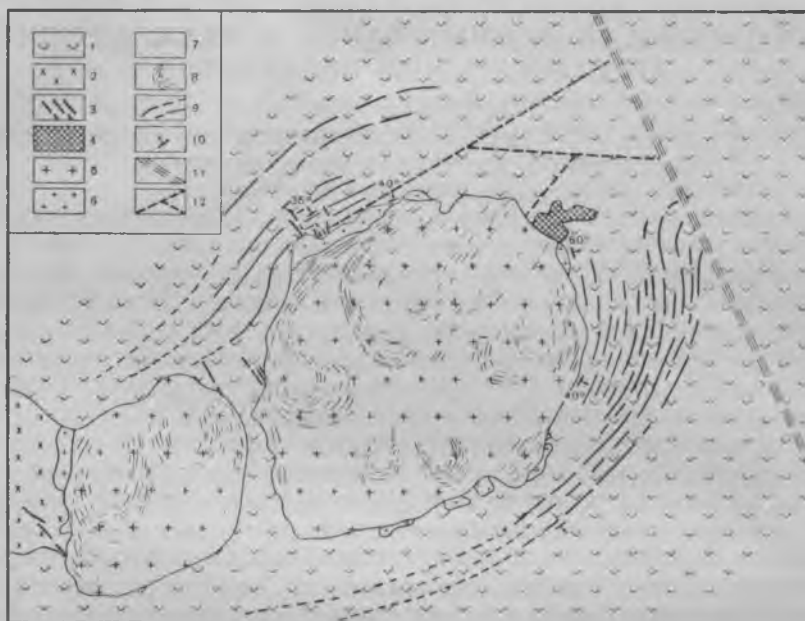


Рис. 1. Геолого-структурная схема Бектауатинского интрузива  
 1 — эффузивы кислого состава; 2 — раннегерцинские гранитоиды; 3 — жильные дериваты раннегерцинских гранитоидов; 4 — вторичные кварциты; 5 — граниты собственно интрузивной фазы Бектауатинского интрузива; 6 — граниты дополнительных интрузий; 7 — пегматиты; 8 — протектонические трещины в гранитах; 9 — структурные линии эффузивов; 10 — элементы залегания; 11 — зона Токрауского разлома; 12 — локальные тектонические нарушения

Несколько иным строением отличается гранитный массив Сарытау. Петрологические исследования Е. В. Негрей и геофизические работы А. А. Духовского позволили выяснить сложную структуру массива. По данным гравиметрии, массив Сарытау представляет собой лакколитообразное тело с центральным положением подводящего канала. На глубине 1,5 км от современной дневной поверхности граниты прорывают пологую залежь ультраосновных пород, выходящих на дневную поверхность южнее гранитного массива. С помощью анализа трещиноватости массива не получено удовлетворительных данных для суждения о его скульптуре. Причиной этого является значительный эрозионный срез массива (около 1 км), который почти полностью уничтожил граниты интрузивной фазы. Этим объясняется отсутствие продуктивных пегматитов типа I (см. таблицу) в гранитах Сарытау. На уровне современного среза в массиве Сарытау в изобилии встречаются пегматиты типа 2, образованные под экраном пород собственно интрузивной фазы.

В пологие антиклинальные складки внедрялись также гранитные массивы Акжайляу, Катбар, Зерендинский, Баянаульский, причем ан-

Этап	Фаза	Тип пегматита	Тип структурного контроля	Вмещающие породы	Контакты пегматитовых тел
Магматический	Собственно интрузивная	1	Интрузивный (пологие купола апикальных зон, зоны пологих контактов, прогибы кровли, ксенолиты)	Порфировидные и крупнозернистые граниты собственно интрузивной фазы	Расплавчатые, постепенные
	Дополнительных интрузий	2	Интрузивный (роль экран-ловушки играют граниты собственно интрузивной фазы, ксенолиты и породы кровли)	Средне- и мелкозернистые граниты дополнительных интрузий	Постепенные
		3	Дизъюнктивный (трещины контракции гранитов собственно интрузивной фазы)	Крупнозернистые граниты собственно интрузивной фазы	Более постепенные висячие, более резкие лежащие
	Жильная	4	Дизъюнктивный (контакты даек)	Крупно-, средне- и мелкозернистые граниты	Постепенные, резкие, лежащие
Постмагматический	Аподайковая	5	Дизъюнктивный (трещиноватость даек)	Мелкозернистые граниты и аплиты	Постепенные
		6	Дизъюнктивный (трещиноватость даек)	Мелкозернистые граниты и аплиты	Резкие, постепенные

Морфология	Зональность	Структура	Наличие полостей	Генезис	Способ образования
Изометричные тела	Хорошо выраженная прямая, симметричная	Гранитная, аplitовая, графическая, блоковая, обычные мономинеральные полевшпатовые зоны, ядра кварца	Типичны остаточные полости большого объема	Магматический	Кристаллизация обогащенного щелочами расплава на месте
Линзовидные и уплощенные тела	Участковая прямая, симметричная и асимметричная	Гранитная, аplitовая, графическая, блоковая	Крупные остаточные полости редки	Магматический	Кристаллизация расплава под экраном, препятствующим удалению летучих
Жилообразные тела	Участковая прямая и обратная асимметричная	Гранитная, графическая, псевдографическая, блоковая	Полости редки	Существенно магматический	Кристаллизация перемещенного расплава при участии газовой фазы
Жилообразные тела	Участковая прямая, асимметричная	Гранитная, графическая, псевдографическая, блоковая	Полости редки	Пневматолито-магматический	Перекристаллизация материала жильных пород при ретроградном вскипании расплава
Плоские жилы с раздувами на пересечении крутых пологих трещин отдельности	Участковая прямая, симметричная	Гранитная, аplitовая, псевдографическая, блоковая	Типичны полости растворения, нередко крупные	Пневматолито-гидротермальный	Метасоматоз, перекристаллизация, друзовое выщелачивание
Четковидные жилы в центральных частях даек	Проявляется редко	Гранитная, псевдографическая, друзовая	Типичны мелкие полости растворения	Существенно гидротермальный	Друзовое выщелачивание вдоль крутых трещин в центральных частях даек

тиклинальные складки возникают при межформационных либо внутриформационных отсложениях в обстановке горизонтальных движений.



Рис. 2. Схематические разрезы некоторых пегматитоносных интрузивов

А — Выборгский интрузив (А. А. Полканов, 1955); Б — Зерендинский интрузив (Б. Д. Эфрос, 1961); В — Боровской интрузив (З. И. Жильцова, 1960); Г — интрузив Сарытау; Д — интрузив Акжайляу (В. Е. Геидлер, 1960); Е — Катбарский интрузив; Ж — Бектауатинский интрузив. 1 — породы возраста интрузива; 2 — структурные линии 3 — кварцевые порфиры; 4 — интрузивные породы основного и ультраосновного состава; 5 — граниты; 6 — разломы, служащие подводными каналами магмы

Значительной дискордантностью контактов отличается Боровской гранитный массив (рис. 2). Однако и в этом случае внедрению гранитной магмы предшествовали горизонтальные широтные перемещения пластов с разрывом сплошности. Преобладающая роль разрывных дислокаций отражается на пегматитоносности Боровского массива. Граниты собственно интрузивной фазы практически не содержат пегматитов. Последние встречаются только в генетической и пространственной связи с породами дополнительных интрузивов.

Укажем также, что пегматитоносный Выборгский интрузив гранита рапакиви расположен внутри пологой антиклинальной структуры (перегиб флексуры по А. А. Полканову), и магмоподводящими каналами здесь служили разломы.

Таким образом, пегматитоносные гранитные интрузивы формации малых глубин локализуются в пологих антиклинальных структурах, причем скульптура интрузивов определяется особенностями складчатых структур вмещающих пород, а магмоподводящими каналами служат разломы. В этом свете известное положение о дискордантности гранитных массивов малых глубин [11] может быть уточнено. Очень важным является единство связи между локальной конкордантностью (размещение в пологих антиклинальных структурах) и региональной дискордантностью пегматитоносных интрузивов (связь с подвижными тектоническими зонами и разломами). Естественно, что единообразия

морфологии и структурного положения пегматитоносных массивов не наблюдается, но при всех вариациях пегматитоносные интрузивы четко отличаются от непегматитоносных гранитов такого же состава и возраста. Эти различия особенно заметны при разборе структурного положения Центрального интрузива.

Границы Центрального массива прорывают осадочные отложения верхнего силура и нижнего карбона. Силурийские отложения смяты в антиклинальную складку северо-западного простирания. В районе массива расположено восточное крыло антиклинали и отчасти замковая часть; падение слоев в крыльях складки крутое ( $60-85^\circ$ ). Отложения визейского яруса (главным образом песчаники и конгломераты) смяты в узкую синклиналиную складку с осью северо-западного простирания.

Долгоживущая широтная Акчатауская подвижная тектоническая зона обеспечила в посткарбонное время развитие главным образом надвиговых движений в северо-западном направлении [18]. Синклиналиная складка визейских отложений оказывается закрепленной в северной части (упором служит нижекарбонный массив граодиоритов), в результате чего происходит скольжение пластов синклинали вдоль тектонического контакта с восточным крылом жесткой антиклинальной структуры верхнесилурийских отложений. При таком скольжении происходил крутой изгиб пластов синклинали вблизи их места закрепления, пологий изгиб в центральной части складки; наибольшее по амплитуде перемещение происходило в южной незакрепленной части синклинали. Центральная часть синклиналиной структуры вследствие изгиба сильно подается к востоку, а слон западного крыла синклинали испытывают кручение вокруг горизонтальной оси как результат двойного изгиба оси синклинали. В толще карбонных отложений, таким образом, плотность увеличивается в восточной части и уменьшается в центре. Тем самым решается проблема пространства для внедрявшейся с юго-востока гранитной магмы.

Надвиговые перемещения пластов синклинали вдоль жесткой антиклинальной структуры силурийских пород легко смоделировать простым скольжением пласта, закрепленного в головной части. В скользящем пласте углы падения пород постепенно возрастают, а в головной части меняются на обратные. Кроме того, фиксируется отрыв скользящего пласта от неподвижного. В образовавшее пространство внедрялась гранитная магма.

Вышеизложенное подтверждается наблюдениями углов наклона плоскостей контакта массива Центрального (рис. 3). В северной части массива плоскости контакта круто падают под граниты, в южной части очень полого ( $3-5^\circ$ ) погружаются под вмещающие породы, и степень конкордантности возрастает. Поступление магмы с востока и юго-востока подтверждается также залеганием плитообразного тела топарских (?) адамеллитов, которое круто падает к востоку [17].

Таким образом, представление автора о способе внедрения магматического материала не противоречит фактическим наблюдениям. Следует только подчеркнуть, что именно движения надвигового типа, а не блоковые вертикальные движения обеспечили тектоническую обстановку, при которой развивался интрузивный процесс.

В описанном случае можно удовлетворительно объяснить быстрое отделение летучих от магмы и образование «продуктивного пояса» грейзенов. При надвиговом перемещении пластов со сложным изгибом возможно массовое трещинообразование (раскрытие свода интрузива), что приводит к резкому падению давления в магматической камере и к массовому отделению летучих.

При блоковых вертикальных перемещениях «раскрытие магматической камеры» сомнительно; продвижение магмы вслед за поднимающимся тектоническим блоком должно сопровождаться значительным повышением давления (гидравлический эффект). Растрескивание свода

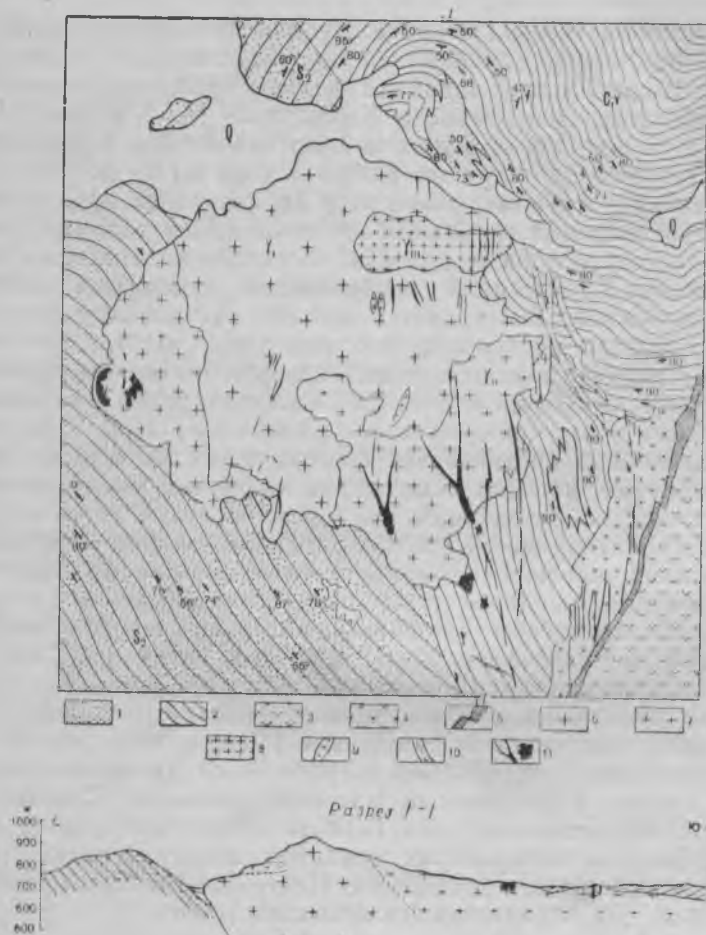


Рис. 3. Геологическая карта гранитного массива Центрального и разрез по линии I—I (по Г. И. Бедрову и В. Е. Бочарову)

1 — конгломераты карбона; 2 — песчаники; 3 — вторичные кварциты; 4 — адамеллиты топарского комплекса; 5 — дайки гранодиорит-порфиров; 6 — граниты I подфазы (крупнозернистые); 7 — граниты II подфазы (средне- и мелкозернистые); 8 — граниты III подфазы (мелкозернистые); 9 — дайки аплитов; 10 — дайки порфиров; 11 — грейзены; I—I линия разреза

массива при блоковых перемещениях скорее является исключением, так как блок пород ведет себя как монолитное жесткое тело под всесторонним давлением.

Дискордантные гранитные массивы, сопровождаемые грейзенами, обычно не содержат пегматитов. В массивах многофазного строения в всяких контактах внутриинтрузивных залежей и даек изредка отмечаются пегматиты, число и размеры которых ничтожны. Иногда пегматитами называют кварц-полевошпатовые жилы и линзы с редкими минералами. В подобных образованиях всегда отсутствуют типичные

графические структуры и не наблюдаются грани совместного роста кварца и микроклина, всегда устанавливаются реакционные взаимоотношения этих минералов, причем по простиранию и по падению жил и линз соотношения кварца и микроклина меняются в самых широких пределах.

Следует остановиться на вопросе глубинности формирования пегматитоносных интрузивов. Различные исследователи (В. С. Коптев-Дворников, Г. Н. Щерба и др.) признают малую глубину становления субщелочных гранитов Центрального Казахстана (0,5—2,0 км). Определение мощности покровных отложений массивов типа Бектау-Ата, Сарытау, Центрального, Ортау дает цифры порядка 1,0—1,5 км. Существенных различий в глубинах залегания (и формирования) пегматитоносных и грейзеноносных гранитных массивов в Центральном Казахстане не наблюдается; нет также различий в составе интрузивов и их внутреннем строении. Характерной особенностью гранитных интрузивов Центрального Казахстана является обилие внутриинтрузивных залежей и пластовых тел мелкозернистых гранитов и аплитов. Это, по мнению Е. А. Кузнецова, является отрицательным признаком в отношении пегматитоносности: «Пегматиты в этих массивах редки, так как застывание их происходило в гипабиссальных условиях» [12]. Однако заключение Е. А. Кузнецова противоречит фактическому материалу; гипабиссальные гранитные массивы Казахстана содержат тысячи пегматитовых тел и, очевидно, решающим фактором является не сама глубина становления гранитной магмы, а тип магмовмещающей камеры.

В одинаковых условиях глубинности и геохимической специализации интрузивы, располагающиеся в пологих антиклинальных складках, чаще всего пегматитоносны. Трещинные интрузивы и интрузивы, располагающиеся в синклинальных и очень крутых антиклинальных складках, обычно сопровождаются грейзенами.

Некоторое увеличение глубин формирования интрузивных массивов устанавливается для востока Казахстана (Тарбагатай), что подтверждается масштабами контаминации и гибридности. Отмечено, что с увеличением глубины формирования массивов меняется характер пегматитоносности. Пегматитовые тела Тарбагатайских интрузивов встречаются за пределами материнских гранитов, имеют нередко дайковые формы, что нетипично для пегматитов Центрального Казахстана и скорее характерно для пегматитов Калбинского хребта.

#### МЕСТО ПЕГМАТИТОВ В ИНТРУЗИВНОМ ПРОЦЕССЕ

По определению А. Е. Ферсмана [17], «... гранитным пегматитом мы называем жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизации которого лежит в пределах 700—350° и которое характеризуется сходством минеральных составных частей с материнской породой, значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов». Это определение объединяет в себе характерные генетические, морфологические и геохимические признаки пегматитов.

Пегматитами нередко именуется кварц-полевошпатовые жильные тела с вольфрамитом, молибденитом, шеелитом, флюоритом и редкими минералами в грейзеновых месторождениях Казахстана (Г. Н. Щерба, 1960, Г. Б. Жилинский, 1959, С. Д. Дмитриев, 1961) [8]. А. Е. Ферсман [17] неоднократно указывал, что «... пегматит не может рассматри-

ваться как структурная или морфологическая разновидность гранитной породы, он является определенным генетическим типом, образованием определенных этапов постепенного процесса охлаждения гранитного расплава». Следует также отметить замечание А. Е. Ферсмана о том,

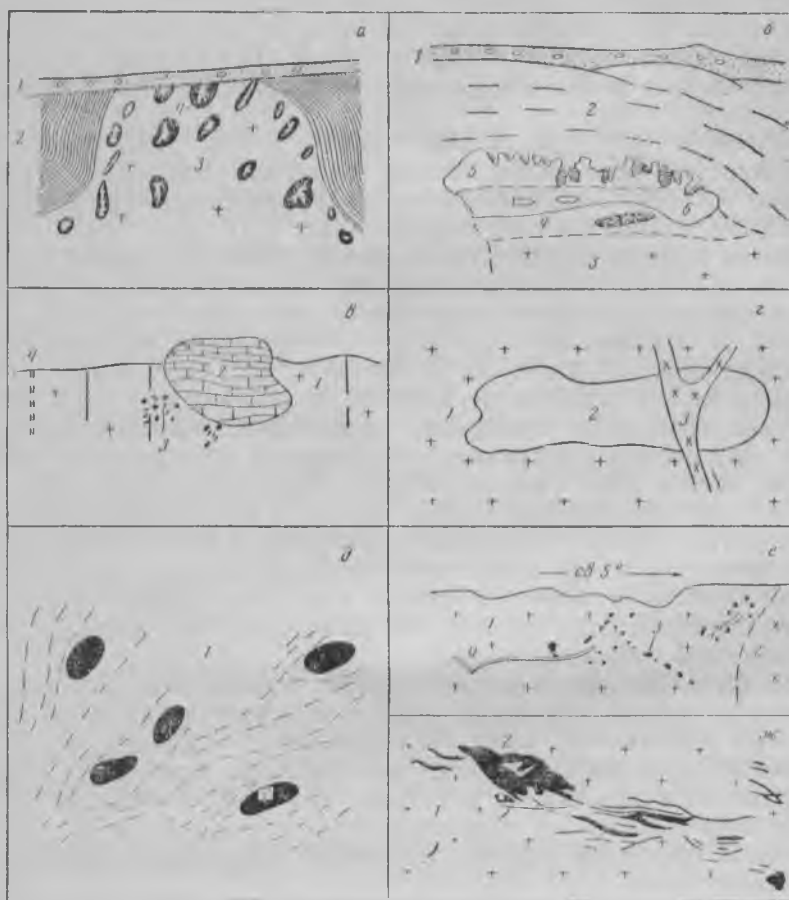


Рис. 4. Некоторые позднемагматические образования в гранитах:

а — миаролитовые полости с пьезокварцем в гранитах Эспирито Санто, Бразилия (по Ф. Л. Клаус, 1946):

1 — наносы, 2 — гнейсы, 3 — гранит, 4 — миаролы; б — хрусталеносная полость в гранитах Бектау-Аты: 1 — наносы, 2 — крупнозернистый гранит с трещинами отдельности, 3 — мелкозернистый гранит, 4 — грейзенизированный мелкозернистый гранит, 5 — друзы горного хрусталя в полости, 6 — глинистое выполнение полости; в — пегматиты в гранитах Ойгана (по К. Л. Бабаеву, 1960): 1 — гранит, 2 — ксенолит известняка, 3 — шлировые пегматиты, 4 — грейзенизации; г — пересечение пегматита 2 аплитом 3 в гранитах Камба 1; д — «текстуры течения» гранита 1 вокруг шлировых пегматитов Майдантала (по К. Л. Бабаеву, 1960); е — взаимоотношения шлировых 3 и жильных 4 пегматитов в биотито-амфиболовых 2 гранитах Волини (по М. Н. Ивантишчу); ж — субэпигенетические пегматиты 2 в гранитах 1 Южного участка Кетменчинского поля (по К. Л. Бабаеву, 1960)

что «... естественная история гранитного пегматита представляет лишь продолжение того природного процесса образования горных пород, который был отражен рядами Н. Боуэна и построениями В. М. Гольдшмидта».

Следовательно, пегматитовый процесс должен пониматься как поздняя часть более обширного магматического процесса, причем формы проявления пегматитового процесса могут быть различными,

Анализируя взаимоотношения пегматитов с аплитами, А. Е. Ферман [17] полагал, что «...аплиты должны быть вообще старше пегматитов». На самом же деле, как будет показано, взаимоотношения пегматитов и аплитов более сложны.

Исследователи пегматитов нередко выделяют по несколько групп пегматитовых тел, обособленных во времени и в пространстве внутри гранитных массивов. Еще в 1928 г. Н. И. Безбородько подразделил внутригранитные пегматиты Воьлыни на сингенетические и эпигенетические.

Позднее (в 1957 г.) М. Н. Ивантишин и другие геологи при описании хрусталоносных пегматитов Воьлыни несколько дополнили эту классификацию. Особого внимания заслуживает приведенная ими схема-зарисовка борта Березовского карьера (рис. 4, е), где отчетливо заметна линейность в распределении как наиболее ранних шлировых (сингенетических), так и более поздних жильных (эпигенетических) пегматитов. Сингенетические пегматиты отличаются отсутствием трещинного контроля. М. Н. Ивантишин и др. [14] интерпретируют фактический материал следующим образом: «В. Т. Клочков счел возможным отметить, что такая приуроченность пегматитов не обусловлена характером направления трещинной тектоники, а наоборот, пегматитовые линии (? — И. Д.) послужили причиной образования тектонических зон».

Если учесть, что причиной образования тектонических зон служат механические напряжения горных пород, а не расположение поздних и послемагматических гранитных дериватов, то можно сделать вывод о преемственности во времени прототектоники (проявленной текстурами течения и «пегматитовыми линиями») и дизъюнктивной тектоники (проявленной всякого рода трещинами, распределением жильных пегматитов, аплитов и кварцевых жил).

Следовательно, уже в раннем периоде становления интрузива проявляется анизотропия гранитных масс и намечается (линиями миарол и шлировых пегматитов) план последующих деформаций, в результате которых образовались трещины, выполненные аплитами, жильными гранитами и жильными пегматитами. Изучение трещинной тектоники способствует выявлению закономерностей в распределении шлировых пегматитов (обратная задача), что крайне важно при работах на пьезоплитическое сырье.

Н. П. Ермаков [8] в пределах конкретных пегматитовых полей (Каиб, Акжайляу) успешно выделял пегматиты камерные (остаточные) и жильные (инъекционные), считая, что распределение камерных пегматитов не связано с трещинной тектоникой и зависит лишь от положения и типа контактовых зон массива.

Нечеткие представления о месте пегматитов в интрузивном процессе привели А. И. Захарченко и других геологов [9] к выводу, что «пегматиты с кристаллами горного хрусталя и иногда флюорита размещаются в пределах массивов незакономерно».

С. Д. Дмитриев в своей сводной работе [7] пишет, что пегматиты генетически связаны лишь с дайками мелкозернистых гранитов, «средне- и крупнозернистые граниты являются вмещающими породами, в которых расположены интрузивные тела мелкозернистых гранитов и аплитов, за счет которых, как правило, развиваются пегматиты. Однако в отдельных случаях пегматиты образуются путем переработки непосредственно средне- и крупнозернистых гранитов». Более того, по мнению С. Д. Дмитриева, и шлировые пегматиты образуются «в процессе формирования даек мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов, среди которых они встречаются». Выводы С. Д. Дмитриева в целом противо-

речат фактическому материалу, хотя иногда наблюдаются отдельные указанные им факты. Пришав точку зрения С. Д. Дмитриева, придется отказаться от шлировых пегматитов, генетически и пространственно связанных с крупнозернистыми гранитами собственно интрузивных фаз, а, стало быть, и от важнейшего промышленного типа хрусталеносных пегматитов.

О разновозрастных группах пегматитов в пределах отдельных пегматитовых полей упоминают А. И. Гизбург (1952 г.), К. А. Власов (1955, 1960 гг.), К. Л. Бабаев (1955, 1960 гг.) и другие исследователи. Интересны исследования П. И. Салова [16], который описал разновозрастные группы пегматитов, генетически и пространственно связанные с гранодиоритами, двуслюдяными гранитами и аляскитами сложного гранитоидного Кызылчонского комплекса. Пегматиты первых двух групп наиболее распространены и отличаются исключительно жильными формами залегания, причем пегматиты гранодиоритов отчетливо секутся телами двуслюдяных гранитов, которые, в свою очередь, пересекаются пегматитовыми телами второй группы. Пегматиты аляскитов развиты только в пределах материнских гранитов и имеют форму изометрических, линзовидных (шлировых) тел, реже коротких маломощных жил, отличающихся наличием постепенных переходов к вмещающим гранитам.

Из перечисленных групп пегматитов с собственно интрузивной фазой связаны лишь пегматиты аляскитов. Пегматиты первых двух групп являются образованиями жильных этапов. Следовательно, только в процессе становления гранитоидов повышенной щелочности создаются условия, благоприятные для образования шлировых пегматитов, генетически, пространственно и во времени связанных с материнскими гранитами.

К. Л. Бабаев [1] выделяет среди пегматитов Средней Азии три генетические группы:

1) сингенетические пегматиты, одновременные с гранитами, для которых предполагается только один тип структурного контроля,— «лишь ориентированные текстуры вмещающих гранитов, например, текстуры течения»;

2) эпигенетические или наложенные пегматиты, которые являются магматическими инъекциями в различных по составу породах, контролируемые тектоническими трещинами;

3) субсингенетические пегматиты, характеризующие переходный тип между сингенетическими и эпигенетическими пегматитами; их распределение контролируется позднемагматическими напряжениями твердеющего магматического материала, как в случае гистеромагматических хромитовых залежей (см. рис. 4, ж).

Пегматитоносные интрузивы Центрального Казахстана, отличающиеся сравнительно простым строением, содержат несколько разновозрастных групп пегматитов. В интрузивах Центрального Казахстана различают породы трех фаз: 1) собственно интрузивной, 2) дополнительных интрузивов и 3) жильных пород.

Почти все пегматитоносные интрузивы Центрального Казахстана, Прибалхашья и Тарбагатая относятся к субщелочным гранитам [10] и могут быть сопоставлены с аляскитовыми разностями магматических комплексов Средней Азии [16, К. Л. Бабаев, 1955].

Особенностью пегматитового процесса в субщелочных гранитах формации малых глубин являются повышенные содержания в них щелочей и других минерализаторов, имеющих стремление концентрироваться в апикальных участках и местах пологих контактов интрузивов.

Внутри благоприятных участков летучие концентрируются под экранами кровли и во внутриинтрузивных куполах, причем наилучшими ловушками оказываются структуры типа пологих куполов.

В работах, посвященных гранитам Центрального Казахстана, пегматитам чаще всего отводят место в ряду образований жильных пород первого этапа. В этом случае пегматиты должны были бы подчиняться такому же структурному контролю, как и сами жильные породы (трещинный контроль). Однако опыт изучения пегматитоносных интрузивов разных районов СССР (Украина, Средняя Азия, Казахстан, Северо-Восток СССР) показывает, что распределение пегматитов внутри гранитных массивов зависит от многих причин, которые можно свести к дизъюнктивному (трещинная тектоника) и интрузивному контролю (купольная скульптура интрузива, полости отслаивания, влияние кровли массива). Сопоставление закономерностей локализации пегматитовых тел, фаз и этапов интрузивного процесса позволяет сделать вывод о существовании шести возрастных типов гранитных пегматитов (см. табл. 1). Из них наиболее важным в отношении пьезооптической минерализации является тип шлировых (камерных по Н. П. Ермакову) пегматитов, которые образуются в гранитах собственно интрузивной фазы (тип 1), однако известны продуктивные пегматиты типов 2 и 5, иногда содержащие значительные скопления пьезооптических минералов (Прибалхашье).

С точки зрения хрусталеносности очень интересны миаролитовые полости в гранитах типа бразильского месторождения Эспирито Санта. В пределах этого месторождения миаролы с высококачественным горным хрусталем приурочены к куполовидным структурам, контролируемым слонстостью вмещающих гнейсов. Распределение миарол в гранитах контролируется прототектоническими линиями, параллельными поверхности куполов (Ф. Л. Кнаус, 1946). Подобные образования встречены в гранитах Казахстана. Наиболее интересны миаролитовые полости с хорошим горным хрусталем в гранитах Бектауатинского интрузива (см. рис. 4, б).

Среди послемагматических образований самыми ранними являются миаролитовые полости, позже формировались шлировые пегматиты собственно интрузивной фазы (тип 1), пегматиты типов 2 и 3, аплиты и пегматиты типа 4, пегматиты типов 5 и 6 и, наконец, гидротермальные кварцевые жилы.

Пегматитовые тела типа 1 пересекаются аплитами (Прибалхашье, Каиб, Бетпак), пегматитовые тела типов 5 и 6 явно моложе аплитов, так как являются аподайковыми. Самые сложные возрастные соотношения аплитов и пегматитов типов 2, 3 и 4. В наиболее общем случае пегматиты типов 2 и 3 одновременны с аплитами и жильными гранитами, а пегматиты типа 4 могут быть и одновременными с аплитами и более поздними. Кварцевые жилы несомненно являются наиболее поздними образованиями, так как они секут аплиты и пегматиты всех типов.

#### ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Несмотря на значительное количество работ, посвященных хрусталеносным пегматитам, до настоящего времени остаются невыясненными многие вопросы их генезиса и отсутствуют достоверные критерии оценки промышленной минерализации отдельных тел и месторождений. Отчасти это связано с незначительным применением современных геофизических и геохимических методов исследования и сугубо утилитарным

подходом. Сложность поисков хрусталеносных пегматитов состоит в отсутствии достоверных признаков хрусталеносности нескрытых тел. Обычно оценка хрусталеносности пегматитов производится в процессе их отработки. Хрусталеносным пегматитам посвящен ряд работ, в которых уделяется внимание поисковым признакам, в частности структурным (влияние кровли интрузива) [8].

Для пегматитов с пьезооптическим кварцем А. И. Захарченко, С. Н. Венедиктов и Я. Н. Соколов [9] предложили следующие поисковые признаки:

1. Расположение их в апикальных и эндоконтактных частях лейкократовых существенно микроклиновых гранитов, преимущественно среди поздних фаций последних, обогащенных кремнеземом (кварцем) и минералами с летучими компонентами.

2. Изометрические штокообразные, шширообразные, гнездообразные и линзообразные формы пегматитовых тел и отсутствие у них корней.

3. Более или менее постепенные переходы пегматитов к вмещающим их гранитам, из которых они образовались, с выделением переходных зон перекристаллизации и сегрегации материала гранитов.

4. Тесная зависимость состава пегматитов от состава вмещающих их гранитов с некоторым обогащением первых наиболее подвижными компонентами: кварцем, минералами с легколетучими элементами, альбитом.

5. Хорошая дифференцированность с выделением мощных полевошпатовых зон, блоков и крупных кристаллов кварца в центре.

6. Наложенная интенсивная гидротермальная переработка и минерализация, особенно кварцем, альбитом, минералами с легколетучими элементами.

7. Отсутствие редкоземельной, редкометальной и рудной минерализации.

Первые пять признаков в равной степени могут служить косвенными поисковыми признаками керамических, редкоземельных и редкометальных пегматитов, залегающих в материнских гранитах [2, 3, 5, 6]. В лучшем случае их можно использовать для оценки пегматитов внутри установленного пегматитового поля, но не для выделения новых полей.

В результате разведочных работ установлено следующее:

1. Наиболее продуктивными являются пегматиты, связанные с ранними разностями гранитов (Прибалхашье).

2. Форма пегматитовых тел не определяет степень и характер минерализации.

3. Пегматиты с отчетливой зональностью нередко оказываются вообще безрудными, а тела, лишенные зональности, содержат значительные количества хрусталя и флюорита (Центральный Казахстан, Прибалхашье).

Следует отметить, что «широобразность» является генетическим понятием и не может применяться в качестве признака формы.

По мнению Н. Н. Воронцова и С. Д. Дмитриева [4], размещение пегматитов с пьезооптическими минералами контролируется глубинными разломами, магматическими породами определенного возраста и состава (связь флюоритоносных пегматитов с гранитами, богатыми акцессорным флюоритом).

Н. Д. Меркурьев и А. И. Судеркин [13] благоприятными поисковыми признаками пегматитовых месторождений пьезооптического сырья считают наличие гранитных пород, мелких складчатых структур и кристаллов пьезооптических минералов в рыхлых отложениях.

Этим, собственно, исчерпывается перечень поисковых признаков хрусталеносных пегматитов. Предложенные раньше поисковые признаки частично устарели или не подтвердились практикой, часть их носит слишком общий характер, поэтому определение поисковых признаков хрусталеносных пегматитов остается одной из важных задач геологов.

Соответственно наиболее верному направлению поисковых работ на любые виды минерального сырья следует вначале рассмотреть мелко-масштабные поисковые признаки регионального характера, позволяющие выделять перспективные площади. Для поисков полей и отдельных тел хрусталеносных пегматитов внутри перспективных площадей должны служить крупномасштабные поисковые признаки, не имеющие характера всеобщности. При этом, естественно, учитывается опыт предыдущих исследователей.

### Мелкомасштабные поисковые признаки

1. Хрусталеносные внутригранитные пегматиты пространственно и генетически связаны с послескладчатыми гранитными интрузивами, образованными в условиях малых (менее 4 км) глубин [6]. Пегматитоносные интрузивы являются результатом последних этапов тектономагматических циклов от докембрия до мезозоя, так что возраст гранитов не может служить поисковым признаком.

2. Пегматитоносные интрузивы нередко образуют пояса, вытянутые вдоль линейных тектонических зон, осложняющих складчатые структуры первых порядков. Во многих случаях геолого-геофизические исследования подтверждают генетическую и пространственную региональную связь пегматитоносных интрузивов с тектоническими зонами.

Внутри пегматитовых поясов и благоприятных регионов наибольшей пегматитоносностью отличаются интрузивы, внедрившиеся в пологие антиклинальные складки (Центральный Казахстан) и антиклинальные изгибы флексур в платформенных областях (Балтийский щит).

Таким образом, отличительной особенностью пегматитоносных массивов является локальная конкордантность и региональная дискордантность интрузивов, а изучение вмещающих пород интрузивов позволяет выяснить характер их взаимоотношений со структурами региона.

3. Пегматитоносные интрузивы характеризуются повышенной щелочностью состава пород, что стоит в прямой связи с особой ролью щелочей в пегматитовом процессе [5, 10]. Повышенная щелочность (и соответственно повышенная «кремнистость») гранитов является надежным региональным поисковым признаком, позволяющим выделять перспективные регионы и отдельные области.

### Крупномасштабные поисковые признаки

Крупномасштабные поисковые признаки более разнообразны по сравнению с региональными и могут быть сведены в несколько групп.

#### Структурно-геологические признаки

*Морфология пегматитоносных массивов.* Пегматитоносные массивы характеризуются разнообразной формой в плане, а в вертикальном разрезе чаще всего имеют форму гарполита и лакколита. Поля хрусталеносных пегматитов приурочены к апикальным участкам и зонам пологих контактов интрузивов. Пегматитовые поля нередко соизмеримы с интрузивами, иногда на площади одного массива можно выделить несколько пегматитовых полей. Площади гранитных массивов на уров-

не эрозионного среза иногда определяются тысячами квадратных километров, хотя отдельные массивы имеют площадь не более 200 км<sup>2</sup>.

Таким образом, размеры и форма пегматитоносных массивов в плане не могут служить поисковыми признаками, в то время как представление об объемной форме интрузива однозначно определяет положение пегматитов в пределах массива.

*Эрозионный срез.* Поля хрусталеносных пегматитов чаще всего расположены в верхних зонах интрузивов, поэтому благоприятными для поисков являются условия неглубокого эрозионного среза. Глубоко эродированные массивы содержат редкие тела пегматитов, а при слабой эрозии основные пегматитоносные горизонты остаются не вскрытыми.

Следовательно, находка единичных тел пегматитов еще не свидетельствует о слабой пегматитоносности интрузива: окончательное решение о целесообразности проведения разведочных работ можно принимать лишь после выяснения морфологии массива и глубины эрозионного среза.

*Внутренняя структура и скульптура интрузивов.* Анализ трещиноватости гранитов и определение ориентировки контактовых плоскостей как методом наземной структурной съемки, так и методом дешифрирования аэрофотоснимков позволяет установить наличие своеобразных текстур течения, свидетельствующих о направленности движения магмы.

В условиях неглубокого эрозионного среза удается восстановить купольную скульптуру апикальной части массива (купол рисуется в плане «завихрениями контракционных трещин»), которая контролирует распределение шлировых пегматитовых тел. Шлировые пегматиты тяготеют также к участкам кровли и ксенолитам вмещающих пород, которые экранят летучие. Ясно, что скульптура поверхности интрузива является важнейшим фактором, влияющим на распределение пегматитовых тел.

*Становление пегматитоносных интрузивов.* Пегматитоносные гранитные массивы чаще всего бывают многофазными, причем пегматиты пространственно и генетически связаны с гранитами отдельных фаз и с породами жильной фазы. В отдельных случаях выделяется до шести возрастных групп пегматитов.

Выяснение характера становления интрузивов и выделение возрастных групп пегматитов очень важно, так как в практическом отношении интересны и пегматиты собственно интрузивной фазы, и пегматиты фаз дополнительных интрузий, и аподайковые пегматиты.

Для образования пьезооптических минералов благоприятны условия относительно спокойной тектонической обстановки, что выражается в огсутствии или слабом развитии даек второго этапа.

*Связь пегматитов с послемагматическими образованиями.* В пределах полей хрусталеносных пегматитов обычно отсутствуют пневматолито-гидротермальные образования типа грейзенов, что объясняется разными условиями становления пегматитов и грейзенов, хотя наложение грейзенового процесса на пегматитовый имеет место (Средняя Азия, Казахстан).

### Морфологические и текстурно-структурные признаки

1. Продуктивные тела хрусталеносных пегматитов в зависимости от условий образования имеют постепенные или резкие контакты с материнскими гранитами. Не показательны и размеры пегматитовых тел, так как известны продуктивные тела, измеряемые первыми метрами, и тела, измеряемые десятками метров в наибольшем сечении.

2. Отчетливо зональные пегматиты с мощными полевошпатовыми зонами в целом благоприятны для локализации пьезооптических минералов, так как от размеров блоков первичных минералов зависят размеры пустот-вместилищ друзовых минералов. Зависимость промышленной минерализации от степени дифференциации пегматитового материала и от мощности отдельных зон может устанавливаться лишь на конкретных объектах.

3. Узко локальным поисковым признаком является форма пегматитового тела, так как для отдельных пегматитовых полей устанавливаются особые соотношения их морфологии и минерализации. В целом благоприятнее тела изометричных форм (шаровидные, линзовидные).

4. Для продуктивных пегматитовых тел характерны текстуры растворения; находки резорбированных минералов в верхних частях пегматитовых тел могут свидетельствовать об интенсивных процессах растворения на глубине, с чем прямо связано развитие пустот-занорышей и косвенно — развитие пьезооптических минералов.

### Минерально-геохимические признаки

1. Прямыми поисковыми признаками являются находки кристаллов горного хрусталя и флюорита вблизи пегматитовых тел; некоторое значение (косвенные признаки) имеют находки кристаллов топаза, прозрачного бурого и розового апатита, бурого касситерита, аквамарина, розовидных друз микроклина и клевеландита и т. д.

2. Вокруг пегматитовых тел с оптическим флюоритом наблюдается заметное обогащение материнских гранитов флюоритом, вблизи пегматитовых тел зерна флюорита укрупняются.

При проведении фторометрического опробования установлено, что тела пегматитов с оптическим флюоритом характеризуются максимумами содержания фтора. Надежным методом является также изучение акцессорной минерализации пегматитоносных интрузивов. Легкость определения флюорита в протолочках и шлихах делает метод изучения акцессорной минерализации несложным.

3. Необходимым условием локализации фтора в пегматитах является присутствие кальция, поэтому наиболее благоприятны для накопления флюорита пегматиты с повышенным содержанием кальция в полевых шпатах. При значительном избытке кальция наряду с флюоритом образуется кальцит (Джельтау). Ранний флюорит, образующийся за счет реакции между кальцийсодержащей породой и фторсодержащим раствором, в период выполнения пустот переотлагается с образованием ограниченных, порой бесцветных кристаллов.

4. Для пегматитов Европейской части СССР оказалось весьма характерным обогащение хрусталеносных тел редкими щелочами (литий, рубидий, цезий). В качестве индикатора-концентратора щелочей выступает кварц. Содержание редких щелочей в кварце надежно определяется спектральным анализом.

5. В продуктивных пегматитовых телах Казахстана обычно присутствуют редкоземельные радиоактивные минералы типа ортита, эвксенита, самарскита, что позволяет применить при поисках нескрытых пегматитовых тел некоторые геофизические методы (эманационная съемка).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Тр. САИГИМС, вып. 1, 1960.
  2. Беус А. А. Бериллий. «Оценка месторождений при поисках и разведках». Госгеолтехиздат, 1956.
  3. Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
  4. Воронцов Н. Н. и Дмитриев С. Д. О некоторых особенностях размещения пегматитов и кварцевых жил. Тр. ВНИИП, т. 4, вып. 1, 1960.
  5. Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов. «Разведка и охрана недр», № 3, 1949.
  6. Гинзбург А. И. и Родионов Г. Г. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 14. Госполитиздат, 1961.
  7. Дмитриев С. Д. Гранитные пегматиты Центрального Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 29, 1960.
  8. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
  9. Захарченко А. И., Венедиктов С. Н. и Соколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца (на примере пегматитов Бетпакадалы и Северного Прибалхашья в Центральном Казахстане. «Советская геология», № 8, 1958.
  10. Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. Тр. ВНИИП, т. 4, вып. 1, 1960.
  11. Колтев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
  12. Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд-во МГУ, 1956.
  13. Меркурьев Н. Д. и Судеркин А. И. Специфические особенности поисков и разведки месторождений пьезооптического сырья. «Разведка и охрана недр», № 1, 1960.
  14. Ивангишин М. Н., Клочков В. Т., Личак П. Л., Царовский И. Д., Чернышкова Л. П. Пьезокварцевые пегматиты Волыни. Изд-во АН УССР, 1957.
  15. Полканов Н. А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия — ютландия южной части Балтийского щита. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
  16. Салов П. И. Жильные образования юго-западной части Зирабулакских гор. Зап. Узб. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 8, 1955.
  17. Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 6. Изд-во АН СССР, 1960.
  18. Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1960.
-

А. С. АВРАШОВ

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В пределах Центрального Казахстана весьма широко распространены гранитные интрузии, с которыми связаны разнообразные месторождения как рудных, так и нерудных полезных ископаемых, в частности горного хрусталя и оптического флюорита.

В настоящей работе на основании петрохимической характеристики ряда гранитных интрузивов Центрального Казахстана сделана попытка выделить специфические петрохимические особенности тех из них, с которыми ассоциируют месторождения (пегматиты) оптического флюорита и горного хрусталя, встречающихся обычно вместе.

Рассматриваемые интрузивы по наличию (или отсутствию) и широте распространения связанных с ними промышленных месторождений редких металлов и пьезооптических минералов делятся на две группы: 1) массивы, к которым приурочены крупные редкометальные месторождения (преимущественно вольфрамовые) и 2) интрузивы, несущие главным образом промышленную минерализацию оптического флюорита и горного хрусталя.

Эти интрузивы сложны и многофазны. По данным А. Г. Бетехтина, С. Д. Дмитриева и А. Н. Майорова, А. И. Захарченко, С. Н. Венедиктова, Я. Н. Соколова, Г. Д. Зиновьева, В. К. Монич, Г. Н. Щерба и других [1, 2, 5, 6, 10, 16], месторождения оптического флюорита и горного хрусталя пространственно и генетически связаны с лейкократовыми гранитами и аляскитами, образовавшимися в последние фазы герцинского или каледонского тектоно-магматических циклов и слагающими повсеместно большую часть интрузивов, а также с многочисленными внутриинтрузивными телами, представленными штоками, более или менее мощными пластовыми залежами и дайками, сложенными крупно- и среднезернистыми гранитами, мелкозернистыми гранитами и аплитами, залегающими в крупнозернистых гранитах главных интрузивных фаций. Вертикально расположенные дайки мелкозернистых гранитов и аплитов соединяются с горизонтально- и пологозалегающими по пластовой отдельности телами (пластовыми залежами), сложенными аналогичными породами. Последние отходят от даек в стороны на десятки и сотни метров, образуя в свою очередь вертикальные ответвления.

Пластовые залежи и дайки В. С. Коптевым-Дворниковым [7] выделены как жильные породы первого этапа образования жильных магматических пород. Штокообразные тела среднезернистых гранитов, пересекаемых жильными гранитами, он относит к дополнительным интрузивам. Последние, как это доказано для Каибского и других массивов Бетпакдалы, имеют интрузивные контакты с гранитами главных фаций интрузивов.

В дальнейшем под термином «плутон» (или интрузив) будет подразумеваться совокупность гранитов главных интрузивных фаций и внутриинтрузивных инъекций, кроме даек второго этапа.

В нашем распоряжении имеется 72 химических анализа пород из пяти интрузивов Центрального Казахстана: Зерендинского, Каибского, Акжайляуского, Восточно-Коунрадского и Акчатауского. Большая часть анализов заимствована из литературных источников, остальные выполнены в силикатной лаборатории СЗГУ (аналитики Л. Л. Баранова, С. И. Быкова, Л. С. Рывина) и в геохимическом секторе ВСЕГЕИ (аналитик М. Ф. Фрейде).

К сожалению, образцы пород для химических анализов отбирались без единого строгого плана, в результате чего некоторые массивы полнее охарактеризованы анализами мелкозернистых гранитов, другие же, наоборот, — анализами крупнозернистых гранитов, что затрудняет сопоставление петрохимических особенностей интрузивов. Однако, несмотря на известную разнородность фактического материала, выявлен ряд закономерностей, которые могут быть использованы при поисковых работах.

Результаты анализов пересчитаны на числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого (табл. 1 и 3).

Таблица 1  
Средний химический состав гранитов некоторых интрузивов Центрального Казахстана

	И н т р у з и в ы				
	Восточно- Коунрадский	Акчатау	Акжайляу	Зерендин- ский	Каибский
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	75,5	75,6	72,40	73,7	74,0
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,26	0,46	0,19	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	12,70	14,38	13,40	13,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,07	1,40	1,07	1,18
FeO	0,62	0,82	0,94	0,90	0,78
MnO	0,07	0,10	0,05	0,04	0,16
MgO	0,21	0,58	0,47	0,27	0,31
CaO	0,53	0,87	1,33	0,77	1,04
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,88	3,82	3,68	4,05
K <sub>2</sub> O	4,22	3,91	4,98	5,40	4,56
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
S	81,1	82,1	80,0	81,5	81,2
a	10,8	11,4	15,2	15,4	15,2
b	7,5	5,5	3,2	2,2	2,4
c	0,6	1,0	1,6	0,9	1,2
a'	75,1	52	11,5	4,1	3,2
m'	4,5	17	24,1	19,5	20,9
f'	20,4	31	64,4	76,4	75,9
Q	+40,0	+40,4	+28,0	+31,3	+30,8

По этим данным составлены петрохимическая векторная диаграмма средних химических составов гранитов, слагающих перечисленные интрузивы (рис. 1), и петрохимическая векторная диаграмма (рис. 2), на которую нанесены результаты всех имеющихся анализов.

Ниже приведены петрохимические, петрографические и общегеологические характеристики каждого интрузива.

Акчатауский массив. В настоящее время на морфологию и структуру Акчатауского массива нет единого взгляда. Собранный фактический материал доказывает, что интрузив представляет собой асим-

метричный купол. По отношению к вмещающим складчатым структурам интрузив является дискордантным телом. Большая часть массива сложена крупно- и среднезернистыми гранитами. Весьма распространены пластовые желези, дайки и неправильной формы тела мелкозернистых гранитов и аплитов, пронизывающие плутон. Все разновидности гранитов состоят из микроклин-пертита (36—42%), кварца (36—44%), платиоклаза № 3—26 (18,6—22%), биотита (1%) и аксессуаров.

Возраст Акчатауского интрузива считается пермским. С ним генетически связана обильная редкометальная минерализация, представленная грейзеновыми телами и кварцевыми жилами.

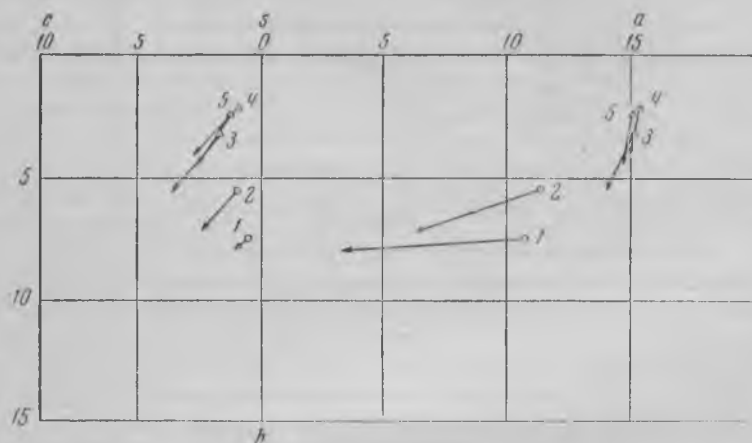


Рис. 1. Диаграмма средних химических составов гранитов некоторых интрузивов Центрального Казахстана (составлена по методу А. Н. Заварицкого). Номера векторов соответствуют номерам средних химических составов табл. 1

Форма роя векторов Акчатауского интрузива неправильная. Векторы распределены неравномерно. Размеры роя определяются главными числовыми характеристиками. Значение  $a$  колеблется от 7,1 до 13,6, наиболее распространены значения порядка 10—12,5. Параметр  $c$  изменяется от 0,1 до 1,9,  $b$  — от 3,5 до 11,9, но чаще всего 4—6. Самым постоянным является  $s$ , которое обычно равно 81—83. Положение векторов показывает, что породы Акчатауского массива содержат одинаковые (в среднем) количества Na и K. Чаще всего  $n = 40—55$ .

По классификации химических составов горных пород А. Н. Заварицкого большая часть пород Акчатауского массива относится к классу 2, группе 3 пород, пересыщенных  $\text{SiO}_2$  и богатых щелочами. Отдельные породы входят в класс 1, группу 1 пород, сильно пересыщенных  $\text{SiO}_2$ , или класс 2, группу 4 пород, умеренно богатых щелочами.

Почти все векторы на плоскости  $ASB$  направлены влево. Таким образом, большая часть анализируемых пород Акчатауского интрузива пересыщена Al. Встречаются также породы нормального состава.

Несколько выделяются по химизму мелкозернистые граниты и аплиты Акчатауского плутона. Им свойственно повышенное содержание свободного и общего кремнезема:  $s = 83—85$ ;  $Q = 56—43$ , в то время, как по всему плутону в среднем  $s = 82,1$  и  $Q = 40,4$ . Одновременно они отличаются повышенным  $a'$  (порядка 83—68) — большей пересыщенностью



Рис. 2. Диаграмма химических составов гранитов, слагающих интрузивы с промышленными месторождениями горного хрусталя, оптического флюорита и редких металлов (составлена по методу А. Н. Заварицкого). Номера фигуративных точек соответствуют номерам химических составов гранитов в табл. 3

кружок — фигуративные точки гранитов, слагающих редкометалльные интрузивы; треугольник — фигуративные точки гранитов, слагающих интрузивы с месторождениями горного хрусталя и оптического флюорита

Al и пониженными  $m'$  и  $s$  (уменьшение количества Ca, входящего в анортитовую составляющую плагиоклазов, и Mg в фемической части).

Особенно понижено содержание Mg у мелкозернистых гранитов, содержащих пластообразные тела. Эти же граниты отличаются пониженным содержанием Ti. Кроме того, мелкозернистые граниты и аплиты характеризуются постоянным и более значительным, по сравнению с другими разностями, преобладанием K над Na.

Восточно-Коунрадский интрузив представляет собой крутопадающее тело, очевидно штокообразной формы, уходящее на глубину. Он сложен крупно- и среднезернистыми гранитами. Широко распространены мелкозернистые аплитовидные граниты, образующие многочисленные пластовые тела и дайки. Минеральный состав всех разновидностей гранитов одинаков. В них входит калиевый полевой шпат, в котором количество пертитовых вrostков составляет около 20% основной массы, кварц, плагиоклаз состава альбит-олигоклаз, биотит, мусковит, серицит, разнообразные акцессории. Аплиты из внутриинтрузивных тел обогащены кварцем.

Возраст интрузива, по данным Е. В. Шевченко [15], В. К. Моница и Е. К. Зворыгиной [11] и др., считается позднегерцинским. С интрузивом связана весьма интенсивная редкометалльная минерализация, распространенная по всей эрозионной поверхности.

Рой векторов Восточно-Коунрадского интрузива на плоскости *ASB* расположен в основном несколько ниже и левее векторов гранитов Акчатау. Очертания роя сложные, но в общем он вытянут от вершины тетраэдра *A* к вершине *B*. Большая часть роя совпадает с пределами распространения векторов гранитов Акчатау.

Главная характеристика *a* чаще всего колеблется от 10 до 12, *b* — от 2,2 до 11,2; наиболее распространены значения порядка 6—10; *c* изменяется от 0,1 до 1,1. Самые распространенные значения *c* 0,4—0,6; *s*, как и всюду, наименее изменчиво, оно равно 80—82.

Положение векторов на петрохимической диаграмме и главные числовые характеристики свидетельствуют о том, что по сравнению с породами интрузива Акчатау в породах Коунрада содержится меньше щелочей и больше фемических расчетных компонентов. Граниты Коунрада отличаются постоянным, иногда значительным преобладанием K над Na (*n* среднее равно 46, чаще всего *n* = 40—48).

По классификации А. Н. Заварицкого химический тип пород Коунрадского интрузива тот же, что и Акчатауского массива. Векторы, отражающие химические свойства коунрадских гранитов, по длине большей частью подобны векторам гранитов Акчатау. Дополнительная характеристика  $f'$  чаще всего 20—25. Следовательно, количество Fe в породах существенно не меняется. Векторы пород Восточно-Коунрадского массива отклонены влево, причем более сильно, чем векторы гранитов Акчатауского интрузива. Самые распространенные значения  $a'$  близки 71—79,  $m'_{ср.}$  = 4,5;  $a'$  изменяется от 36 до 91,  $m'$  — от 0 до 25,4.

Таким образом, граниты Коунрада сильно пересыщены Al и содержат относительно меньше Mg. Сопоставление положений начальных точек и углов наклона векторов на плоскостях *ASB* и *CSB* показывает, что параметры *b* и  $a'$  возрастают с увеличением содержания в породах K. Количество K в данных гранитах определяется содержанием калиевого полевого шпата, обычно сильно пелитизированного. Величина *b* зависит от величины  $a'$ , так как последняя составляет большую часть *b*. Избыточный (по отношению к содержанию щелочных металлов и кальция) Al ( $a'$ ) входит в состав пелитового вещества. Количество же пелитового

вещества (т. е.  $a'$  и поэтому  $b$ ) зависит от содержания калиевого полевого шпата. В этом и заключается связь величин  $b$  и  $a'$  с содержанием  $K$  в породе.

Среди пород Восточно-Коунрадского массива по своему химизму выделяются мелкозернистые граниты. Они отличаются несколько пониженными значениями  $a$ ,  $c$ ,  $m'$  (что свидетельствует об уменьшении содержания щелочей,  $Ca$ ,  $Mg$ ) и повышенным  $Q$ .

Каибский интрузив. По отношению к вмещающим породам Каибский интрузив является дискордантным, и в плане форма его приближается к ромбу [8]. Он сложен крупно- и среднезернистыми лейкократовыми порфиридовыми гранитами главной интрузивной фации, составляющими большую часть (до 90%) обнаженной поверхности. Эти граниты состоят из пертитового калиевого полевого шпата (38—54%), кварца (25—35%), альбит-олигоклаза (25—32%), биотита (<1—5%) и акцессорных минералов: циркона, апатита, флюорита и рудных. Породы фации эндоконтактов представлены биотитовыми нормальными резко порфиридовыми гранитами и небольшим количеством гранодиоритов и кварцевых монзонитов. Переходы между всеми разновидностями постепенные.

В пределах массива распространены лейкократовые мелкозернистые граниты, образующие многочисленные дайки, пластовые залежи, небольшие штокообразные тела. Минеральный состав их такой же, как и крупнозернистых гранитов, но количественные соотношения минералов несколько изменяются в сторону увеличения содержания кварца и калиевого полевого шпата и уменьшения содержания плагиоклаза. Кварц в мелкозернистых гранитах составляет 30—40%, пертитизированный калиевый полевой шпат 50—60%, плагиоклаз 10—15%. Возраст интрузии определяется как среднегерцинский [8].

С Каибским интрузивом пространственно и генетически связаны широко распространенные месторождения (пегматиты) оптического флюорита и горного хрусталя.

Начальные точки векторов гранитов Каибского интрузива в тетраэдре проекции располагаются наиболее близко к вершине  $A$  по сравнению с ранее рассмотренными массивами. Самые распространенные значения параметра  $a$  порядка 14—15;  $b$  чаще всего изменяется от 2 до 3,5. Основная масса векторов расположена кучно в верхней левой части роя.

Таким образом, геометрические свойства векторов и значения главных числовых характеристик свидетельствуют о том, что породы Каибского интрузива по сравнению с породами Восточно-Коунрадского и Акчатауского массивов отличаются повышенным содержанием щелочей и пониженным содержанием расчетных фемических компонентов. Кроме того, на большей частью преобладает над  $K$  ( $n$  обычно имеет значения порядка 50—64). Параметр  $s$  также несколько уменьшен по сравнению с остальными интрузивами. Более значительно уменьшено  $Q$ . Следовательно, каибские граниты содержат меньше общего и особенно свободного кремнезема,  $Q_{ср.} = 30,8$ . Несмотря на упомянутые отличия, химический тип пород Каибского интрузива по классификации А. Н. Заварицкого остается тот же, что и у пород вышеописанных массивов.

Как правило, длина векторов описываемого роя меньше, а отклонения от горизонтали больше, чем у векторов, расположенных ниже и левее. На плоскости  $ASB$  большая часть векторов направлена влево;  $a'_{ср.} = 3,2$ . Наблюдаются породы нормального ряда. Значения  $m'$  весьма непостоянны, величина  $f'$  чаще всего порядка 40—60. Длина и направления векторов и дополнительные числовые характеристики свидетельст-

вуют об уменьшении в химическом составе каибских гранитов избытка Al и увеличения содержания Fe.

Мелкозернистые граниты отличаются от крупнозернистых гранитов несколько меньшей величиной  $v$ , большей  $s$ , большим преобладанием Na над K.

Акжайляуский интрузив. Гранитный массив Акжайляу имеет в плане овальную форму. По отношению к вмещающим структурам он представляет собой дискордантное тело. Отличительной чертой интрузива является дугообразное строение, особенно четко проявляющееся в его южной части. Следует отметить, что о его строении существуют различные мнения.

Акжайляуский массив сложен в основном средне- и крупнозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами. В эндоконтактах развиты кварцевые сиениты, кварцевые диориты и некоторые другие гибридные разновидности. В таких участках отмечается большое количество ксенолитов роговиков. Площади, занимаемые этими участками, весьма невелики. Широко распространены пологопадающие тела и дайки мелкозернистых лейкократовых жильных гранитов.

По данным В. Е. Гендлера, граниты главной интрузивной фации сложены калиевым полевым шпатом с большим количеством пертитовых вростков (45—46%), платиоглазом (альбит-олигоклаз 26—23%), кварцем (28—30%), биотитом (0,3—1,3%); из аксессуарных минералов наблюдаются ортит, сфен, апатит, циркон, флюорит. Возраст интрузива считается позднегерцинским.

С Акжайляуским интрузивом связано большое количество пегматитовых тел, многие из которых являются хрусталеносными.

На петрохимической диаграмме в плоскости проекции  $ASB$  векторы, отображающие химизм гранитов Акжайляу, расположены главным образом несколько ниже и правее, чем векторы гранитов Каибского интрузива; они перекрывают частично рой последнего. Векторы, составляющие рой Акжайляуского интрузива, расположены более кучно, чем векторы рассмотренных выше интрузивов.

В плоскости проекции  $CSB$  большая часть фигуративных точек расположена левее фигуративных точек гранитов всех остальных интрузивов. Как следует из положения фигуративных точек и величин основных числовых характеристик ( $a$  чаще всего близко 14—16, наиболее распространены значения  $v$  порядка 2—4, а  $s$  порядка 1,3—1,9;  $s$  почти всегда близко 80), граниты Акжайляу по сравнению с гранитами Каибского массива отличаются несколько повышенным содержанием щелочей и пониженным содержанием общего и свободного кремнезема ( $s = 80$ ;  $Q = 28$ ). Кроме того, для химизма гранитов Акжайляуского интрузива характерно повышенное содержание кальциевой составляющей плагиоклаза (параметра  $c$ ). Это объясняется тем, что при становлении рассматриваемого интрузива в нем были более сильны ассимиляционные явления, вызванные переработкой большого количества ксенолитов эффузивов среднего и основного состава. Общий петрохимический тип пород по классификации А. Н. Заварицкого не меняется.

Граниты нормального ряда и граниты, пересыщенные алюминием, встречаются одинаково часто. Характерной особенностью анализированных пород является почти повсеместное преобладание Na над K;  $n_{\text{ср.}} = 57$ , чаще всего  $n = 50—64$ .

Зерендинский интрузив является одним из самых крупных и сложных интрузивов Центрального Казахстана. В плане он имеет форму, близкую к грушевидной (по данным Б. Д. Эфроса и др.). образо-

вался массив в течение трех интрузивных фаз. Наиболее интересна третья фаза, во время которой образовались крупно- и среднезернистые лейкократовые граниты, слагающие большую часть массива. С ними генетически связаны пегматиты с оптическим флюоритом и горным хрусталем. В дальнейшем, употребляя название «Зерендинский массив», «зерендинские граниты», мы будем иметь в виду именно его часть, сложенную этими лейкократовыми гранитами. Общегеологическими методами и путем определения абсолютного возраста гелиевым методом установлено, что указанные граниты образовались в позднекаледонское время.

В крупнозернистых гранитах кварц составляет 25—30%, пертитизированный калиевый полевой шпат — обычно 60% и плагиоклаз №№ 15—20—10% породы. В незначительных количествах присутствуют биотит и акцессорные минералы. Структура крупнозернистых гранитов порфириовидная. В Зерендинском массиве очень широко распространены разнообразных дайки, пластовые залежи и изометричные тела, сложенные мелкозернистыми гранитами. Мелкозернистые граниты отличаются повышенным содержанием кварца, составляющего 30—40% породы.

Положение начальных точек векторов, образующих рой Зерендинского массива, весьма близко положению векторов, отражающих химизм пород Каибского и Акжайляуского интрузивов. По сравнению с последними они незначительно сдвинуты вправо к вершине тетраэдра  $A$  и вверх дальше от вершины  $B$ ;  $a$  изменяется от 13,6 до 18,3, самые распространенные значения 14—15,5;  $b$  колеблется от 1,7 до 5,1, чаще всего близко к 2—3,5;  $c$  имеет весьма разнообразные значения — от 0,3 до 2,2. Как и всюду, самым постоянным параметром является  $s$ , среднее значение которого равно 81,5, причем амплитуда отклонений от среднего не превышает 3. Следовательно, породы Зерендинского интрузива отличаются от пород остальных массивов максимальной насыщенностью щелочами. Вообще химизм пород Зеренды очень близок химизму пород Каибского и Акжайляуского массивов. От последнего его отличают несколько пониженные  $b$  и повышенные  $Q$ , т. е. понижение расчетных фемической составляющей и повышение содержания свободного кремнезема. В породах Зерендинского плутона  $Na$  и  $K$  одинаково часто преобладают друг над другом. По классификации А. Н. Заварицкого химический тип пород относится к классу 2 группы 3.

Векторы роя короче и направлены на плоскости  $ASB$  вниз более круто, чем векторы всех остальных интрузивов, в том числе и Каибского;  $a'$  изменяется в широких пределах, но большей частью невелико (есть анализы пород нормального ряда);  $f'$  обычно близко 64—85,  $f_{ср.} = 76,4$ . Таким образом, породы Зерендинского плутона наиболее богаты  $Fe$ .

Мелкозернистые граниты несколько отличаются от крупно- и среднезернистых гранитов главной интрузивной фации. Для них характерны повышенные  $Q$  и  $s$  (больше свободного и общего кремнезема) и пониженное  $c$  (уменьшено количество  $Ca$ , входящего в анортитовую составляющую).

Все множество векторов, отображающих особенности химизма пород интересующих нас интрузивов, представляет рой, вытянутый по направлению от вершины  $B$  тетраэдра проекций к вершине  $A$ . Главная числовая характеристика  $b$  меняется от 1,5 до 11,9,  $a$  — от 7,1 до 19,5,  $c$  — от 0 до 3,2,  $Q$  — от 12,9 до 56,2. Подавляющая часть начальных точек векторов сосредоточена вдоль осевой части роя.

Главные параметры связаны таким образом, что изменение параметра  $a$  обычно обратно пропорционально изменению  $b$ . Ось роя на плоскости проекции  $ASB$  составляет с осями тетраэдра  $SA$  и  $SB$  близкие по

величине углы. Следовательно, чем больше в породе фемических компонентов (главным образом избыточного Al), тем меньше щелочных элементов. Параметр  $c$  изменяется незакономерно. Большая часть анализированных пород пересыщена Al.

Соотношение главных параметров  $a$  и  $c$  и параметра  $Q$  таковы, что химический тип основной массы пород укладывается в класс 2 группы 3 классификации А. Н. Заварицкого.

Векторы каждого интрузива объединены в одно целое (рой), во-первых, благодаря общему положению начальных точек векторов (близким значениям главных параметров), занимающих на петрохимических диаграммах определенное место, и, во-вторых, благодаря близким длинам и углам наклона векторов. Следовательно, породы каждого плутона обладают общими химическими свойствами. Различия положений начальных точек, длин и углов наклона векторов разных плутонов свидетельствуют об отличии химических свойств пород, представленных этими векторами.

Векторы, характеризующие химизм пород Зерендинского, Акжайляуского и Каибского интрузивов, т. е. интрузивов, с которыми генетически и пространственно связаны проявления оптического флюорита и горного хрусталя, составляют верхнюю правую часть проекции общего роя на плоскости  $ASB$ . Векторы интрузивов, несущих редкометальное оруденение образуют нижнюю и левую части роя.

Таким образом, наблюдается закономерное расположение и группировка векторов. В этом правильном распределении, в различном положении векторов отображены различия химических свойств пород, слагающих рудоносные плутоны и несущих промышленные месторождения оптического флюорита и горного хрусталя. Особенно четко группировка векторов выступает на диаграмме средних химических составов (см. рис. 1), так как здесь обобщены и выделены самые типичные характерные особенности химизма гранитов.

Следует отметить, что в обеих группах рассматриваемых интрузивов мелкозернистые граниты отличаются от гранитов главной интрузивной фации большими величинами  $s$  и  $Q$ , весьма часто большим  $a'$ , при одновременном уменьшении величины параметра  $c$  и содержания Mn, Mg, Ti, Fe, т. е. мелкозернистые граниты отличаются увеличением содержания общего и свободного кремнезема, более значительной пересыщенностью Al и уменьшением содержания Ca и фемических компонентов.

Рой фигуративных точек для интрузивов, с которыми связаны месторождения горного хрусталя и оптического флюорита, как уже указывалось, занимает верхнюю часть общего роя, наиболее близкую к вершине  $A$  тетраэдра проекции. Следовательно, породы, слагающие эти плутоны, наиболее богаты щелочами. Самые распространенные значения параметра  $a$  порядка 14—15. Сумма атомных количеств щелочных элементов обычно не ниже 204.

Вторая характерная черта химизма рассматриваемых пород — это пониженное содержание расчетного свободного кремнезема ( $Q$  этих пород большей частью равно 33—37, пород редкометальных интрузивов близко 40—44). Таким образом, породы интрузивов, продуктивных на горный хрусталь и оптический флюорит, отличаются от остальных пород относительно более щелочным химизмом. Из второстепенных особенностей химизма отмечается повышенное содержание Fe (обычно  $f' = 50—70$ ) и весьма часто пониженное  $a'$  (избыточный Al). Вообще состав пород Зерендинского, Акжайляуского и Каибского интрузивов

зивов наиболее близок к типовому среднему химическому составу кварцевого кератофира по Р. Дэли (числовые характеристики последнего:  $a = 14,2$ ;  $c = 1,0$ ;  $b = 2,8$ ;  $s = 82$ ;  $Q = 34,6$ ;  $a' = 18,2$ ;  $f = 61,4$ ;  $m' = 20,4$ ). От аляскита типового состава они отличаются повышенным содержанием щелочей, анортитового кальция и пониженным содержанием общего и свободного кремнезема и избыточного алюминия, от щелочного гранита — повышенным содержанием кальция, входящего в анортит, магния и общего кремнезема и уменьшением свободного кремнезема и щелочей.

Породы Акчатауского и Восточно-Коунрадского интрузивов, занимающие на рис. 2 противоположную (нижнюю) часть общего роя, наиболее близкую к вершине В, отличаются максимальным содержанием феррических компонентов и минимальным содержанием щелочных элементов (преобладают величины  $a$  порядка 10—12).

Различия в химизме гранитов (относящихся в основной массе к одному общему типу), слагающих массивы, к которым приурочены редкометальные месторождения и месторождения горного хрусталя и оптического флюорита, обусловлены, очевидно, тем, что интродуцировавшая гранитная магма, несущая нерудные полезные ископаемые, претерпела сравнительно с магмой, приведшей к образованию редкометальных интрузивов, несколько более значительную дифференциацию в направлении щелочных расплавов с повышенным содержанием летучих компонентов, являющихся основой для образования пегматитов с горным хрусталем и оптическим флюоритом. Кроме того, повышенное содержание щелочей, особенно Na, само по себе уже создавало среду, благоприятную для формирования этих минералов.

Выводы о различии в петрохимических свойствах пород интрузий, несущих редкометальные проявления, и интрузий, несущих проявления оптического флюорита и горного хрусталя, подтверждаются особенностями минералогического состава пород. Породы первых по сравнению с породами интрузивов 2 группы (см. табл. 2) отличаются повышенными содержаниями кварца и пониженными содержаниями калиевого полевого шпата — микропертита и кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза).

Таблица 2  
Минеральный состав гранитов некоторых гранитных интрузивов  
Центрального Казахстана (в %)

Минералы	И н т р у з и в ы			
	Зерендинский	Каибский	Акчатауский <sup>1</sup>	Восточно-Коунрадский <sup>2</sup>
Кварц . . . . .	25—30	25—35	35,8—43,6	28—39
Калиевый полевой шпат — пертит . . . . .	60	50—60	35,6—41,8	32—49
Плагиоклаз . . . . .	10 (№ 15—20)	20—30 (№ 5—25)	17,9—21,9 (№ 3—26)	15—34 (№ 12—20)
Биотит . . . . .	—	0,5—5	1,5	0,5—3
Акцессорные . . . . .	—	—	0,3—0,6	0—0,7

<sup>1</sup> Данные Е. В. Шевченко [15].

<sup>2</sup> Данные Г. Д. Зиновьева [6].

## Химический состав гранитов Акчатауского интрузива

Компоненты	Эндоконтактовые аплиты		Мелкозернистые граниты периферических участков массива		Среднезернистые граниты					Крупнозернистые граниты					Мелкозернистые граниты пластообразных тел			Аплиты из даек		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	75,15	74,99	78,20	74,00	76,1	75,6	74,98	76,44	76,49	77,24	74,67	73,60	74,80	73,78	73,82	76,40	75,28	75,69	77,03	78,18
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,29	0,08	0,73	0,2	0,3	0,28	0,20	0,99	0,07	0,21	0,26	0,26	0,26	0,10	0,01	0,04	0,08	0,18	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,98	13,89	10,69	13,39	13,10	13,61	13,22	10,05	12,88	9,79	12,02	14,38	11,83	12,73	13,91	13,42	13,82	14,11	12,06	12,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	0,98	1,01	1,81	0,92	0,81	0,78	0,80	1,51	1,27	1,30	0,79	1,95	1,19	0,92	0,92	0,94	1,01	0,84	0,69
FeO	0,75	0,42	1,00	0,98	0,48	0,42	0,51	1,29	0,48	1,14	1,45	1,56	0,86	1,14	0,99	0,61	0,72	0,74	0,48	0,39
MnO	0,07	0,02	0,25	0,01	0,04	0,03	0,01	0,12	—	0,12	—	—	0,25	0,25	0,70	0,03	0,01	0,02	0,07	0,01
MgO	0,69	0,39	0,71	1,25	0,4	0,27	0,39	1,08	0,40	0,33	0,36	1,73	1,56	1,43	0,19	0,02	0,01	0,01	0,24	0,12
CaO	0,49	0,68	1,17	1,32	0,49	0,62	0,69	1,34	1,68	1,57	0,40	1,39	1,90	1,34	0,84	0,24	0,18	0,14	0,41	0,32
Na <sub>2</sub> O	3,41	3,21	4,48	2,96	2,94	2,63	2,93	4,31	2,99	2,87	2,94	2,29	2,96	1,41	3,22	2,42	2,31	2,02	2,54	2,72
K <sub>2</sub> O	4,19	4,28	2,81	2,10	4,31	4,12	4,98	3,87	1,88	3,36	4,81	2,36	3,94	3,46	4,92	4,14	4,79	4,38	4,68	4,81
H <sub>2</sub> O +	0,49	0,37	0,22	0,68	0,41	0,48	0,32	—	—	—	—	—	—	—	0,41	0,54	0,79	0,62	0,42	0,31
H <sub>2</sub> O —	0,36	0,46	0,52	0,40	0,15	0,62	0,95	—	0,54	0,02	0,15	0,37	0,30	0,20	0,32	0,82	0,64	0,51	0,72	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	1,00	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	0,18	1,40	1,32	0,68	0,60	1,86	—	—	—	—
Сумма	100,4	99,98	101,14	99,63	100,15	100,14	100,4	101,51	100,45	100,31	99,85	99,59	101,11	100,70	99,86	99,86	100,10	100,0	100,30	100,10
a	13,0	12,7	13,1	9,0	12,0	11,1	13,1	12,5	8,8	10,8	12,9	7,9	11,5	7,8	13,6	7,1	11,4	10,1	11,6	12,2
c	0,6	0,8	0,1	1,5	0,6	0,8	0,8	1,5	1,9	0,9	0,4	1,6	1,8	1,6	0,9	0,3	0,3	0,1	0,5	0,2
b	4,8	5,0	4,2	9,4	5,3	6,1	3,9	4,5	5,9	3,5	4,7	11,9	5,5	10,2	5,0	7,2	7,0	8,8	4,4	3,5
s	81,6	81,5	82,6	80,1	82,1	82,0	82,2	81,5	83,4	84,7	82,0	78,6	81,2	80,4	80,5	85,4	81,3	81,0	83,5	84,1
a'	43,6	64,2	—	52,8	64,3	75,9	54,2	—	61,5	—	36,6	57,8	—	52,0	46,7	81,4	79,6	83,3	67,7	69,2
f'	32,8	23,0	45,4	25,0	23,4	16,8	28,9	37,1	27,5	61,0	50,7	19,2	47,1	25,6	33,7	18,5	20,4	16,7	25,0	25,4
m'	23,6	12,8	25,8	22,2	22,3	7,3	16,9	38,6	11,0	13,0	12,7	23,0	44,7	22,4	19,6	—	—	—	7,3	5,4
c'	—	—	28,8	—	—	—	—	34,2	—	26,0	—	—	—	8,2	—	—	—	—	—	—
n	55	53,0	72,8	68,5	50,5	48,8	47,0	70,4	71,0	56,2	48,0	59,7	54,0	38,4	50,0	46,9	42,0	40,5	44,8	46,3
Q	36,6	36,8	39,0	39,2	39,6	41,10	37,4	36,5	47,3	47,0	37,8	39,8	37,6	43,6	32,9	56,2	39,5	41,7	43,7	43,6

Анализы 1, 2, 4, 5, 6, 7, 15, 16, 17, 18, 19, 20 взяты из работы Е. В. Шевченко [15], анализы 3, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 заимствованы у Г. Н. Шерба [16].

## Химический состав гранитов Восточно-Коунрадского массива

Компоненты	Крупно-среднезернистые биотитовые лейкокра- товые граниты						Мелкозернистые аплитовидные граниты								
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	76,49	74,27	74,55	74,37	76,10	74,50	76,37	75,54	75,85	76,75	74,55	74,37	78,52	76,72	74,98
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,23	0,20	0,20	0,28	0,31	0,15	0,12	0,15	0,14	0,20	0,20	0,12	0,01	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,15	13,88	14,97	15,98	13,80	14,02	13,55	14,30	13,96	12,54	14,97	15,98	12,86	14,02	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	0,75	1,41	1,68	1,01	1,09	1,38	1,55	0,48	0,75	1,41	1,68	0,75	0,91	0,89
FeO	0,50	0,53	1,16	—	0,12	0,21	1,24	1,22	1,66	0,13	1,16	—	0,01	0,63	0,70
MnO	0,06	0,01	0,03	0,05	0,13	0,19	0,02	0,02	1,66	0,13	0,06	0,05	0,1	0,12	0,06
MgO	0,65	0,26	0,22	0,12	0,18	0,24	0,23	0,35	0,10	0,21	0,22	0,12	—	0,09	0,13
CaO	0,96	0,27	0,40	0,61	0,69	0,84	0,30	0,58	0,42	0,50	0,40	0,61	0,1	0,54	0,70
Na <sub>2</sub> O	3,67	3,56	2,03	1,91	2,49	2,56	1,57	2,09	1,77	3,30	2,03	1,91	2,51	2,11	2,59
K <sub>2</sub> O	3,04	4,54	5,06	3,85	4,11	5,18	4,05	3,88	4,97	3,73	5,06	3,75	3,03	4,14	4,89
H <sub>2</sub> O +	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,13
H <sub>2</sub> O —	0,04	0,24	0,05	0,11	0,39	0,30	0,15	0,12	0,20	0,60	0,05	0,11	0,67	0,54	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,06	0,05	0,12	0,09	0,04	0,02	0,11	0,08	0,03	0,05	0,01	0,09	0,09
SO <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,26	0,28	0,19	0,20	0,25	0,36	0,26	0,48	0,26	0,28	0,34	0,09	0,19
Ппп	0,35	0,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,67	99,33	100,40	99,21	99,73	99,73	99,30	100,14	99,95	90,34	100,4	99,11	99,02	100,06	100,01
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
g	11,8	13,2	11,1	9,1	10,8	12,5	8,6	9,5	10,5	12,1	10,3	7,8	9,4	10,1	11,3
ε	1,1	0,3	0,4	0,7	0,8	1,0	0,3	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,1	0,6	0,6
b	4,1	4,8	9,3	11,2	6,4	5,0	10,2	10,4	8,2	2,2	9,2	10,2	7,1	7,2	6,1
s	83,0	81,7	79,2	79,0	82,0	81,5	80,9	79,5	80,9	85,1	80,1	81,4	83,4	81,1	82,0
α'	36,0	68,8	72,6	85,2	79,4	66,4	74,5	71,5	75,0	71,0	71,5	83,2	91,0	78,1	82,8
f'	38,6	22,5	23,3	13,1	16,0	26,0	21,8	23,0	22,7	21,0	25,6	14,8	9,0	19,9	13,8
m'	25,4	8,7	4,1	1,7	4,6	7,6	3,7	5,5	2,3	8,0	3,9	2,0	—	2,0	3,4
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	65	54	37,9	43,7	48	42	36,8	45,3	35,4	57,0	37,6	45	56	40,4	47,6
Q	41,3	36,7	35,8	39,1	41,6	37,0	44,3	39,4	40,4	45,4	39,2	46,6	47,9	42,4	40,8

Анализы 23, 24, 27, 28, 29 заимствованы у Г. Д. Зиновьева (1948), 25, 26, 30—35 — у Е. В. Шевченко (1951).

## Химический состав гранитов Акжайляуского интрузива

Компо- ненты	Граниты																			
	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO <sub>2</sub>	76,08	75,45	75,05	73,92	73,43	72,71	73,00	72,79	71,81	71,47	71,44	71,23	70,94	70,80	70,31	69,50	69,0	68,90	65,20	63,91
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,18	0,28	0,20	0,12	0,40	0,32	0,30	0,48	0,42	0,40	0,40	0,66	0,58	0,47	0,74	0,65	0,37	0,72	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,92	13,90	12,0	13,25	13,32	13,16	14,27	14,47	13,04	14,19	14,70	14,85	13,94	14,00	14,74	14,63	13,05	16,04	17,62	14,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	1,0	1,08	1,20	1,0	1	1,08	0,80	2,03	2,22	0,63	1,14	1,49	1,51	1,11	1,11	1,44	0,64	2,80	3,25
FeO	0,24	0,29	0,29	0,15	0,33	0,44	0,80	1,22	0,93	0,81	1,59	0,88	1,54	1,21	1,71	1,11	2,59	0,97	0,18	2,59
MnO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,10	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,09	0,07	0,08	0,06	0,07	0,03	0,04	0,12
MgO	0,10	0,09	0,11	0,10	0,12	0,95	0,16	0,25	0,58	0,10	0,54	0,45	0,56	0,29	0,90	0,50	1,13	0,55	0,28	1,73
CaO	0,87	0,55	0,95	1,40	0,75	1,50	0,65	0,66	0,92	0,74	1,19	1,16	1,37	1,19	1,61	1,78	2,00	1,44	2,65	3,22
Na <sub>2</sub> O	3,95	3,65	3,95	3,70	4,15	4,15	3,71	3,23	4,11	3,52	3,59	3,91	3,43	3,15	3,83	3,78	4,38	3,46	4,85	3,99
K <sub>2</sub> O	4,30	5,01	4,75	4,65	5,0	4,0	5,58	5,97	4,75	5,56	5,49	5,38	5,20	6,07	4,73	5,45	4,39	5,76	3,95	3,52
П.п.п	0,36	0,36	0,32	0,48	0,28	0,46	0,20	0,10	0,19	0,20	0,17	0,23	0,34	0,24	0,33	0,36	0,46	1,00	0,38	0,50
Сумма	99,80	100,03	99,95	98,86	99,66	99,72	99,91	100,16	98,97	99,66	100,24	100,16	100,10	99,88	100,21	99,65	99,16	99,60	99,60	99,12
<i>a</i>	14,3	14,6	15,1	14,6	16,0	14,7	15,7	15,1	15,5	15,2	15,4	16,0	14,7	13,8	14,8	16,0	15,2	15,7	16,5	14,0
<i>c</i>	0,2	0,6	0,24	1,4	0,7	1,3	0,8	0,8	0,7	0,9	1,4	1,4	1,6	1,3	1,9	1,7	2,3	1,7	3,2	2,8
<i>b</i>	2,8	3,4	2,1	1,6	1,5	2,3	3,1	4,1	3,8	4,4	3,8	2,9	3,9	3,0	4,6	3,4	6,5	5,2	3,8	9,3
<i>s</i>	83,0	81,4	82,7	82,3	81,0	81,7	80,4	80,0	80,0	79,5	79,4	79,7	79,8	79,9	78,7	78,9	76,5	77,4	76,5	73,9
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	36,2	45,1	—	34,8	—	15,8	6,9	—	11,6	—	18,0	38,5	24,5	—
<i>f'</i>	51,1	66,0	52,5	66,0	72,8	69,6	55,3	45,15	65,0	60,6	53,5	59,2	69,0	81,0	56,5	60,6	55,0	44,8	66,0	58,0
<i>m'</i>	7,0	12,6	9,4	12,6	13,6	8,9	8,5	9,7	26,4	4,6	22,4	25,0	24,1	15,7	31,9	24,3	27,0	16,7	10,8	30,8
<i>z'</i>	42,0	21,4	38,9	20,8	13,6	21,4	—	—	8,6	—	24,1	—	—	3,3	—	15,1	—	—	—	11,2
<i>n</i>	57,2	53,0	55	54,7	56,0	62,0	50,4	45,0	57,0	49,0	50,0	52,5	50,0	44,7	55,0	51,5	60,3	47,5	65,2	64,0
<i>Q</i>	37,0	33,9	35,8	31,2	30,0	30,0	28,6	29,0	28,3	27,7	26,6	26,0	28,6	26,9	25,9	24,1	19,3	26,7	16,3	17,0

Анализы 36—55 приведены по данным В. Е. Гендлера.

## Химический состав гранитов Каибского интрузива

Компоненты	Крупнозернистые лейкократовые граниты				Мелкозернистые лейкократовые граниты				
	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO <sub>2</sub>	76,47	72,78	71,36	72,42	76,99	74,98	75,00	76,27	68,5
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,14	0,18	0,19	0,06	0,09	0,05	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,39	13,94	13,92	15,02	12,28	12,72	11,61	13,06	17,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	1,12	0,81	1,05	1,02	1,71	2,71	0,69	0,64
FeO	0,70	1,09	1,45	0,94	0,86	0,73	—	0,95	0,29
MnO	0,02	0,09	1,12	0,09	0,01	0,02	0,07	0,02	—
MgO	0,23	0,53	0,43	0,18	0,16	0,14	0,79	0,07	0,26
CaO	0,65	1,64	2,08	1,40	0,27	0,81	0,95	0,70	0,90
Na <sub>2</sub> O	4,30	3,65	3,44	3,04	3,40	4,30	4,10	5,00	5,12
K <sub>2</sub> O	3,90	4,13	5,87	5,44	5,10	4,00	3,84	2,90	5,88
H <sub>2</sub> O	0,06	—	0,48	0,68	0,12	0,18	—	0,12	0,57
Ппп	0,08	—	—	—	—	0,16	0,29	0,08	0,16
Сумма	99,76	99,11	100,14	100,45	100,27	99,84	99,41	99,90	99,86
<i>a</i>	14,4	13,8	15,8	14,2	14,2	14,0	13,9	14,5	19,56
<i>c</i>	0,7	1,9	1,0	1,6	0,3	0,9	0,4	0,8	1,07
<i>b</i>	1,9	3,4	5,2	4,2	2,7	2,7	4,2	2,1	2,69
<i>s</i>	83,0	80,9	78,0	80,0	82,8	82,4	81,5	82,6	76,72
<i>a'</i>	—	19,2	—	49,3	31,4	15,9	—	25,8	55,0
<i>f'</i>	78,0	57,7	57,7	43,5	59,1	75,7	54,2	69,0	30,0
<i>m'</i>	20,6	23,1	13,6	7,2	9,5	8,4	31,0	5,2	15,0
<i>c'</i>	1,4	—	28,7	—	—	—	14,8	—	—
<i>n</i>	63	56,8	48,5	42	50,5	60	64	72	57
<i>Q</i>	36,6	36,2	23,4	30	36,9	35,9	34,8	35,0	12,9

## Химический состав гранитов Зерендинского интрузива

Компоненты	Крупно-среднезернистые лейкократовые граниты					Мелкозернистые граниты		
	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO <sub>2</sub>	72,00	69,44	74,55	74,22	71,4	76,57	76,16	76,04
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,42	0,08	0,14	0,30	0,13	0,08	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	14,49	12,86	12,78	14,25	11,92	13,54	12,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	1,49	1,00	1,03	0,89	1,16	0,76	1,04
FeO	1,07	2,09	0,82	0,87	0,64	0,48	0,56	0,69
MnO	0,07	0,08	0,03	0,04	—	0,03	0,04	0,03
MgO	0,32	0,81	0,16	0,21	0,25	0,15	0,14	0,10
CaO	0,48	2,24	0,48	0,62	1,45	0,32	0,27	0,33
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,00	3,78	3,50	5,66	3,24	2,40	2,90
K <sub>2</sub> O	6,20	4,10	5,30	5,40	4,58	5,60	6,20	5,80
H <sub>2</sub> O	0,16	0,14	0,04	0,10	—	0,16	0,24	—
Ппп	0,16	0,46	0,24	0,20	—	0,36	—	0,12
Сумма	100,02	99,76	99,34	99,51	99,42	100,12	100,39	100,21
<i>a</i>	17,28	14,6	15,7	15,1	18,3	14,6	13,6	14,05
<i>c</i>	0,56	2,2	0,5	0,7	—	0,3	0,3	0,38
<i>b</i>	2,56	5,1	1,8	2,0	3,4	1,7	4,3	3,35
<i>s</i>	79,60	78,1	82,0	82,2	78,2	83,4	81,8	82,22
<i>a'</i>	0,93	—	0,3	0,9	—	—	68,66	49,78
<i>f'</i>	78,64	64	85,3	82,2	37	82,5	26,23	44,43
<i>m'</i>	20,43	27	14,4	16,9	12	14,4	5,11	5,79
<i>z'</i>	—	9	—	—	50	3,1	—	—
<i>n</i>	49	59	51	57	65	47	37	43
<i>Q</i>	24,08	25,6	32,1	33,5	19,7	37,1	36,41	35,96

В одних массивах промышленные месторождения (пегматиты) горного хрусталя и оптического флюорита генетически и территориально непосредственно связаны с лейкократовыми гранитами, аляскитами, мелкозернистыми гранитами, аплитами, располагаясь чаще всего среди крупно- и среднезернистых гранитов главной интрузивной фации, реже — на контактах тел мелкозернистых гранитов с крупнозернистыми гранитами, иногда в самих мелкозернистых гранитах, но никогда за пределами плутона. В других массивах с такими же гранитами связаны промышленные месторождения редких металлов, представленные грейзенами, высокотемпературными кварцевыми жилами, расположенными в гранитах (обычно грейзенизированных) или в прилегающих к интрузиву породах, уходящих «корнями» в грейзены и грейзенизированные участки гранитов.

Результаты геологоразведочных работ и литературные данные [2, 5, 13 и др.] свидетельствуют о том, что в районах, где широко распространены промышленные редкометальные месторождения, не бывает промышленных месторождений горного хрусталя и оптического флюорита и наоборот. Совместно могут встречаться лишь небольшие проявления.

Исходя из имеющихся данных, можно считать, что и петрохимические различия пород отвечают различиям в специализации интрузивов на горный хрусталь и флюорит.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
2. Дмитриев С. Д. и Майоров А. Н. Об одном типе гранитных пегматитов Центрального Казахстана. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
3. Дмитриевский В. С. К вопросу о формировании некоторых молодых гранитов Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.
4. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
5. Захарченко А. И., Венедиктов С. Н. и Соколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. «Советская геология», № 8, 1958.
6. Зиновьев Г. Д. Коунрадский гранитный массив. В сб. «Гранитные интрузии Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1948.
7. Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.
8. Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Далы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 44, 1960.
9. Моинч В. К., Зотов П. П., Комаров Г. И. Ортауский гранитный массив. В сб. «Гранитные интрузии Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1948.
10. Моинч В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд-во АН КазССР, 1957.
11. Моинч В. К., Зворыгина Е. К. К петрографии среднегерцинских интрузий Коунрадского района. Изв. АН КазССР, вып. 29, 1957.
12. Пламеневская Н. Л. Геохимическое исследование малых элементов в породах Майкульской гранитной интрузии. В сб. «Вопросы геологии и геохимии гранитных пород». Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 5, 1957.
13. Хотенок М. М. Геологические предпосылки поисков месторождений пьезооптического кварца. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
14. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. Госгеолтехиздат. 1956.
15. Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд. Львов., гос. ун-та, 1951.
16. Щерба Г. Н. Гранитные интрузии Актау. В сб. «Гранитные интрузии Центрального Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1948.

Б. Д. ЭФРОС

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ ЗЕРЕНДИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Изученные нами пегматитовые тела пространственно связаны с интрузивными породами Зерендинского массива (Северный Казахстан). Последний прорывает сводовую часть крупного антиклинорного поднятия и представляет собой сложный полого погружающийся на север и северо-восток плутон с плоской кровлей и крутыми контактами на юге и юго-западе. Форма массива грушевидная, несколько вытянутая в широтном направлении. Площадь интрузива около 6000 км<sup>2</sup>.

Вмещающими породами являются докембрийские метаморфические толщи, представленные гнейсами, эклогитами, амфиболитами, слюдяными сланцами и кварцитами, кембрийские пироксено-роговообманковые порфириды и туфогенные песчаники, а также ордовикские песчаники и аргиллиты.

Прорываемые гранитоидами породы сильно изменены — ороговикованы и скарнированы. ореол экзоконтактных изменений в отдельных случаях достигает ширины 5—6 км.

Верхний возрастной предел гранитоидов определяется трансгрессивным налеганием на них конгломератов, предположительно датированных средним — верхним девоном. Формирование интрузивных пород Зерендинского массива в позднекаледонский тектоно-магматический этап подтверждается также результатами определения абсолютного возраста гранитов аргоновым методом (480—460 млн. лет) [2].

В составе чрезвычайно сложного Зерендинского плутона выделяют интрузивные породы двух комплексов. Наиболее древние гранодиориты и кварцевые диориты первого (кырккудукского) комплекса обнажены на небольшой площади в юго-западной части интрузива. Около 90% площади плутона занимают породы второго (боровского) интрузивного комплекса: лейкократовые существенно микроклиновые крупно- и среднезернистые граниты, биотитовые и роговообманково-биотитовые крупно- и среднезернистые, часто порфиридные граниты. Лейкократовые граниты развиты в центральной и южной частях массива, к северу они сменяются биотитовыми и роговообманково-биотитовыми разновидностями. В последних повсеместно отмечаются явления гибридности и контакминации, наблюдаются участки докембрийских пород с большим количеством ксенолитов.

Более поздними по времени внедрения являются мелкозернистые лейкократовые граниты, характеризующиеся непостоянством состава и структуры. Эти граниты распространены широко, особенно в северной части массива, и образуют штокообразные и пластовые интрузивные тела малых размеров.

Тела мелкозернистых гранитов в свою очередь секутся дайками аплитов и жилами, сложенными диоритами, диоритовыми порфиритами спессартитами и диабазами. Дайки имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку и достигают в отдельных случаях 1000 м в длину, при мощности 3—6 м.

Пегматитовые тела Зерендинского массива в основном локализируются в лейкократовых крупно- и среднезернистых и биотитовых крупнозернистых и порфиридных гранитах. Отмечается приуроченность тел к апикулярным эндоконтактовым частям интрузива.

Пегматиты располагаются большими, территориально разобщенными участками — жильными полями, нередко вытягивающимися в виде меридиональных зон длиной до 8—12 км и шириной до 1—2 км. В пределах таких жильных полей пегматиты располагаются либо группами, по 3—5 тел, находящихся на расстоянии до 100 м друг от друга, либо цепочками. В пределах пегматитовых полей или на их продолжении часто появляются типичные кварцевые жилы и дайки пород кислого и основного состава.

Все это свидетельствует о наличии в определенных участках массива локальных ослабленных трещиноватых зон, в пределах которых и концентрируются пегматитовые тела. В отдельных случаях пегматиты обнаруживают отчетливую связь с пологими, реже с крутыми трещинами контракции. Намечается также приуроченность пегматитов к пологим структурам типа антиклинальных складок, образованных положением матрацевидных отделиностей в гранитах.

Отдельные пегматитовые тела отличаются друг от друга как по своей морфологии и размерам, так и по степени дифференцированности. Подавляющая часть пегматитовых тел имеет линзообразную форму, встречаются тела эллипсоидальной, изометрической и жилообразной формы. Выделяются пологозалегающие, наклонные и крутопадающие пегматитовые тела, причем первых насчитывается сравнительно немного. Размеры пегматитовых тел весьма разнообразны. Наряду с мелкими телами, достигающими не более 1,5—2 м в поперечнике, отмечаются и более крупные, имеющие 30—50 и даже 100 м в наибольшем измерении.

В строении пегматитовых тел (в идеальном случае) принимают участие (от периферии к центру) зоны мелкозернистого гранита и гранит-пегматита, графическая, полевошпатовая, блоковая зоны и кварцевое «ядро». Как правило, в пегматитах бывают развиты не все эти зоны, из разреза выпадают обычно одна-две и больше. Иногда пегматиты представлены лишь одной какой-либо зоной. Свыше 60% известных пегматитовых тел сложено только графической, полевошпатовой и кварцевой зонами. Следует отметить, что степень дифференциации не зависит от морфологии пегматитовых тел: и среди изометрических и среди жилообразных пегматитов наблюдаются как дифференцированные зональные тела, так и тела, не имеющие отчетливой зональности.

В процессе четырехлетнего исследования пегматитов Зерендинского массива было установлено, что, несмотря на общее сходство, существует резкое различие в составе, внутреннем строении и характере минерализации пегматитов, локализованных в северной и южной частях интрузива (рис. 1).

Ниже рассматриваются основные черты строения перспективных на пьезооптические минералы пегматитов южных районов массива и бесперспективных пегматитов, находящихся в северной части Зерендинского массива.

Пегматитовые тела южной части Зерендинского плутона локализируются среди лейкократовых крупно- и среднезернистых гранитов розового цвета. Состав гранитов: микроклин и микроклин-пертит (40—55%), альбит-олигоклаз и олигоклаз (15—25%), кварц (25—40%) и биотит (до 5%). Акцессорные минералы представлены монацитом, цирцитом, цирконом, реже флюоритом.

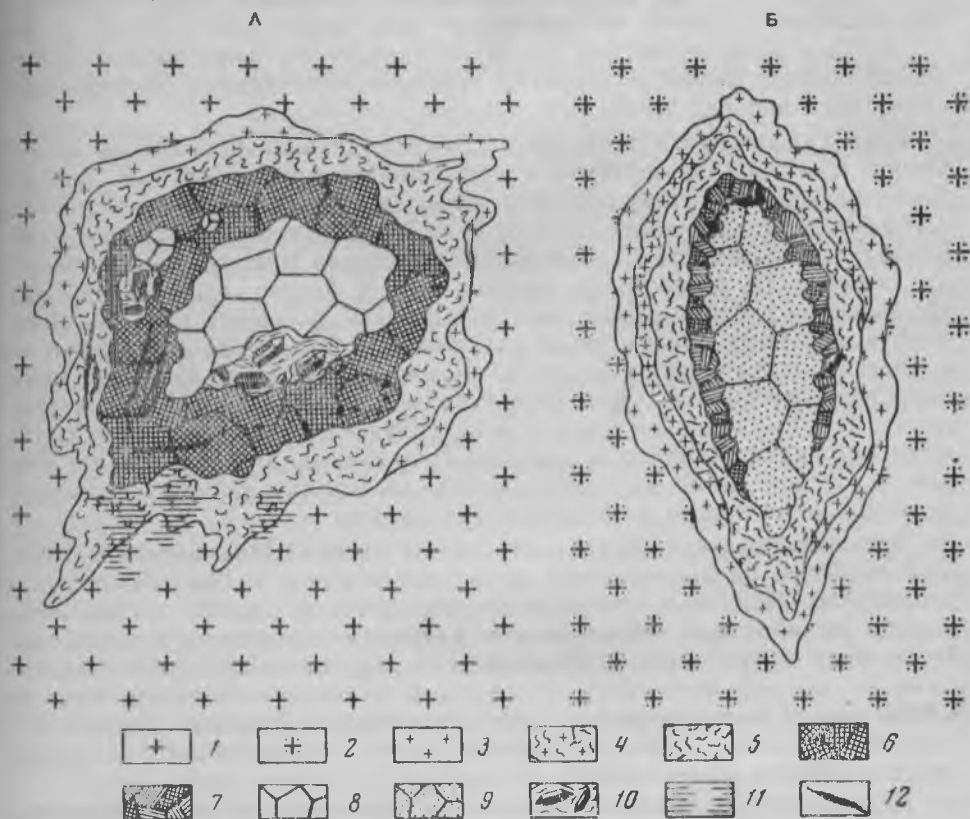


Рис. 1. Схема строения пегматитовых тел

А — хрусталеносное тело южной части массива; Б — пегматитовое тело северной части массива. 1 — гранит крупнозернистый лейкократовый; 2 — гранит биотитовый порфиroidный; 3 — зона мелкозернистого гранита; 4 — зона гранит-пегматита; 5 — зона графического пегматита; 6 — полевошпатовая зона (блоки микроклина); 7 — полевошпатовая зона (кристаллы плагиоклаза и микроклина); 8 — гигантокристаллический кварц ядра; 9 — зернистый кварц ядра; 10 — полости с кристаллами кварца; 11 — зона выщелачивания; 12 — прожилки дымчатого кварца

Среди пегматитов встречаются тела различных текстурно-морфологических групп, однако пьезооптические минералы приурочены только к линзовидным, эллипсоидальным и изометрическим телам, сложенным графической, полевошпатовой и кварцевой зонами. Иногда в продуктивных телах присутствует и блоковая зона. Все зоны пегматитов обычно развиты в одинаковой степени. Отличительной чертой пегматитов со скоплениями пьезооптических минералов является интенсивная гидротермальная переработка всех без исключения зон, а также вмещающих гранитов.

Зона графического пегматита образует в большей части тел внешнюю оторочку, она обычно хорошо выражена, но мощность ее невелика и колеблется в пределах 0,1—1,5 м, лишь в отдельных случаях достигая 4—8 м.

Иногда графическая зона имеет чрезвычайно сложную конфигурацию, что обусловлено наличием апофиз графического пегматита во вмещающих гранитах. Со средне- и крупнозернистыми гранитами графическая зона либо имеет постепенные переходы, либо отчетливо выраженные границы. В некоторых телах на контакте гранитов и графического пегматита наблюдается переходная порода гранит-пегматитового облика. Нередко здесь присутствует оторочка мелкозернистого аплитовидного гранита мощностью от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Для мелкозернистых гранитов характерно непостоянное содержание кварца, развитие структур перекристаллизации с образованием стяжений и цепочек дымчатого стекловидного кварца.

Зона графического пегматита сложена альбитизированным микроклином и микроклин-пертитом с ихтиоглиптовыми вростками кварца. Калиевый полевой шпат образует крупные изометричные монокристаллы, размер которых колеблется от 5 до 20—25 см (в наибольшем измерении). В зависимости от степени альбитизации микроклина цвет породы меняется от розового до светло-серого и белого. Кварц ихтиоглиптов окрашен в темно-серый, иногда дымчатый и черный цвет. В графическом пегматите присутствуют редкие шестигранные пластиночки и чешуйки буровато-черного биотита, листочки серебристо-зеленого жильбертита и мусковита, зерна гематита и дендриты гидроокислов марганца. В продуктивных телах в зоне графического пегматита встречаются прожилки дымчатого друзовидного кварца. В раздувах прожилков в зеленой глине находятся мелкие кристаллы дымчатого кварца, мориона, фиолетового флюорита и микроклина.

Чрезвычайно разнообразны структуры графического пегматита, причем наиболее распространены микрографическая, тонкографическая и струйчатая. Вблизи контакта с полевошпатовой зоной ихтиоглипты кварца приобретают венчиковое и радиально-лучистое расположение. Отдельные сферические образования с радиально-лучистыми ихтиоглиптами кварца достигают 10—14 см в диаметре. Центральные их части имеют мелкозернистую до субмикроскопической письменную структуру, иногда здесь же располагаются изометричные кварцевые зерна размером до 1—1,5 мм.

Нередко в графическом пегматите присутствуют порфиоровидные выделения темно-серого полупрозрачного кварца размером 1—3 мм, имеющие округлые и ромбические очертания.

В тонкографическом пегматите часто наблюдаются метакристаллы темно-серого, реже дымчатого кварца скелетного роста. Иногда появляются дендритовидные образования, состоящие как бы из ствола с косо отходящими от него параллельными пластинками кварца, в промежутках между которыми сохраняются столь же тонкие пластинки полевого шпата. В некоторых местах скелетные метакристаллы образовывались из ихтиоглиптов, расположенных веером. Дендритовидные образования, в свою очередь, переходят в монокристаллические ограненные метакристаллы кварца, которые совместно с индивидами микроклина слагают мелкие обособления пегматоидной структуры.

Особенно интересны структуры выщелачивания графического пегматита, широко развитые в продуктивных телах, содержащих оптический флюорит и горный хрусталь. В таких участках индивиды микроклина нацело замещаются сахаровидным агрегатом полупрозрачных пластинчатых кристаллов клевеландита. Кварц ихтиоглиптов здесь, так же как и кварц порфиоровидных выделений, частично замещен клевеландитом, частично выщелочен. В пустатах выщелачивания появляются

ся чешуйки мусковита, которые фиксируют первичную структуру измененной породы.

Развитие структур выщелачивания в отдельных пегматитовых телах, особенно в их донных частях, достигает иногда значительных масштабов, что является важнейшим признаком продуктивности пегматитов.

Полевошпатовая зона образована крупными (до 1—1,5 м) плотно соприкасающимися блоками микроклин-пертита. Установить границу между отдельными блоками трудно, поскольку полевошпатовая порода большей части пегматитовых тел подверглась интенсивной деформации и дроблению при тектонических подвижках, а также разложению в результате воздействия позднейших гидротермальных процессов.

Свежий микроклин отличается бледным розовато-желтым цветом. В участках разложения порода приобретает бурые, коричневые и красные тона, в участках развития альбитизации — белые и серые. Обычная пятнистая окраска породы обусловлена выборочным характером и различной интенсивностью проявления альбитизации соседних монокристаллов микроклина. Альбит выделяется в виде сплошных пятен или веерообразно расходящихся лучей и криволинейных полос, развиваясь по изогнутым плоскостям спайности и сферическим плоскостям отдельности, характерным для полевошпатовой породы.

Кроме микроклин-пертита и вторичного альбита — главных породообразующих минералов — для полевошпатовой зоны характерно присутствие жильбертита и мелкочешуйчатого мусковита в пропластках и примазках зеленых глин, а также появление гидроокислов марганца, зерен магнетита и гематита. В полевошпатовой зоне продуктивных пегматитов наблюдаются многочисленные прожилки темно-серого или дымчатого друзовидного кварца, вкрапленные зерна белого, серого, бледно-фиолетового и зеленого флюорита, крупные (до 1,5—2 м) пластины золотисто-черного биотита, приуроченные обычно к системе вертикальных трещин, и желваки ортита, достигающие 0,5 м в поперечнике.

Блоковая зона образована крупными кристаллами кварца и полевого шпата. Последний представлен сильно разрушенными, трещиноватыми блоками розового, желтовато-розового и белого, в случае интенсивной альбитизации, микроклина.

Количество кварцевых блоков в зоне различно. Расположены они либо беспорядочно, равномерно, либо разобщенными группами и полосами. В поперечнике кварцевые обособления имеют от нескольких сантиметров до 2—3 м. Величина блоков зависит от мощности зоны и размеров пегматитового тела. Форма блоков кварца различная, но в большинстве случаев округлая или удлиненная шестигранная. Крупные блоки представляют собой в продольном и поперечном сечениях «кристаллы» кварца нередко с грубой индукционной штриховкой на гранях. Кварцевые обособления чаще всего имеют резкие прямолинейные границы с микроклинной породой и легко из нее высвобождаются.

Сложены кварцевые блоки крупно- и гигантозернистым сетчатым кварцем светло-серого цвета. В продуктивных пегматитах наблюдаются постепенные переходы зернистого кварца к дымчатому, черному полупрозрачному кварцу.

Кроме полевых шпатов и кварца, в блоковой зоне встречаются крупные пластины биотита, скопления чешуек мусковита и жильбертита по трещинам в полевошпатовых и кварцевых блоках, пропластки зеленых глин и многочисленные прожилки друзового дымчатого кварца.

Кварцевое «ядро» в большинстве случаев определяет конфигурацию пегматитовых тел и представляет собой массивное монолитное обособление. В некоторых телах ядро состоит из нескольких крупных блоков кварца, которые сравнительно легко отделяются друг от друга. Нахождение «клиньев» полевого шпата в центральных частях ядра, а также встречаемые иногда индукционные грани на поверхности блоков подчеркивают отсутствие целостности в строении ядра.

Существенное значение имеет характер залегания кварцевого ядра: полого залегающие ядра играют роль экрана для восходящих гидротермальных растворов и способствуют формированию крупных минерализованных полостей.

«Ядро» сложено серым и молочно-белым крупнозернистым, гигантозернистым кварцем с характерной отчетливо выраженной «сетчатостью» и «полосчатостью». Среди массивного серого кварца встречаются иногда небольшие (до 5—10 см в поперечнике) занорыши с мелкими кристаллами белого, реже прозрачного кварца. На контакте кварцевого ядра с полевошпатовой зоной при наличии полости с кристаллами мориона, зернистый кварц серого цвета сменяется полупрозрачным дымчатым кварцем. Иногда блоки зернистого кварца с оторочкой дымчатого кварца в сторону полости венчаются гранями ромбоэдра или призмы. В кварце ядра продуктивных пегматитовых тел встречаются прожилки дымчатого кварца, флюорита и зоны, обогащенные чешуйками гематита.

Минерализованные полости в пегматитовых телах располагаются, как правило, на контакте полевошпатовой зоны и кварцевого ядра, часто под экраном ядра или его выступов. В ряде случаев полости находятся в полевошпатовой, блоковой и графической зонах. Встречаются как однополостные, так и многополостные пегматиты.

Большая часть гнезд содержит кристаллы дымчатого кварца и мориона. В нескольких полостях были обнаружены скопления флюорита, а в отдельных гнездах кристаллы кварца совместно с кристаллами флюорита.

В генетическом отношении гнезда с пьезооптическими минералами разделяются на три группы: 1) полости растворения и выщелачивания; 2) минерализованные трещины; 3) гнезда замещения.

Полости растворения и выщелачивания обычно находятся в полевошпатовой, блоковой, реже кварцевой зонах, а также на их контактах. Они отличаются изометрической или линзовидной формой и достигают 1,5—2 м в наибольшем измерении. У стенок гнезд, расположенных в кварцевом «ядре» и на контакте его с полевошпатовой или блоковой зоной, обычно развита оторочка дымчатого кварца. Кристаллы кварца и флюорита в полостях располагаются среди обохренной щебенки микроклина. Значительно реже кристаллы сцементированы глиной бурого и зеленого цвета. Полевошпатовая порода вблизи гнезд не несет следы интенсивной переработки.

Кристаллы кварца в полостях растворения и выщелачивания отличаются большими размерами и нередко достигают 50 см по длинной оси. Центральная часть крупных кристаллов сложена серым зернистым кварцем, краевая зона, мощностью до 10—15 см образована стекловидным дымчатым кварцем. По граням ромбоэдра в кристаллах наблюдаются зоны роста, фиксируемые тончайшими чешуйками серицита.

Кристаллы флюорита в гнездах не имеют свойственных минералу кристаллографических форм, представляя собой глыбообразные индивиды с округленными очертаниями. Флюорит окрашен в голубой, синий и фиолетовый цвет различных оттенков. Бесцветные разновидности редки.

Гнезда второй группы, представляющие собой простые и ветвистые минерализованные трещины, характерны для блоковой и графической зон, но иногда встречаются и во вмещающих гранитах. Они имеют щелевидную, реже линзовидную форму, достигают 1,5—3 м в длину, при поперечнике не более 0,2—0,5 м. Мелкие кристаллы мориона либо нарастают в виде друз на стенки трещин, либо беспорядочно располагаются в жирной, вязкой глине темно-зеленого цвета с чешуйками жильбертита.

Гнезда замещения наблюдаются только в полевошпатовой и блоковой зонах: в альбитизированном и серицитизированном разложившемся микроклине развиваются зернистые агрегаты фиолетового и зеленого флюорита, сохраняющие первичную структуру замещаемой породы. Размеры гнезд замещения невелики — не более 0,2—0,5 м в поперечнике.

*Пегматитовые тела северной части Зерендинского плутона* располагаются среди биотитовых и роговообманково-биотитовых крупнозернистых, часто порфириовидных гранитов желтовато-серого и розовато-серого цвета. Состав гранитов следующий: микроклин и микроклин-пертит (25—30%), альбит-олигоклаз и андезин (30—35%), кварц (25—30%), биотит (5—20%) и роговая обманка (до 5%). Из аксессуарных минералов характерны сфен, апатит и циркон.

В гранитах на контакте с пегматитами отмечается участковое развитие микроклинизации с параллельным уменьшением содержания кварца и биотита и обогащением породы хлоритом (до 30—40%).

Среди разнообразных по морфологии пегматитовых тел преобладают крутопадающие линзовидные и жиллообразные длиной не более 10 м.

Характерной чертой строения пегматитовых тел северных районов является резко неравномерное развитие отдельных зон. Так, во многих телах преобладает графическая зона или центральное кварцевое ядро. Несмотря на то, что полевошпатовая зона присутствует почти во всех пегматитах, она составляет обычно незначительную часть объема пегматитового тела и нередко с глубиной выклинивается.

Внешнюю зону большей части пегматитовых тел образует светлый мелкозернистый гранит, характеризующийся широким колебанием содержания главных породообразующих минералов: кварца от 5 до 60%, микроклина и плагиоклаза от 5 до 95%. В граните присутствуют чешуйки хлоритизированного биотита, зернистые агрегаты и прожилки эпидота совместно с кристаллами сфена и апатита.

Следует отметить, что в некоторых телах мелкозернистый гранит располагается между графической и полевошпатовой зонами в виде прерывистых лент и небольших участков. Наблюдались также случаи перехода по простиранию зоны гранита в графический пегматит.

Зона гранит-пегматита весьма характерна для данных пегматитовых тел. Мощность этой зоны сильно колеблется: в среднем она равна 5 см, в редких случаях достигает 15—20 см.

Гранит-пегматит — своеобразная порода, структура которой имеет сходство и с гранитом, и с графическим пегматитом. Обычно участки зернистого строения в этой породе перемежаются с участками графической структуры. Полевой шпат гранит-пегматита представлен широкотаблитчатыми индивидами микроклина и лейстовидными кристаллами плагиоклаза. Кварцевые вроски имеют как изометричную форму, так и типичную графическую.

Гранит-пегматит местами обогащен биотитом, который присутствует и в виде чешуек (характерных для гранита), и в виде узких тонких пластинок длиной до 4 см (характерных для графического пегматита).

Зона графического пегматита является одной из наиболее развитых зон. Средняя мощность ее 0,8—1 м, максимальная — 3 м. В пределах одного тела мощность зоны обычно выдержана.

Графический пегматит характеризуется монотонной микро- и тонкографической структурой и окрашен в бледно-розовый цвет. Монотонность структуры породы лишь изредка нарушается скоплениями зерен и стяжений кварца и мелкими кварц-полевошпатовыми обособлениями.

Главными минералами породы являются полевой шпат (микроклин и плагиоклаз в различных соотношениях) и кварц, образующий ихтиоглипты. Полевой шпат присутствует в виде призматических и широкотаблитчатых индивидов, размер которых колеблется от 2—3 до 5—6 мм, редко 15 см. Ихтиоглипты кварца в графическом пегматите настолько малы, что в образцах едва различаются невооруженным глазом. Обычно они располагаются беспорядочно, но иногда отмечается струйчатый, веерный рисунок. При изучении шлифов установлено, что ихтиоглипты имеют чрезвычайно разнообразную и сложную футлярообразную, перистую форму. Нередко они сливаются, образуя причудливые ленты, цепи и гирлянды, развивающиеся вдоль стыков кристаллов полевого шпата. В теле кварцевых вростков присутствуют реликты полевого шпата. Очень редко в породе отмечаются плохо образованные метакристаллы светло-серого кварца размером не более 1—2 см.

Повсеместно в графическом пегматите содержатся узкие пластинки биотита, расположенные беспорядочно, либо приуроченные к микротрещинам. Длина отдельных пластинок слюды 10—12 см. Зернистые агрегаты эпидота, розеточки хлорита и кристаллы сфена наблюдаются в породе в виде скоплений и прожилков мощностью не более 0,5 см. Обычны также прожилки светло-серого зернистого кварца.

Полевошпатовая зона присутствует в большей части пегматитовых тел, однако нередко выклинивается по простиранию. В ряде тел она представляет собой маломощную (не более 3—5 см) оторочку, сложенную свободными от ихтиоглиптов краевыми частями монокристаллов полевого шпата графического пегматита.

Полевошпатовая порода отличается разнообразием окраски (белая, серая, голубоватая, сизая и розовая) и структур. Наиболее характерна блоковая, грубокристаллическая и зернистая структуры.

Порода блокового сложения наиболее распространена. Выделить отдельные индивиды в ней часто невозможно из-за расплывчатых ограничений изометричных блоков и интенсивной трещиноватости породы. Блоки-монокристаллы небольшие (3—5 см в поперечнике).

Полевошпатовая порода грубокристаллической структуры представляет собой шестоватый агрегат длиннопризматических, брусчатых кристаллов полевого шпата. Кристаллы плотно соприкасаются друг с другом и ориентированы в вертикальных, либо наклонных плоскостях. На гранях кристаллов наблюдается грубая индукционная штриховка. Кристаллы имеют в среднем 10—15 см в длину и 3—4 см в поперечнике. На контакте полевошпатовой зоны с кварцевым ядром отмечаются прекрасные образованные призматические кристаллы микроклина, иногда в друзовом срастании. Эти кристаллы обращены головками в сторону кварцевого ядра и легко отделяются от кварца.

Зернистая полевошпатовая порода развита в виде небольших участков среди породы блоковой структуры. Она имеет перистое строение бла-

годаря характерному расположению мелких (до 1 см в длину) лейсто-видных кристаллов полевого шпата.

В полевошпатовой зоне часто встречаются кварцевые выделения неправильной, клиновидной, пластинчатой формы. Они приурочены к плоскостям нарушения сплошности породы или находятся в стыках блоков полевого шпата.

В полевошпатовой породе присутствуют прожилки, зернистые скопления, шестоватые агрегаты эпидота и чешуйчатые агрегаты хлорита. Скопления эпидота и хлорита достигают 10 см в поперечнике.

Блочная зона развита только в единичных пегматитах. Полевошпатовая порода данной зоны идентична таковой в полевошпатовой зоне. Изометричные, реже неправильные по форме кварцевые блоки сложены серым зернистым кварцем, имеющим на отдельных участках сетчатое строение.

Кварцевое ядро в большей части пегматитовых тел составляет 50—80% объема. Конфигурация кварцевых ядер разнообразна: встречаются изометрические, линзовидные, сложные по форме обособления. В некоторых телах наблюдается несколько ядер.

Кварц ядра однообразный — крупно- и среднезернистый светло-серого и голубоватого цвета. Очень редко отмечается гигантозернистый кварц с индукционными гранями. Характерна сетчатость кварца. В ряде тел в кварцевом ядре присутствуют включения полевого шпата пластинчатой формы.

Кварцевые ядра претерпели деформацию наравне с остальными зонами пегматитовых тел, что проявилось в интенсивном катаклазе кварца и развитии трещин, часть из которых выполнена зернистыми агрегатами эпидота в ассоциации с чешуйчатым хлоритом, мелкими зернами ортита и пластинками биотита.

Краткая сравнительная характеристика хрусталеносных пегматитов южной части массива и непродуктивных пегматитов северных полей приведена в табл. 1.

Таблица 1

	Южная часть массива	Северная часть массива
Положение пегматитов в массиве	Находятся в сравнительно маломощной (менее 5 км) части плутона	Находятся в части плутона, мощность которой достигает 15 км
Глубина эрозионного среза на участках концентрации пегматитовых тел	Сравнительно небольшая	Незначительная
Вещающие породы	Лейкократовые крупнозернистые и среднезернистые существенно микроклиновые граниты	Биотитовые и роговообманково-биотитовые крупнозернистые, порфиroidные, часто загрязненные микроклин-плагиоклазовые граниты

Продолжение табл. 1

	Южная часть массива	Северная часть массива
Деформация вмещающих гранитов, катаклаз минералов	Отсутствуют	Интенсивно проявлены
Преобладающий морфологический тип пегматитовых тел	Изометричные, линзовидные	Линзовидные, жилообразные
Зональность пегматитовых тел	Образованы аплитовидной, графической, полевошпатовой, блоковой зонами и кварцевым ядром	Образованы зонами мелкозернистого гранита, гранит-пегматита, графической, полевошпатовой и кварцевой
Степень дифференциации тел	Хорошо развиты полевошпатовая зона и кварцевое ядро. Мощность графической зоны иногда возрастает в нижних участках тел	Кварцевое ядро резко превалирует над остальными зонами. Полевошпатовая зона развиты слабо, часто выклинивается в донной части
Главные породообразующие минералы пегматитов. Размеры индивидов	Микроклин (микроклинпертит) и кварц. Размеры индивидов полевого шпата колеблются от 0,1 до 1 м	Микроклин (микроклинпертит), плагиоклаз и кварц. Размеры кристаллов полевого шпата колеблются от 0,1 мм до 10—15 см
Особенности строения графической зоны	Графический пегматит отличается разнообразными структурами: микрографической, тонкографической, крупнографической, струйчатой, венчиковой, радиально-лучистой, дендритовидной и метакристаллической. Кварц ихтиоглиптов темно-серый, дымчатый, черный	Зона сложена монотонным микрографическим пегматитом. Кварц ихтиоглиптов светло-серый, катаклазированный. Ихтиоглипты сложной формы, образуют цепи, гирлянды.
Особенности строения полевошпатовой зоны	Образована гигантскими блоками розового в различной степени альбитизированного микроклина (микроклинпертита). Порода трещиноватая, характерна скорлуповатая отдельность	Сложена небольшими блоками, либо призматическими кристаллами светло-серого, голубоватого и розового полевого шпата (микроклина и плагиоклаза). Порода раздроблена на тонкие плиточки
Особенности строения кварцевого ядра	Кварц ядра молочно-белый, крупнозернистый, гигантокристаллический, обычно сетчатый, местами дымчатый, полупрозрачный	Кварц ядра светло-серый, голубоватый, среднекрупнозернистый, иногда сетчатый

Продолжение табл. 1

	Южная часть массива	Северная часть массива
Характер гидротермальных процессов	Наиболее ярко проявлены процессы альбитизации, гидролиза и серицитизации полевых шпатов. В графическом пегматите и граните микроклин замещается клевеландитом, интенсивно выщелачивается кварц, порода обогащается слюдой. В кварце ядра образуются участки дымчатого и черного кварца. Повсеместно встречаются прожилки друзовидного дымчатого кварца	Интенсивно проявлен процесс эпидотизации и хлоритизации пегматита и вмещающих гранитов. На ряде тел устанавливается сульфидная минерализация (скопления пирита), встречаются редкие чешуйки молибдена. Отсутствуют следы выщелачивания пород
Наличие полостей с кристаллами кварца и флюорита	Присутствуют	Нет

Различия в деталях строения, составе и характере минерализации двух рассмотренных групп пегматитовых тел обусловлены, очевидно, различием конкретных геологических условий их формирования.

Характер пегматитов зависит, в первую очередь, от особенностей состава вмещающих их гранитов. Действительно, контаминированные биотитовые и роговообманко-биотитовые граниты северной части массива характеризуются более основным составом по сравнению с лейкократовыми гранитами южной части, что вызвано присутствием в них значительного количества фемических минералов и плагиоклазов. Биотитовые и роговообманко-биотитовые граниты (табл. 2) отличаются повышенным содержанием  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$  и  $CaO$ . В то же время в лейкократовых, существенно микроклин-пертитовых гранитах больше  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Химический состав гранитов отражается на составе пегматитов, что видно из приведенных в табл. 2 химических анализов графического пегматита краевых зон тел южной и северной групп. Особую роль играет повышенная щелочность лейкократовых гранитов и пород пегматитов: щелочи безусловно благоприятствовали образованию минерализованных полостей в пегматитовых телах.

Таблица 2

Окислы	В е с . %			
	Среднезернистый лейкократовый гранит	Крупнозернистый порфиоровидный биотитовый гранит	Графический пегматит (южная группа тел)	Графический пегматит (северная группа тел)
$SiO_2$	77,43	63,29	75,04	76,38
$TiO_2$	0,13	1,00	0,06	0,19
$Al_2O_3$	12,41	15,86	13,28	13,47
$Fe_2O_3$	0,45	3,06	0,40	0,20

Продолжение табл. 2

Окислы	В е с. %			
	Среднезернистый лейкократовый гранит	Крупнозернистый порфирированный биотитовый гранит	Графический пегматит (южная группа тел)	Графический пегматит (северная группа тел)
FeO	0,44	2,69	0,44	0,80
MnO	Следы	0,08	Следы	Следы
MgO	0,65	2,91		0,64
CaO	0,64	4,68	0,54	1,62
Na <sub>2</sub> O	5,63	4,94	4,02	4,56
K <sub>2</sub> O	2,00	1,20	6,13	2,00
+H <sub>2</sub> O	0,22	0,17	0,09	0,14
Сумма	100	99,88	100	100
Объемный вес	2,34	2,54	2,37	2,55

Примечание. Химические анализы выполнены в химической лаборатории Центральной экспедиции ВСЕГЕИ аналитиком В. К. Коноплевым.

На формирование различных групп пегматитов известное влияние оказало, по-видимому, и их различное геологическое положение в теле плутона.

Согласно данным Д. Н. Казанли [1, 3], основанным на результатах измерений магнитного и гравитационного полей Зерендинского массива, последний имеет форму гарполита. Центр самого плутона находится

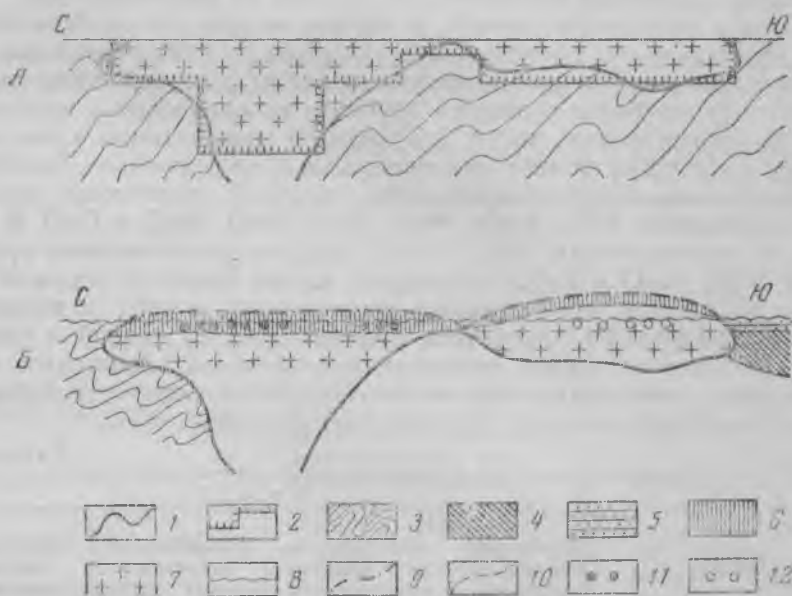


Рис. 2. Предполагаемое строение (А) (по Д. И. Казанли) и схематический разрез (Б) Зерендинского массива

1 — наблюдаемая кривая силы тяжести; 2 — теоретическая модель; 3 — породы докембрия; 4 — породы кембрия и ордовика; 5 — средне-верхнедевонские отложения; 6 — биотитовые и роговообманко-биотитовые крупнозернистые порфирированные граниты; 7 — лейкократовые крупно- и среднезернистые граниты; 8 — эрозийный срез; 9 — гипотетическая поверхность кровли плутона; 10 — граница между биотитовыми и лейкократовыми гранитами; 11 — пегматиты северной части массива; 12 — хрусталеносные (флюоритеносные) пегматиты южной части массива

в северной части на продолжении его широтной ветви, где предполагается существование «по крайней мере одного подводящего канала». Здесь массив имеет значительную мощность — до 15 км. Южная его часть обладает сравнительно небольшой мощностью — менее 5 км (рис. 2, А).

На основе схемы Д. Н. Казанли, учитывая современное положение эрозионной поверхности, мы попытались воссоздать схематический разрез Зерендинского массива по меридиональному профилю. На рис. 2, Б выделены основные разности вмещающих гранитов и участки концентрации пегматитовых тел.

Следует отметить, что в силу незначительного колебания абсолютных отметок местности (350—700 м), современная эрозионная поверхность практически представляет собой горизонтальную плоскость. Это позволяет определять сравнительную глубину эрозионного среза плутона в разных его частях на основе конкретной геологической обстановки. Поскольку на юге массива обнажаются лейкократовые граниты, не несущие следов контаминации и гибридизма, естественно предполагать большую величину эрозионного среза именно в южной части плутона. Следовательно, хрусталеносные пегматиты, локализованные в лейкократовых гранитах, формировались на большей глубине от поверхности плутона, чем северные пегматитовые тела, в той части, которая отличается сравнительно небольшой мощностью и имеет в грубом приближении линзовидную форму. Пегматитовые тела северной части массива формировались в эндоконтактной зоне, где значительную роль играли явления контаминации и гибридизма, в непосредственной близости от поверхности массива, в той его части, которая имеет значительную мощность и где находились подводящие магму каналы

#### ЛИТЕРАТУРА

1. К а з а н л и Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изд-во АН КазССР, серия геол., вып. 20, 1955.
2. К о м л е в Л. В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. Мат-лы Межд. геол. конгресса, XXI сессия, пр обл. 3, 1960.
3. П р и н ц и п ы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. Госгеолтехиздат, 1960.

А. Г. МАЛЫШЕВ

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНОДИОРИТОВЫХ ДАЙКООБРАЗНЫХ ТЕЛ АКЖАЙЛЯУСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И ИХ РОЛЬ В СТАНОВЛЕНИИ ПЕГМАТИТОВ

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНОДИОРИТОВЫХ ДАЙКООБРАЗНЫХ ТЕЛ

Акжайляуский гранитный массив (Восточный Казахстан), прорывающий эффузивно-осадочную толщу нижнего и среднего карбона, сложен многочисленными разностями гранитоидов. Все интрузивные породы можно разделить на три основные группы, отличающиеся по составу, структуре и возрастному положению.

Большая часть массива (рис. 1) состоит из крупно- и среднезернистых биотитовых гранитов, часто переходящих в гранодиориты и граносениты (первая интрузивная фаза). Переходы между отдельными разностями гранитоидов постепенные.

Среди гранитоидов отмечаются мелкие ксенолиты интенсивно измененных порфиритов и песчаников. В тех местах, где количество ксенолитов увеличивается, состав гранитоидов приближается к гранодиоритовому, а структура их становится неравномернозернистой. В них наблюдаются обособления (1—2 см в поперечнике), представляющие собой мелкозернистые агрегаты, состоящие из зерен плагиоклазов, биотита и кварца; появляется роговая обманка и увеличивается количество сфена. Гранитоиды с повышенным содержанием темноцветных и не полностью переработанными ксенолитами пород кровли образовались в результате ассимиляции вмещающих пород.

В южной половине массива описанные выше гранитоиды прорваны дугообразным телом лейкократовых средне- и равномернозернистых или порфировидных гранитов (вторая интрузивная фаза). Оно прослеживается почти на 30 км, при мощности 1,5—2 км, образуя в рельефе четко выраженный хребет Шубарайтал. Вогнутая сторона дугообразного тела обращена к северу, контакты его имеют падение на север от 40 до 60°. Лейкократовые граниты отличаются от гранитоидов первой фазы более высоким содержанием кремнезема и щелочей, более светлой розовато-серой окраской, крупноглыбовой отдельностью и значительно большей устойчивостью к процессам разрушения.

В северной половине массива на значительной площади обнажены мелкозернистые граниты третьей интрузивной фазы.

Гранитоиды первой фазы вдоль северного контакта с лейкократовыми гранитами содержат останцы вмещающих пород, инъецированные многочисленными гранитными апофизами, нередко вдоль слоистости, и протяженные дайки гранитов, гранит-порфиров и аплитов, часть из которых параллельна дугообразному телу лейкократовых гранитов.

В лейкократовых гранитах также встречаются многочисленные ксенолиты глубоко метаморфизованных порфиров и песчаников, превращенных в мелкозернистые порфиридные породы кварц-диоритового состава. Наблюдения показали, что чем дальше от контакта лейкократовых гранитов с гранитоидами первой фазы и породами кровли расположены ксенолиты, тем сильнее они переботаны, тем большей мощности окружающие их гранодиоритовые оторочки.

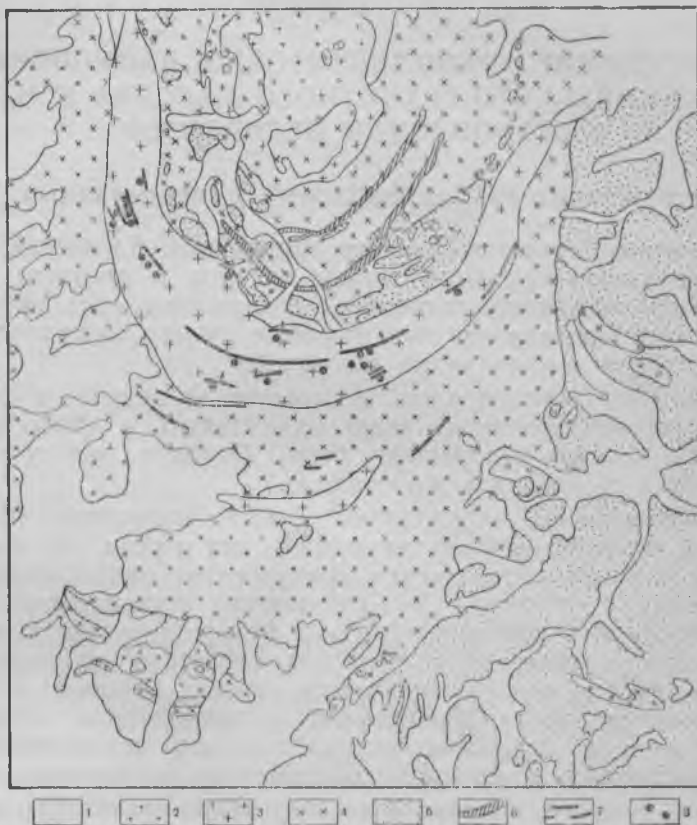


Рис. 1. Схема размещения пегматитов около гранодиоритовых тел в пределах развития лейкократовых гранитов южной половины Акжайляуского гранитного массива

1 — рыхлые отложения; 2 — мелкозернистые граниты (третья фаза); 3 — лейкократовые граниты (вторая фаза); 4 — биотитовые граниты, гранодиориты, граносиениты (первая фаза); 5 — эффузивно-осадочные породы нижнего и среднего карбона; 6 — дайки гранитов и гранит-порфиров; 7 — дайкообразные гранодиоритовые тела и ксенолиты пород кровли; 8 — пегматитовые тела

В центральных частях дугообразного тела и на южных склонах хребта встречаются только дайкообразные гранодиоритовые тела, которые рассматриваются нами как результат выжимания магматического расплава, образовавшегося при переработке ксенолитов.

Ксенолиты и гранодиоритовые тела достигают в длину от первых десятков до первых сотен метров, при мощности от 1—2 до 10—15 м. В основном они параллельны контактам дугообразного тела лейкократовых гранитов и имеют примерно такое же падение, как останцы пород кровли, расположенные среди биотитовых гранитоидов первой

фазы. Контакты гранодиоритов с лейкократовыми гранитами, как резкие, так и постепенные, прямолинейны и зигзагообразны.

Ксенолиты, окруженные гранодиоритовой оболочкой, представляют собой мелкозернистую породу темно-серого цвета с большим содержанием биотита и роговой обманки. Микроклин встречается в виде единичных зерен, кварца мало. Порфириовидные вкрапленники представлены плагиоклазом. По составу порода близка к кварцевым диоритам. Переходы между кварцевыми диоритами ксенолитов и окружающими их гранодиоритами постепенные, но хорошо заметны. Ксенолиты разбиты часто расположенными трещинами отдельности, что не характерно для гранодиоритовых оболочек, зон или дайкообразных тел.

Гранодиориты, слагающие дайкообразные тела и развивающиеся на контакте ксенолитов с лейкократовыми гранитами, представляют собой средне- и неравномернозернистую породу, состоящую из плагиоклазов, микроклина, кварца, биотита, роговой обманки; акцессорные — сфер и апатит. В качестве вкрапленников присутствуют плагиоклазы, часто зональные, серицитизированные в центральных частях. Размеры вкрапленников в среднем 5—6 мм, а размеры зерен в основной массе 0,4—2 мм.

Характерным для породы является неравномерное содержание составляющих компонентов в различных участках. Нередко заметна ориентировка зерен породы вдоль контакта с лейкократовыми гранитами.

В дайкообразных гранодиоритовых телах обнаружены обломки вмещающих их лейкократовых гранитов и аплитов (рис. 2). Обломки довольно остроугольной формы, иногда достигают в поперечнике нескольких десятков сантиметров.

Анализ полевых наблюдений, микроскопических исследований и литературных данных позволяет сделать следующие выводы:

1. В южной половине Акжайляуского гранитного массива вскрыта его апикальная часть, что подтверждается наличием останцов метаморфизованных песчаников, порфиритов, сланцев карбона и насыщенностью гранитоидов ксенолитами этих пород.

2. В эндоконтактной зоне гранитного массива происходили интенсивные процессы ассимиляции с образованием контаминированных гранодиоритов и граносиенитов. В зависимости от глубины эрозии на различных участках массива наблюдаются те или другие из многочисленных разновидностей гранитоидов с той или иной степенью контаминированности.

3. При внедрении магмы гранитоидов по дугообразному разлому, по-видимому, имела место послойная инъекция ее в эффузивно-осадочные толщи карбона с отторжением крупных глыб этих пород.

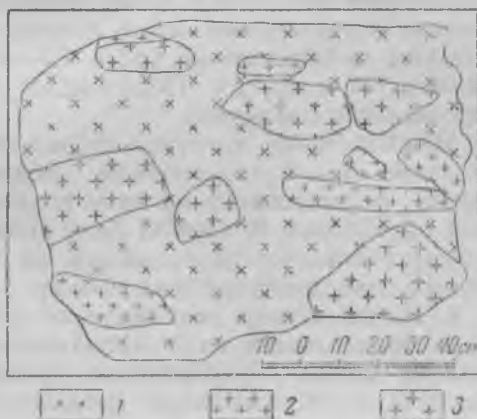


Рис. 2. Зарисовка участка дайкообразного гранодиоритового тела с обломками аплитов и лейкократовых гранитов  
1 — гранодиориты; 2 — аплиты; 3 — лейкократовые граниты

В эрозионном срезе в гранитах дугообразного тела наблюдаются отдельные ксенолиты, вытянутые параллельно телу лейкократовых гранитов.

Ассимиляция вмещающих пород при внедрении лейкократовых гранитов была значительно слабее, чем при внедрении гранитоидов первой фазы; очевидно, это связано с различием объема магматических бассейнов и с условиями их формирования.

Гранитоиды первой фазы занимают площадь  $15 \times 30$  км; форма сложенного ими тела в плане неправильная овальная. Лейкократовые граниты представляют собой дугообразное тело длиной около 30 км и истинной мощностью не более 1,5—2 км. Продолжительность формирования тех и других гранитоидов и влияние их на вмещающие породы были различны.

Межпластовые интрузии второй фазы контаминированы очень слабо (даже при благоприятном литологическом составе вмещающих пород), формирование их происходило в более спокойной тектонической обстановке. В первую фазу внедрения магмы происходили интенсивные тектонические подвижки, на что указывает наличие многочисленных отторженцев пород кровли.

4. Интенсивность расплавления ксенолитов пород кровли зависела от местоположения их в магматическом бассейне: во время кристаллизации магмы лейкократовых гранитов она была меньше вблизи контакта (с образованием гранодиоритовых оторочек около частично затронутых переплавлением ксенолитов) и больше, вплоть до полного расплавления пород, в центральных частях.

И. И. Толмачев [11] отмечает, что даже на расстоянии 30—40 м (в направлении от контакта к центральной части массива) хорошо заметна разница в интенсивности переплавления ксенолитов.

5. Наличие обломков лейкократовых гранитов в дайкообразных гранодиоритовых телах, прямолинейные апофизы, отходящие от очагов расплавления ксенолитов, структуры течения в подобных телах (рис. 3) указывают на подвижность гранодиоритового расплава.

Высказывания о возможности перемещения расплавов гибридного происхождения отмечались многими исследователями. Так, А. П. Никольский [10] на основе проведенного минералого-петрографического анализа пород многочисленных разнообразных даек, развитых в районе Калбы, и вмещающих гранитоиды пород кровли пришел к выводу, что погруженные в магматический бассейн блоки вмещающих пород были расплавлены, их состав в той или иной степени был изменен, а затем этот расплав был выжат в консолидировавшиеся участки батолита, где он и раскристаллизовался в приоткрытых трещинах и ослабленных зонах.

Х. М. Абдуллаев (по данным Е. М. Мезенцевой) приводит вполне обоснованные примеры образования жильных пород из контаминированной магмы в еще не остывших частях интрузивных массивов. «Внедрение этой магмы, — отмечает Х. М. Абдуллаев, — было обусловлено появлением в апикальной части интрузива ослабленных зон» [1].

В приводимых нами примерах непосредственно на обнажениях можно наблюдать отходящие от места расплавления ксенолитов дайкообразные тела с включенными в них обломками лейкократовых гранитов (см. рис. 3), при этом перемещение расплава было незначительным.

Подвергшиеся расплавлению ксенолиты часто представлены гранитоидами первой фазы.

Х. М. Абдуллаев [1], Т. М. Дембо [2], Е. И. Доломанова [4], Д. С. Коржинский [7], В. С. Коптев-Дворников и О. С. Полквой [5, 6] и др. считают, что основное значение при процессах переплавления инородных тел имеют летучие компоненты, понижающие температуру плавления силикатов, и допускают возможность концентрации большого количества их около ксенолитов. «Ясная приуроченность, — отмечает

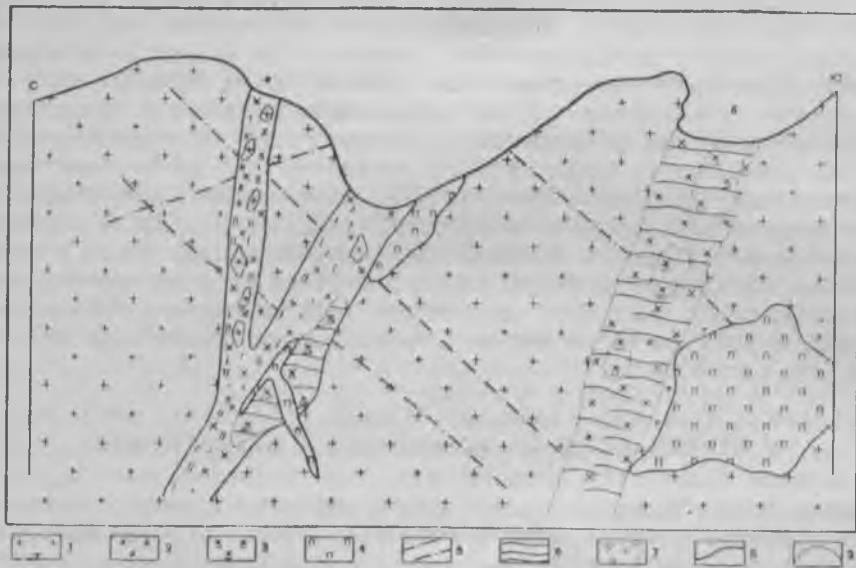


Рис. 3. Схема взаимоотношений пегматитов и дайкообразных гранодиоритовых тел и переплавленных ксенолитов

1 — лейкократовые граниты; 2 — гибридные гранодиориты; 3 — гибридные кварцевые диориты; 4 — пегматитовые тела; 5 — трещины, развитые в лейкократовых гранитах; 6 — горизонтальные трещины отдельности; 7 — направление структуры течения; 8 — резкие контакты; 9 — постепенные контакты

Т. М. Дембо, — анатектических явлений (диоритизации или габброизации) к разрывам сплошности пород (и ксенолитов) указывает на то, что причиной перехода материала этих пород, в первую очередь плагиоклазов, в жидкую фазу не могло быть простое повышение температуры. Главной причиной этого перехода были, по-видимому, выделяющиеся из магмы и устремляющиеся по путям наименьшего сопротивления летучие компоненты» [2].

По данным В. А. Николаева [9], отделение газовых растворов из магмы происходит, по существу, с момента начала кристаллизации ее, но эти растворы, по-видимому, находятся в рассеянном состоянии, концентрируясь только в ксенолитах или непосредственно около контакта с вмещающими породами, где имеются полости и трещиноватые зоны, в которые и устремляются газообразные продукты.

Основываясь на вышеприведенных фактах и положениях, можно представить в грубых чертах механизм формирования дайкообразных гранодиоритовых тел следующим образом. После образования интрузивных пород первой фазы произошло внедрение более кислой магмы второй интрузивной фазы по дугообразному разлому, элементы залегания которого отчасти совпадали со слоистостью пород осадочно-эффузивного комплекса карбона.

Внедрение в породы карбона было послойным, в виде пластообразных и языкообразных апофиз с утолщением книзу. Захваченные блоки вмещающих пород в той или иной степени расплавились. Процессу расплавления способствовала не только высокая температура магмы, но и наличие привнесенных летучих, количество которых в пределах ксенолитов оказалось больше, чем в таком же объеме магмы.

Присутствие летучих в пределах ксенолитов обусловило понижение температуры кристаллизации вновь полученного расплава, в то время как в апикальной части формирующегося массива магма уже раскристаллизовалась и образовались граниты. Среди них в отдельных участках (на месте переплавленных блоков пород кровли) сохранились очаги с инородным, но еще подвижным расплавом гранодиоритового состава. При перемещении расплава по трещинам многие обломки вмещающих гранитов были захвачены и законсервированы, темноцветные минералы или остатки ксенолитов ориентированы вдоль направления движения. В тех случаях, когда расплав заполнял примыкающие трещины, образовывались геологические тела, которые мы называем дайками (см. рис. 3, а). В случаях же раскристаллизации гранодиоритового расплава на месте переработанных блоков вмещающих пород эти тела следует называть переплавленными ксенолитами (см. рис. 3, б).

#### **ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНОДИОРИТОВЫХ ДАЙКООБРАЗНЫХ ТЕЛ И ПЕРЕПЛАВЛЕННЫХ КСЕНОЛИТОВ С ПЕГМАТИТАМИ**

Основное количество пегматитовых тел сосредоточено в полосе развития останцов пород кровли, вдоль северного контакта лейкократовых гранитов и среди лейкократовых гранитов дугообразного тела.

Размещение пегматитов, находящихся в лейкократовых гранитах, подчинено определенным закономерностям: пегматитовые тела локализуются около лежачего бока переплавленных ксенолитов и дайкообразных гранодиоритовых тел. Расстояние между ними от 10 до 50—100 м (см. рис. 1), ориентировка в большинстве случаев совпадает с направлением контакта лежачего бока дайкообразных тел. Некоторые пегматитовые тела контактируют непосредственно с гибридными гранодиоритами. В таких случаях гранодиориты подвергаются дополнительной переработке, выражающейся в интенсивной микроклинизации, в развитии светлых слюдок, а иногда и в перекристаллизации. Иногда пегматитовые тела, располагаясь в лейкократовых гранитах около гранодиоритовых тел, контактируют с последними только своими апофизами.

Исключительно редки случаи пересечения пегматитами гранодиоритовых тел или гранодиоритовых оторочек (см. рис. 3). Как правило, такие пегматиты представляют собой маломощные прожилки, быстро выклинивающиеся в гранодиоритах. Повсеместно зафиксировано частое пересечение пегматитами неполностью переплавленных ксенолитов, причем пегматитовые жилы при входе в гранодиоритовые обломки из ксенолитов быстро затухают или, изгибаясь, располагаются вдоль их контактов. Как исключение встречаются пегматиты, приуроченные к «торцовой» части дайкообразных гранодиоритовых тел с тупым выклиниванием.

Отмечено, что кварцевые тела округлой, линзообразной и сложной формы с редкими выделениями полевого шпата также, находясь в гранитах, локализуются около гранодиоритовых тел.

В лейкократовых гранитах зарегистрировано небольшое количество пегматитовых тел, подчиненных иному структурному контролю

Кроме того, С. Д. Дмитриевым [3] отмечено сонахождение некоторых пегматитов с небольшими телами мелкозернистых гранитов, которые, по его представлению, являлись экраном для газовых растворов.

Установленная закономерность концентрации пегматитовых тел около переплавленных ксенолитов пород кровли и гранитоидов первой фазы свидетельствует об экранизации пегматитовых расплаво-растворов этими геологическими телами, что подтверждается многочисленными примерами взаимоотношений пегматитов и гранодиоритовых тел.

Концентрация пегматитовых расплаво-растворов в описываемом случае происходила в основном в момент образования контракционных трещин, т. е. когда гранодиоритовый расплав еще полностью не раскристаллизовался.

Ввиду того, что в местах нахождения гранодиоритового расплава имела пластичная среда, контракционные трещины развивались только в лейкократовых гранитах, прерываясь на контакте, поэтому летучие компоненты, заполнив полости трещин в гранитах были экранированы гранодиоритовым расплавом.

Таким образом, закономерное размещение пегматитовых тел в лейкократовых гранитах около переплавленных ксенолитов объясняется как наличием своеобразных структур в эндоконтактной части дугообразного тела, образовавшихся в момент формирования, так и экранизацией гибридными гранодиоритами пегматитовых расплаво-растворов.

Установленная закономерность пространственного сонахождения гранодиоритовых тел и пегматитов является новым поисковым критерием для пегматитов Акжайляуского гранитного массива. Этот критерий может быть принят во внимание при поисках хрусталеносных пегматитов на территории других гранитных массивов в случае их аналогичного геологического строения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Изд. 2. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. «Советская геология», № 51, 1956.
3. Дмитриев С. Д. Некоторые данные о геологическом строении и формировании пегматитов с пьезооптическими минералами массива гранитоидов Акжайляу. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 20, 1959.
4. Доломанова Е. И. К вопросу об ассимиляции и гранитизации песчанико-сланцевых пород гранитными интрузиями гипабиссального типа. «Советская геология», № 51, 1956.
5. Коптев-Дворников В. С. и Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы. «Советская геология», № 51, 1956.
6. Коптев-Дворников В. С., Григорьев Н. Ф., Доломанова Е. И. и др. Гранитные формации малых глубин. Докл. сов. геологов на Межд. геол. конгрессе, XXI сессия. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
8. Лучицкий В. И. Ассимиляция и гибридизация на территории Украинского кристаллического массива. Тр. ИГН, вып. 107, петрограф. серия (31), 1950.
9. Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов в этапах глубинного магматического процесса. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
10. Никольский А. П. О магме малых интрузий Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
11. Толмачев П. И. Влияние температуры на ассимиляцию ксенолитов вмещающих пород гранитной магмой. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 24, 1956.

В. С. ПОЛЫКОВСКИЙ

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ЖИЛ МАЙДАНТАЛЬСКОГО БАТОЛИТА**

В верховьях р. Пскем (Западный Тянь-Шань) выявлен редко встречающийся тип хрусталеносных образований — кварц-полевошпатовые жилы, приуроченные к гранитам Майдантальского батолита, который прорывает мощную толщу пород нижнего и среднего палеозоя в ядре крупной антиклинальной структуры и имеет поздневарисский (предверхнепермский) возраст.

Светло-розовые биотитовые и роговообманково-биотитовые крупнозернистые и порфиroidные граниты по своему химическому составу (табл. 1) относятся к средним нормальным гранитам (по Дэли), пере-сыщенным кремнеземом ( $Q=44,96$ ). Отмечается умеренное обогащение гранитов щелочами ( $a:c=6,5$ ), резко заниженное содержание глинозема ( $a=4,66$ ) и несколько повышенное содержание магнезии ( $m=44,2$ ). Главными минералами гранитов являются калиевые полевые шпаты (микроклин, реже ортоклаз), плагиоклазы (альбит-слигоклаз), кварц, биотит, изредка роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, цирконом, турмалином, флюоритом и сфеном.

Таблица 1

Химический состав гранита

Компоненты	Вес. %	Молекулярное количество
SiO <sub>2</sub>	73,32	1204
TiO <sub>2</sub>	0,54	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,32	140
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	3
FeO	1,10	15
MnO	0,06	1
MgO	0,75	19
CaO	1,80	32
Na <sub>2</sub> O	4,00	65
K <sub>2</sub> O	4,00	42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	1
H <sub>2</sub> O	0,12	8
П.п.п.	0,52	—
Сумма	101,11	1537

Продолжение табл. 1

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>S</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>
14,25	2,86	2,19	80,7	51,2	44,2	4,66	60,7	44,96

Примечания: 1. Уд. вес — 2,71, пористость — 6,65, объемный вес — 2,53.

2. Анализ выполнен в ГУРЦ В. А. Кленовой, определение объемного веса — в МГРИ А. Б. Морозовой.

В описываемом районе кварц-полевошпатовые жилы установлены только в связи с вышеуказанными гранитами. Их распространение контролируется зонами тектонических нарушений. Одной из таких зон является Главный разлом, прослеженный в меридиональном направлении на 500 м, при средней мощности 20—50 м. Разлом обладает крутым падением к северо-востоку под углом 80°.

Большая часть жил имеет своеобразную четковидную форму, обусловленную их многополостным строением. В отдельных случаях наблюдались характерные штокверкообразные тела, достигающие 40—50 м в длину, при суммарной мощности 10—15 м (участок Медвежий).

Одиночным жильным телам свойственна изометрическая, лепешкообразная и дископодобная формы. Длина таких жил не превышает 10—15 м, а мощность 1—5 м (рис. 1). Контакты жил с вмещающими гранитами резкие.

Для жил характерно зональное строение. По периферии расположена полевошпатовая оторочка (10—20 см). Основная часть жильных тел сложена кварцем последовательно сменяющихся структур (мелкозернистая, среднекристаллическая, шестоватая). В раздувах жил находятся хрусталеносные погребя, размеры которых колеблются от 0,5 до 5,0 м<sup>3</sup>.

На контакте кварц-полевошпатовых жил и гранитов присутствуют измененные породы, мощность которых в значительной степени зависит от мощности жильных тел. В направлении от неизменного порфировидного гранита к жиле количество кварца в породе постепенно уменьшается, темноцветные минералы и полевые шпаты подвергаются разложению, выщелачиванию и замещению мусковитом, серицитом и хлоритом.

Исследования вмещающих пород по методике А. Е. Карякина [6] и П. П. Токмакова [11] позволили проследить изменения в химическом составе гранитов, вмещающих кварц-полевошпатовые жилы. Расчеты показывают [9], что при гидротермальном метаморфизме из гранитов приконтрактной зоны с кварц-полевошпатовыми жилами количество вынесенного кремнезема достигало 395 кг/м<sup>3</sup>, СаО — 29 кг/м<sup>3</sup>, MgO — 17 кг/м<sup>3</sup>, Na<sub>2</sub>O — 90 кг/м<sup>3</sup>. С другой стороны, наблюдался некоторый привнос K<sub>2</sub>O (до 25 кг/м<sup>3</sup>) и воды.

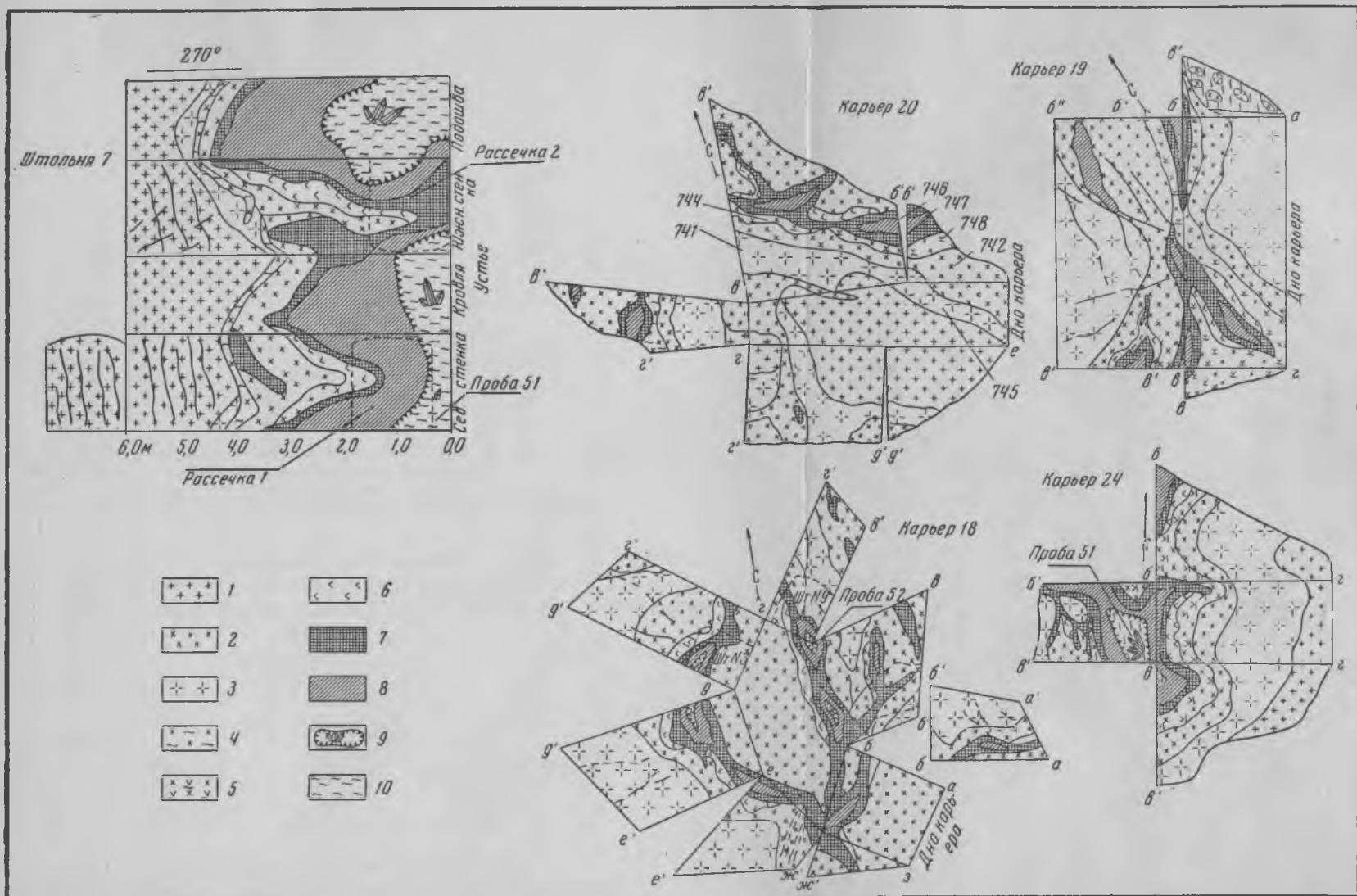


Рис. 1. Строение кварц-полевошпатовых жил — зарисовки карьеров и штольни

1 — порфиroidный гранит; 2 — хлоритизированный гранит; 3 — каолинизированный гранит; 4 — серицитизированный гранит; 5 — окварцованная хлоритизированная порода  
6 — полевошпатовая оторочка; 7 — кварц шестоватый; 8 — кварц крупнокристаллический; 9 — запоры с кристаллами кварца; 10 — глина погребя

На рис. 2 показаны изменения состава гранитов по данным химических анализов [9]. Гидротермальные изменения гранитов сопровождались привнесом одних и выносом других микроэлементов, что хорошо устанавливается спектральными анализами.

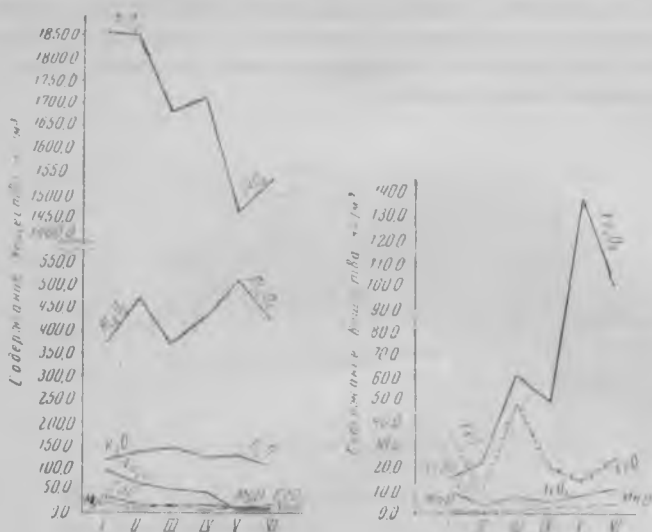


Рис. 2. Изменение химического состава гранита на контактах с кварц-полевошпатовыми жилами  
направленно к жиле (интервалы 50, 40, 30, 20, 10 см)  
I — гранит; II, III, IV, V, VI — измененные породы, расположенные по

Элементы группы железа — ванадий, никель и хром — в наибольшем количестве содержатся в неизмененных гранитах (рис. 3). На внешнем контакте измененных пород зальбандов с гранитами происходит



Рис. 3. Содержание элементов группы железа  
I — гранит; II, III, IV, V, VI, VII — измененные породы зальбандов (интервалы 50, 40, 30, 20, 10, 5 см); VIII — полевошпатовая оторочка жил; IX — жильный кварц; X — кристаллы кварца; XI — глина погребного выполнения

некоторое уменьшение их содержания, которое после небольшого увеличения (сопровожаемого появлением кобальта), снижается до минимальных значений на внутреннем контакте с жилой. Самое низкое содержание элементов описываемой группы характерно для полевошпатовой оторочки, а максимальное — для кристаллов кварца. В глине погребного выполнения отмечалось небольшое уменьшение содержания ванадия, никеля и хрома по сравнению с содержанием в кристаллах кварца.

Из группы редких элементов спектральными анализами выявлены: бериллий, цирконий, гафний, тантал, ниобий, иттрий, иттербий, тербий, селен, лантан, скандий, галлий и германий (рис. 4). Содержание элементов этой группы в измененных породах зальбандов увеличивается по сравнению с исходными гранитами. В пробах из различных частей жил количество вышеуказанных элементов значительно снижается, достигая минимума в кристаллах кварца и жильном кварце и несколько повышаясь в полевошпатовой оторочке жил и в глинах внутригнездового выполнения.

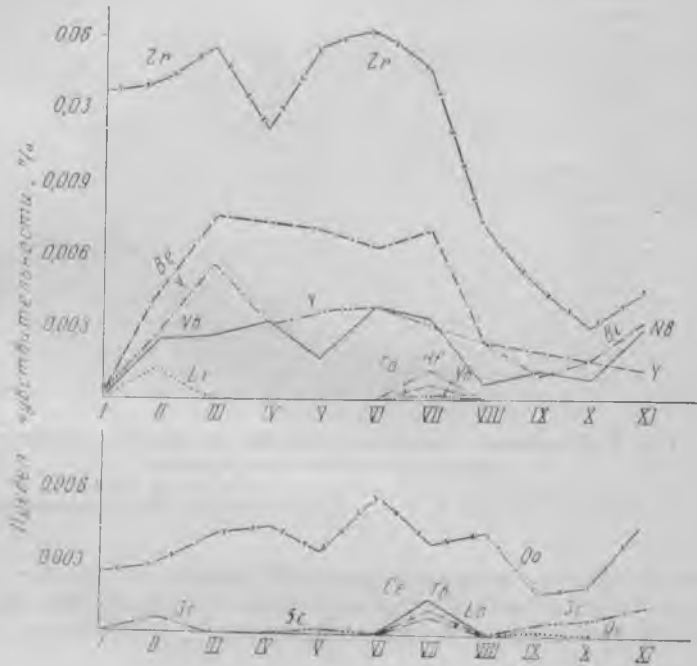


Рис. 4. Содержание редких элементов. См. условные обозначения к рис. 3

Для определения содержания в породах радиоактивных элементов были проведены  $\beta$ -промеры отобранных проб, что позволило охарактеризовать степень общей радиоактивности пород и минералов. На рис. 5 видно, что максимальной радиоактивностью обладают измененные породы на контакте с полевошпатовыми оторочками жил и глины внутригнездового выполнения. По направлению к неизменным гранитам радиоактивность уменьшается. Аналогичное явление отмечается для жильного кварца и особенно для кристаллов кварца, радиоактивность которых ничтожна. По данным химических анализов проб, показавших максимальные значения при  $\beta$ -промерах, в измененных породах зальбандов отмечаются повышенные содержания радиоактивных элементов.

Повышенные содержания молибдена, вольфрама, олова и меди характерны преимущественно для жильного кварца и в меньшей степени для кристаллов кварца и полевошпатовых оторочек (рис. 6). В измененных породах зальбандов содержание вышеуказанных элементов заметно снижается, проявляя общую тенденцию к уменьшению

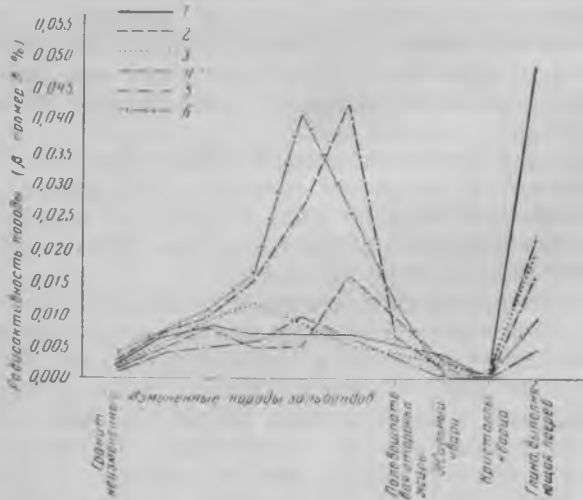


Рис. 5. Совмещенные графики радиоактивности

1 — жила Медвежья, штольня 4; 2 — жила Медвежья, штольня 7 и карьер 24; 3 — жила Медвежья, карьер 18; 4 — жила Цитриновая, карьер 6; 5 — жила 9, карьер 3; 6 — жила Новая, карьер 17. (Графики построены по разрезам в направлении от неизмененных пород к кварц-полевошпатовым жилам.)

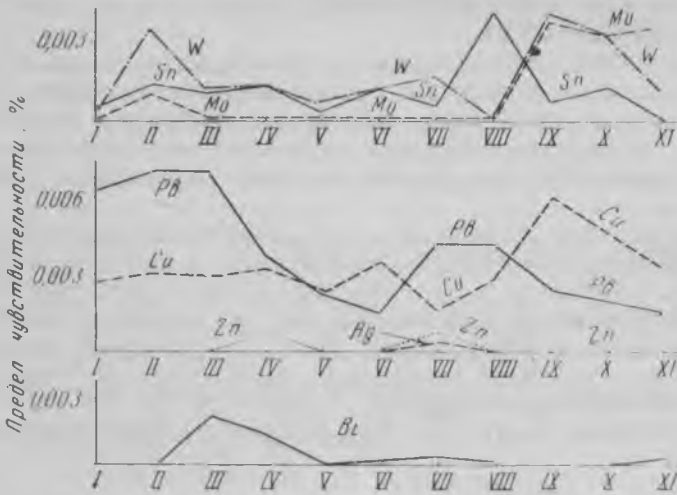


Рис. 6. Содержание элементов металлической и металлоидной групп по данным спектральных анализов. См. условные обозначения к рис. 3

по направлению к неизменным гранитам. На контакте гранитов с измененными породами наблюдалось небольшое увеличение содержания вольфрама, молибдена и олова, а также максимальное содержание свинца. Остальные участки измененных пород и самих описываемых жил содержат значительно меньшее количество свинца, причем в данном случае на общем фоне уменьшения отмечалось небольшое увеличение содержания его в приконтактной зоне жилы с измененными породами, сопровождающееся появлением серебра, которое установлено только в данной зоне.

Высокий предел чувствительности применявшегося метода спектрального анализа не позволяет выяснить подлинный характер распределения цинка<sup>1</sup>. Однако по направлению от неизменных гранитов к внутренним частям описываемых жил намечается тенденция к повышению содержания этого элемента.

Из группы металлогенных элементов обнаружен только висмут. Повышенные содержания его установлены в измененных породах, особенно по внешнему контакту с гранитами (см. рис. 6).

В описываемых кварц-полевошпатовых жилах выявлен богатый комплекс минералов — более сорока видов, в том числе силикаты (микроклин, ортоклаз, альбит, олигоклаз, биотит, сфен, гранат, пироксен, актинолит, турмалин, эпидот, циркон, нагит, циртолит, торит, ортит, мусковит, хлорит, серицит, гидромусковит, каолинит), окислы (кварц, рутил, брукит, анатаз, гематит, магнетит, ильменит), сульфиды (пирит, молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин), карбонаты (кальцит, малахит, базовисмутит), сульфаты (целестин, барит, ярозит, тенардит), фосфаты (апатит), фториды (флюорит), хлориды (галит), гидроокислы (псиломелан, гиббсит, гётит, лимонит).

Основная часть жил (90—95%) сложена кварцем, полевые шпаты составляют не более 5—8%. В зонах занорышей присутствуют скопления каолиновых глин (до 40—45%), среди которых находятся кристаллы кварца (45—50%).

Полевые шпаты представлены преимущественно микроклин-пертитом и в меньшем количестве ортоклаз-пертитом. Эти минералы имеют темно-оранжевый цвет и обычно находятся в периферической части жил, образуя своеобразную прерывистую оторочку. Размеры отдельных зерен 2—3 см. Более крупные кристаллы встречаются редко.

Изучение шлифов показывает, что пертитовые вроски в полевых шпатах обладают полосчатым, жилковатым и пятнистым строением. Наблюдаются переходы в антипертиты. Грубый характер пертитовых вросток указывает на образование их в процессе альбитизации. Микроклин-пертит с очень тонкой неясно выраженной решеткой присутствует в виде крупных зерен размером  $2,5 \times 1,5$  см. Зерна ортоклаза имеют тонкопластинчатый облик, размер их 0,8—1,0 см. Измерения калиевого полевого шпата на Федоровском столике дали следующие результаты:

$$\begin{array}{l} \text{I} \quad \left. \begin{array}{l} Nm=15^\circ \\ Np=80^\circ \\ Ng=82^\circ \end{array} \right\} \perp (001) \quad 2V=-72^\circ \text{ (микроклин)} \\ \text{II} \quad \left. \begin{array}{l} Nm=5^\circ \\ Np=86^\circ \\ Ng=90^\circ \end{array} \right\} \perp (001) \quad 2V=-68^\circ \text{ (ортоклаз)} \end{array}$$

<sup>1</sup> Предел чувствительности метода спектрального анализа для цинка составляет 0,01%, причем расшифровке линий на спектрограмме сильно мешают линии кальция.

Результаты химических анализов полевых шпатов приведены в табл. 2.

Таблица 2

## Химический состав микроклин-пертитов из кварц-полевошпатовых жил

Компо- ненты	Обр. № 212		Обр. № 220		Обр. № 208		Обр. № 221	
	Вес. %	Молеку- лярное количе- ство	Вес. %	Молеку- лярное количе- ство	Вес. %	Молеку- лярное количе- ство	Вес. %	Молеку- лярное количе- ство
SiO <sub>2</sub>	63,82	1062	62,70	1044	60,52	1007	56,76	946
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,38	400	20,22	396	22,44	4400	21,94	430
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	30	1,96	24	1,70	22	6,79	86
FeO	Следы	—	Следы	—	Следы	—	Следы	—
TiO <sub>2</sub>	Не опр.	—	0,61	8	0,52	6	0,27	16
MnO	0,04	—	0,05	—	Следы	—	0,23	3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	—	0,05	—	0,22	2	0,09	—
CaO	0,26	4	0,35	6	0,45	7	0,42	7
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,46	12	0,46	11	0,50	14	0,50	14
N <sub>2</sub> O	0,15	5	0,16	5	0,16	5	0,11	4
K <sub>2</sub> O	9,84	209	11,40	242	11,36	242	8,80	186
H <sub>2</sub> O	0,24	22	0,24	22	0,10	12	0,68	76
П.п.п.	2,34	—	1,90	—	2,36	—	3,48	—
Сумма	100,01	—	100,10	—	100,33	—	100,15	—

Примечания: 1. Аналитик В. А. Кленова (ГУРЦ).

2. Образец № 212 из жилы Цитриновой, № 220 и № 208 — из жилы Новой, № 221 — из жилы № 38.

Особенностью описываемых жил является присутствие минералов, сходных с главными и аксессуарными минералами вмещающих гранитов. С другой стороны, жилы отличаются несколько повышенным содержанием минералов, богатых минерализаторами и летучими компонентами, которые характерны для высокотемпературного пневматолитового и среднетемпературного гидротермального этапов.

В самих жилах и в их призальбандовых частях наряду с высокотемпературными минералами (гранат, наэзит, оранжит, ортит, турмалин, циртолит, торит) встречаются средне- и низкотемпературные минералы гидротермального процесса (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, барит, висмутит, гематит, кальцит).

Отмечающееся перекрытие в отложении минералов свидетельствует о постепенном изменении равновесных соотношений между его компонентами в процессе их взаимодействия с твердыми фазами в условиях уменьшения температуры и удаления подвижных компонентов из системы.

Кристаллы кварца обладают различным габитусом и могут быть подразделены на две разновидности: обелисковидные и короткостолбчатые. Для первых характерен скошенный облик граней гексагональной призмы (0110) при равномерном развитии граней ромбоэдров головки ( $\{011\}$  и  $\{01\bar{1}\}$ ). Изредка присутствуют небольшие грани тригональной дипирамиды (1121) и тригональных трапецоэдров (1561),

(3141). Эти кристаллы имеют от 5 до 35 см по оси  $L_3$  и от 2,5 до 15 см по оси  $L_2$ . Кристаллы кварца второй разновидности распространены значительно меньше. Наблюдалось нарастание короткостолбчатых кристаллов кварца на кристаллы обелисковидной формы. В отличие от кристаллов кварца первой разновидности, грани призмы короткостолбчатых кристаллов не скошены, а строение головки является резко асимметричным. Размеры таких кристаллов от 2 до 5 см по оси  $L_3$  и от 1,5 до 4 см по оси  $L_2$ .

Обе разновидности кристаллов сложены кварцем, имеющим слабый желтоватый оттенок.

В кристаллах кварца первой генерации установлены три зоны: 1) внутренняя нижняя зона мутного полупрозрачного кварца; 2) внутренняя верхняя зона водяно-прозрачного кварца со слабым желтоватым оттенком; 3) внешняя зона молочно-белого непрозрачного кварца.

В основании кристаллов присутствуют твердые включения рутила характерной игольчатой формы, темно-зеленого актинолита и большое количество двухфазных газовой-жидких включений.

Вторая зона, по сравнению с первой, является более чистой, прозрачной, свободной от посторонних примесей и сингенетических включений. Газово-жидкие включения присутствуют в очень незначительном количестве.

Наличие внешней зоны молочно-белого кварца часто мешает определению степени прозрачности кристаллов, так как она скрывает внутренние зоны.

В тех случаях когда происходит нарастание кристаллов кварца второй разновидности на кристаллы первой разновидности, по границе образуются мелкие кристаллики кальцита. На поверхности кристаллов кварца первой разновидности можно наблюдать пустотки, очертания которых свидетельствуют о том, что первоначально они были заполнены кристалликами кальцита. Выщелачивание кальцита, сопровождавшееся одновременным процессом частичного растворения самих кристаллов кварца, отчетливо указывает на перегрев в процессе образования кристаллов и на изменение состава растворов, из которых начали формироваться кристаллы кварца второй разновидности.

В кристаллах кварца второй разновидности установлено присутствие двух зон: 1) внутренняя зона, сложенная бесцветным кварцем; 2) внешняя зона, образованная замутненным прозрачным кварцем.

По зонам роста в описываемых кристаллах присутствуют мелкие чешуйки хлорита (от сотых долей миллиметра до 0,5 мм), листочки гематита (до 1,5 мм в поперечнике) и кристаллики кальцита. Газово-жидкие включения представлены несколькими морфо-генетическими разновидностями. К первой группе относятся первичные включения, которые имеют форму негативных кристаллов. Они могут быть: а) полностью ограниченными, повторяющими форму кристалла-хозяина, с хорошо развитыми отрицательными гранями призмы и ромбоэдров; б) ограниченными только гранями ромбоэдров; в) полуограниченными. Вторую большую группу образуют включения трубчатой, булавовидной, каплевидной, копьевидной, полукольцевой и других неправильных форм. Обычно включения такой формы являются вторичными или первично-вторичными (по Н. П. Ермакову).

Исследования солевого состава растворов, содержащихся во включениях, позволили установить в них присутствие следующих солей<sup>1</sup>: KCl, NaCl, NaF, CaF<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, MgSO<sub>4</sub>, CaSO<sub>4</sub>, NaHCO<sub>3</sub>, Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>.

На ранних стадиях процесса минералообразования ведущее значение имели хлориды и фториды. Например, в цитрине первой генерации содержание NaCl составляет 84,6 г/л, а CaF<sub>2</sub> — 37,2 г/л. В то же время бикарбонаты и сульфаты или вообще отсутствуют, или находятся в резко подчиненном количестве. При анализе водных вытяжек из позднего кварца — цитрина второй генерации установлено, что сумма бикарбонатов и сульфатов больше суммы хлоридов и фторидов.

Интересно отметить, что pH растворов, обнаруженных во включениях, равно 6,6—6,4, т. е. растворы были слабокислыми, близкими к нейтральным.

Во включениях обнаружены следующие газы: CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, He, Ar, N<sub>2</sub>. Не были установлены метан и тяжелые углеводороды<sup>2</sup>. Количественные определения показали, что в цитрине первой генерации содержание газов было почти в четыре раза больше, чем в цитрине второй генерации (406,0 см<sup>3</sup>/кг против 109,0 см<sup>3</sup>/кг).

Согласно данным термометрического анализа, выполненного методом гомогенизации и подтвержденного методом растрескивания, температура образования цитрина первой генерации составляла 315—120°C, а цитрина второй генерации — от 260 до 95°C. Для цитринов первой генерации удалось определить давление (192—170 атм)<sup>3</sup>.

В процессе опытов по гомогенизации включений было установлено, что в цитринах первой генерации, особенно в корневой части кристаллов, присутствуют газово-жидкие включения с объемом газовой фазы 52—55%. Гомогенизация этих включений происходит в газовую фазу с постепенным заполнением всего объема включений газом, что свидетельствует о пневматолитовом характере минералообразующих растворов на данном этапе. По мере перехода к центральным участкам и головке кристаллов количество включений, гомогенизирующихся в газовую фазу, быстро уменьшается. Одновременно наблюдается увеличение количества включений, гомогенизирующихся в жидкую фазу, что указывает на гидротермальный характер более поздних порций растворов. Цитрины второй генерации образованы только гидротермальными растворами.

Наиболее благоприятные условия для формирования высококачественных кристаллов цитрина существовали при температуре 300—275°C.

Таким образом, описанные хрусталеносные кварц-полевошпатовые жилы имеют следующие особенности:

1. Зональное строение с обособлением полевошпатовой оторочки по внешней части.
2. Изометрическая, дисковидная, линзообразная, реже штокверковая форма при относительно небольших размерах (12×3 м).
3. Приуроченность к тектонически ослабленным зонам.

<sup>1</sup> Во включениях не обнаружены Fe<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, HBO<sub>3</sub><sup>1-</sup>. Анализы выполнены в лаборатории неметаллических полезных ископаемых ВСЕГЕИ аналитиком А. А. Москалюк. Пересчеты анализов производились по методике А. Е. Лисицына и С. В. Малинко [7].

<sup>2</sup> Определение газового состава производилось в газоаналитической лаборатории МГРИ под руководством М. М. Элинсон [10].

<sup>3</sup> Определение давления производилось по методике, разработанной автором совместно с Ф. М. Ройзенманом и Т. С. Максаревой.

4. Резкие контакты с вмещающими породами.
5. Присутствие большого и разнообразного комплекса минералов, указывающих на высокотемпературный и среднетемпературный этапы формирования.
6. Интенсивный характер приконтактового метаморфизма вмещающих пород, в результате которого из гранитов было вынесено значительное количество кремнезема, переотложенного впоследствии в жильных телах.
7. Обогащение редкими и радиоактивными элементами гранитов приконтактовых зон с жильными телами.
8. Наличие двух разновидностей кристаллов кварца, отличающихся габитусом и составом минералов, захваченных в процессе образования кристаллов кварца.
9. Два этапа деятельности минералообразующих растворов. На первом этапе растворы были высокотемпературными, существенно пневматолитовыми. Они были обогащены газовыми компонентами и отличались повышенным содержанием в растворе хлоридов и фторидов. Второй этап носил в основном черты среднетемпературного гидротермального процесса. Он отделен от первого этапа небольшим, но хорошо выраженным перерывом.

Изучение особенностей строения, минерального состава и приконтактовых изменений кварц-полевошпатовых жил, а также анализ термодинамического режима образования кристаллов кварца указывает на то, что описанные жилы формировались в процессе длительной деятельности пневматолито-гидротермальных растворов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Изд-во АН УзССР, 1958.
2. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
3. Ермаков Н. П. Температуры образования месторождений оптических минералов Средней Азии. «Советская геология», № 1, 1944.
4. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьков, гос. ун-та, 1950.
5. Захарченко А. И. Хрусталеносные пегматиты и кварцевые линзы и жилы Майдантала. Информ. сб. ВСЕГЕИ, отдел науч.-техн. инфор., № 26, 1960.
6. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрусталеносных гнезд. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 30, вып. 2, 1955.
7. Лисицын А. Е., Малинко С. В. К характеристике минералообразующих растворов. «Геохимия», № 9, 1961.
8. Лясик С. А. и Нейкур Т. Л. О хрусталеносных кварц-полевошпатовых жилах Южного Урала. Тр. ВНИИП, т. 4, вып. 2, 1960.
9. Польшковский В. С. Генезис кварц-полевошпатовых жил в Майдантале. Изв. Высш. уч. завед., серия геология и разведка, № 5, 1961.
10. Токмаков П. П. Хрусталеносные кварцевые жилы замещения и хрусталеносные полости перекристаллизации Алдана. В сб. «Минералогия и петрография месторождений нерудных ископаемых», 1957.
11. Элинсон М. М. и Польшковский В. С. Исследования газов в кристаллах кварца из Майдантала. Изв. Высш. уч. завед., серия геология и разведка, № 11 1961.

А. В. КОПЛУС, Л. С. ПУЗАНОВ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ АЛДАНА

Попытки решения проблемы возраста хрусталеносных месторождений Южной Якутии предпринимались многими исследователями, выводы которых нередко носили самый противоречивый характер.

Н. Ф. Клековкин, Е. В. Павловский, Н. В. Фролова (1947 г.), В. К. Лобанов (1948 г.), Н. К. Морозенко [13] и др., исходя из предположения о генетической связи хрусталеносных месторождений с верхнемезозойскими интрузиями и учитывая хорошую сохранность кристаллов горного хрусталя в полостях кварцевых жил, считали возраст последних постюрским. Согласно взглядам, высказанным Г. В. Меркуловой и Г. П. Петруниным (1949 г.), алданские месторождения пьезокварца являются варисскими образованиями. Е. М. Лазько [9, 10] датирует хрусталеносную минерализацию протерозоем и генетически связывает ее с гранодиоритами и кварцевыми диоритами, возраст которых им определен на основании косвенных данных.

Близкую позицию в отношении возраста (поздний протерозой) занимает Г. Б. Митич (1961 г.), расходясь с Е. М. Лазько в вопросе о связи кварцевых жил с магматическими породами. В качестве родоначальной интрузии Г. Б. Митич рассматривает «секущие» аляскитовые граниты, стратиграфическое положение которых он устанавливает на основании факта пересечения ими протерозойских терригенных толщ в бассейнах рр. Ярогу и Чуга [8, 11].

Представление об архейском времени формирования жил с горным хрусталем имеет наибольшее распространение (И. Н. Алмазов, В. И. Бергер, Г. Т. Кравченко, П. П. Токмаков, Л. Е. Ушверидзе, Л. П. Чернышкова и многие другие). Признавая генетическое родство гидротермально-альпийских кварцевых жил с аляскитовыми гранитами, гранит-пегматитами и пегматитами, эти исследователи считают гранитоиды архейскими образованиями.

Таким образом, на возраст и петрологический тип изверженных пород, являющихся материнскими по отношению к хрусталеносным кварцевым жилам, существуют различные взгляды.

### О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ИНТРУЗИИ

Мнения о постюрском и варисском времени формирования хрусталеносных жил представляют сейчас лишь исторический интерес. Недостаточная аргументация первого и явная бездоказательность второго, противоречащего всем геологическим данным, убедительно показаны Е. М. Лазько [9]. В дополнение можно сказать, что в хрусталенос-

ной провинции до сих пор не известно ни одного месторождения, аналогичного южноякутским, в отложениях моложе докембрия. Встречающиеся в ряде мест (Центрально-Алданский район и др.) кварцевожильные образования, залегающие среди пород обоих структурно-тектонических ярусов, носят совершенно иной характер. Эти жилы относятся к золотоносной кварцеворудной формации и обязаны своим происхождением постюрскому магматизму. По ряду признаков их можно отличить от более древних мономинеральных хрусталеносных образований. Разновозрастность докембрийских и мезозойских жильных тел подчеркивается и территориальной разобщенностью основных районов их развития.

Суждения о докембрийском возрасте хрусталеносной минерализации более реальны. Сторонники архейского возраста доказывают генетическую связь этой минерализации с аляскитами, исходя в основном из эмпирической закономерности пространственного сонахождения указанных образований. Действительно, нет ни одного жильного поля, где бы такая связь отчетливо не фиксировалась. Более того, в местах отсутствия аляскитовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов нет и кварцевых жил, даже в том случае, если литолого-структурная обстановка весьма благоприятна для их локализации. Наоборот, нередко устанавливается прямая зависимость между степенью хрусталеносности жильного поля и характером количественного развития аляскитов.

Известны случаи, когда удавалось проследить переход пегматитовой части тела в силекситы мономинерального кварцевого состава.

В ряде жильных полей (бассейны рек Окурдан, Малый Нихот) отмечаются высокотемпературные нехрусталеносные и низкотемпературные хрусталеносные кварцевые тела, которые рассматриваются некоторыми исследователями (Л. Е. Ушверидзе и др.) как производные одного питающего очага, несколько разделенные во времени. Тела переходного типа, в которых одна часть выполнена массивным кварцем, сменяющимся в другой части более поздним шестоватым кварцем, обнаруживаются довольно часто (бассейн р. Окурдан и др.). Совокупность докембрийских жильных образований, начиная от пегматитов и кончая хрусталеносными жилами, хорошо отвечает теоретическим представлениям о ряде продуктов, образование которых соответствовало различным этапам и стадиям деятельности единого магматического очага. Наблюдающиеся между ними геологические взаимоотношения не только не противоречат этому, но усиливают впечатление о их генетическом родстве.

Химическое, спектрометрическое и минералогическое изучение кварцевых жил (П. П. Токмаков, 1960 г.) однозначно свидетельствует о их связи с аляскитами Алдана [7]. Доказанность этого положения настолько очевидна, что не вызывает сомнения даже у некоторых приверженцев представления о протерозойском возрасте кварцево-хрусталеносных жил [12]. Однако Е. М. Лазыко [9, 10] отрицает родство аляскитов и кварцевых жил и считает их связь чисто пространственной, обусловленной структурно-механической анизотропией пород. Действительно, такое явление в определенной мере имеет место и не учитывать его было бы неправильно. Но придавать структурному фактору столь универсальное значение значит слишком упрощать характер взаимосвязи кварцевых жил с аляскитами.

Основываясь на изменении агрегатного состояния минералообразующих растворов по мере удаления от гранодиоритов и кварцевых

диоритов, Е. М. Лазько делает вывод о генетической связи с ними кварцевых жил.

Надо, однако, сказать, что такого рода исследования были проведены всего лишь на двух жильных полях, в то время, как только в Алданском районе их имеется более двух десятков.

Г. Т. Кравченко [7] отмечает, что гранодиориты не связаны пространственно с кварцевыми жилами и по разности температур гомогенизации включений в кристаллах можно судить лишь об удаленности тех или иных кварцевых жил от интрузии, но от какой именно — определить нельзя. Он считает, что минералогически гранодиориты и кварцевые жилы, изучавшиеся Е. М. Лазько [10] на Курумжане, не имеют ничего общего, так как ассоциация сопутствующих минералов в кварце и кристаллах горного хрусталя соответствует минеральной ассоциации только аляскитовых гранитов.

Кроме того, породы типа гранодиоритов и кварцевых диоритов имеют весьма незначительное развитие не только в пределах Южно-Якутской провинции, но и Алданского щита в целом, что не увязывается с весьма широкой распространенностью кварцевых жил хрусталеносного типа. За исключением двух жильных полей гранодиориты и кварцевые диориты в местах скопления жил с горным хрусталем неизвестны.

На резко подчиненное значение гранодиоритов указывал Д. С. Коржинский [6], который считал их гибридными породами, пользующимися ничтожным распространением и представляющими собой один из продуктов гранитизации основных кристаллических сланцев.

Абсолютный возраст гранодиоритов из бассейна р. Кускангра определен в 1926 млн. лет (см. таблицу), что хорошо согласуется с данными абсолютного возраста гранито-гнейсов. Это лишний раз подтверждает мнение Д. С. Коржинского о тесной связи происхождения гранодиоритов с гранитной интрузией Алдана.

Таким образом, при существующем состоянии изученности наиболее обоснованно мнение о генетической связи хрусталеносных кварцевых жил с аляскитами.

### О ВОЗРАСТЕ АЛЯСКИТОВ

На территории Алданского щита вмещающие толщи большей части древних интрузий имеют возраст не моложе 1850—2010 млн. лет<sup>1</sup>. Особенности геологических условий залегания аляскитовых гранитов и пегматитов рассматриваются обычно как свидетельство их архейского времени формирования. Сторонники этого взгляда ищут подтверждения своих воззрений и в данных определения абсолютного возраста самих аляскинтов и их жильных дериватов.

Наиболее типичные данные возраста гранитоидов различных формаций приводятся в таблице. Из таблицы видно, что аляскитовые граниты, гранит-пегматиты и пегматиты имеют возраст от 1700 до 1846 млн. лет, причем для интрузии в целом средний возраст определялся в 1782 млн. лет (среднеарифметическое, вычисленное без учета максимального и минимального числового показания).

Анализ производился различными методами, в разных лабораториях, что дает возможность контроля определений, поэтому возраст

<sup>1</sup> На основании определения возраста иенгской (шесть определений) и джелтулинской (одно определение) серий метаморфического комплекса [16].

Значения абсолютного возраста гранитоидов и хрусталеносных кварцевых жил Алдана

Место взятия образца	Порода	Минерал	Применяемый метод анализа				Возраст, млн. лет	Точность определения	
			U—Th—Pb		K — Ar			%	млн. лет
			U:Th	Pb:Th	K%	Ar <sup>40</sup> :K <sup>40</sup>			
р. Кускангра (В. А. Мухин, В. Н. Скакунов, 1961 г.)*	Гранодиорит	Биотит	—	—	7,64	0,186	1926	±5	—
В 1,5 км северо-западнее горы Холодной [7]	Гранито-гнейс	Монацит	0,09	0,11	—	—	1920	±5	—
Перевал между участком Хрустальный и р. Алдан [7]	»	»	0,06	0,10	—	—	1880	±5	—
Участок Северный [7]	»	»	0,09	0,11	—	—	1920	±5	—
Гора Курумкан [7]	»	»	0,06	0,10	—	—	1880	±6	—
р. Учур [16]	»	Биотит	—	—	—	—	1870	—	+100
Месторождение Легнер [16]	»	»	—	—	—	—	1920	—	± 50
р. Алдан (А. Н. Неелов, 1957 г.) [16]	»	»	—	—	—	—	1890	—	±100
р. Малый Чульман, [5]	»	»	—	—	—	—	1879	±5	—
р. Хендели [5]	»	»	—	—	—	—	1887	±5	—
Участок Второй Засонтиитский [7]	Лейкократовый биотитовый гранит (аляскит)	Монацит	0,07	0,10	—	—	1834	±4	—
Участок Пустынный [7]	То же	»	0,08	0,10	—	—	1800	±5	—
Севернее горы Отрада [7]	»	»	0,07	0,10	—	—	1834	±5	—

Место взятия образца	Порода	Минерал	Применяемый метод анализа				Возраст, млн. лет	Точность определения	
			U—Th—Pb		K—Ar			%	млн. лет
			U:Th	Pb:Th	K%	Ar <sup>40</sup> :K <sup>40</sup>			
р. Чуга (М. Д. Крылова, 1955 г.) [16]	Лейкократовый биотитовый гранит (аляскит)	Биотит	—	—	—	—	1700	—	+100
р. Окурдан (Л. Е. Ушверидзе, 1960 г.)**	Гранит-пегматит	»	—	—	—	—	1752	—	20
р. Тимптон (Д. П. Васьковский, 1956 г.)	Пегматит	»	—	—	—	—	1740	—	±50
Подножье горы Холодной [7]	»	Монацит	0,08	0,10	—	—	1800	±6	—
Восточнее участка Пустынного [7]	»	»	0,05	0,09	—	—	1780	±6	—
Гора Курумкан [7]	»	»	0,10	0,10	—	—	1705	±5	—
Гора Добрая [7]	»	»	0,05	0,09	—	—	1780	±4	—
Гора Холодная (Л. Е. Ушверидзе, 1960 г.)***	»	Мусковит	—	—	7,6	0,174	1846	±5	—
рч. Хрустальный (Л. С. Пузанов, 1961 г.)*	Жильный кварц хрусталеносного типа	Мелкочешуйча- тый серицит	—	—	5,98	0,161	1756	±5	—
рч. Хрустальный (А. В. Коплус, 1961 г.)*	То же	То же	—	—	4,84	0,167	1798	±5	—
рч. Хрустальный (А. П. Туринге, 1960 г.)***	»	»	—	—	7,00	0,168	1805	±5	—

\* По данным лаборатории по определению абсолютного возраста пород ВАГТ (аналитики В. М. Комарова, А. М. Блинов).

\*\* По данным лаборатории по определению абсолютного возраста пород КазИМС (аналитики Т. В. Семенова, Г. Ф. Беляева, Г. Р. Ганюшина).

\*\*\* Определение Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ).

аляскитов и пегматитов, с которыми генетически связана хрустальность Южной Якутии, можно считать установленным с достаточной степенью достоверности. Но говорят ли эти данные о принадлежности рассматриваемых гранитоидов к архею?

Известно, что формация аляскитовых гранитов и их магматических производных по петрохимическому составу, метаморфизму, условиям и времени формирования хорошо коррелируется с аналогичными породами карельского комплекса Балтийского щита.

Э. К. Герлинг и А. А. Полканов [3, 15], учитывая геологические данные К. О. Кратца, относят карелиды к протерозою, отодвигая нижнюю границу последнего до 1800—1900 млн. лет.

В геохронологической шкале на 1960 г., разработанной Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций, смена протерозойского периода архейским также соответствует 1800—1900 млн. лет [1]. Несмотря на существенные коррективы, касающиеся продолжительности отдельных геологических периодов, уже сейчас известны многочисленные данные, свидетельствующие о расхождении с последней шкалой в основном в оценке возраста палеозойских пород. Н. И. Полевая, Г. Н. Мурина, В. Д. Спринссон и Г. А. Казаков [14] считают, что «... нижние границы перми и карбона должны быть значительно опущены». По мнению некоторых исследователей восточных областей Советского Союза, возрастная граница между рядом периодов палеозоя должна быть понижена на 30—60 млн. лет [1], что вызывает изменение границ протерозойской и архейской эр.

Факты несоответствия с общепринятой геохронологической градацией отмечены и некоторыми зарубежными исследователями [19, 20].

Все это говорит о наличии тенденции на смещение нижних возрастных пределов многих стратиграфических единиц. Таким образом, есть все основания предполагать, что протерозойская эра началась по крайней мере на 30—60 млн. лет раньше. Следовательно, аляскитовые граниты и их пегматиты являются раннепротерозойскими, а не архейскими образованиями. В этой связи необходимо отметить, что представления Г. Б. Митича о позднепротерозойском возрасте секущих аляскитов не могут быть приняты, поскольку они противоречат данным определения абсолютного возраста самих гранитов (см. таблицу). Кроме того, недоказанность главного критерия — геохронологического положения ярогинских и чугинских терригенно-осадочных отложений (В. К. Лобанов, 1948; И. В. Сумин, 1953; З. Г. Ушакова, 1959; Ю. К. Дзевановский, 1961) — не позволяет считать точку зрения Г. Б. Митича достаточно убедительной.

Прямое доказательство раннепротерозойского времени формирования хрусталеносных жил вытекает также из их взаимоотношений с интрузивными образованиями неаляскитового состава. В пределах жильных полей весьма обычно пересечение кварцевыми жилами хрусталеносного типа даек основных пород, представленных оливниновыми диабазами, габбро-диабазами, собственно диабазами, кварцевыми диабазами, которые в свою очередь секут аляскитовые граниты и гранит-пегматиты. На территории Алданского щита основная масса диабазов образует серии даек, развитых вдоль региональных зон повышенной тектонической активности (В. А. Мухин, 1961 г.). Вне этих зон диабазовые дайки встречаются в резко подчиненном количестве. Являясь яркими представителями трещинных интрузий, они несут ряд признаков, позволяющих классифицировать их как платформенные образования. В ряде мест (бассейн р. Учур и др.) диабазовые дайки перекрываются платформенными отложениями синия и кембрия

(В. П. Кузнецов, 1953 г.). На основании полученных новых данных Ю. К. Дзевановский (1961 г.) считает их нижнепротерозойскими.

Поскольку дайки основного состава моложе аляскитовых гранитов, но старше кварцевых жил, возникает вопрос о характере и причинах проявления основного вулканизма в общем процессе аляскитовой магматической деятельности. На первый взгляд получается весьма необычная картина: на территории Алданской горной страны одновременно действовали два резко различных интрузивных цикла, один из которых сопровождался внедрением ультракислой магмы, типичной для завершающих этапов тектоно-магматического цикла, другой — магмы основного и ультраосновного состава, свойственной начальным стадиям развития геосинклинальных областей. Долгое время это явление не находило удовлетворительного объяснения, в силу чего факт пересечения кварцевыми жилами даек диабазов вносил только неясность в вопрос о возрасте и генетическом родстве месторождений горного хрусталя с аляскитовыми гранитами.

Неудачи в попытках решения «странного» поведения магматизма, на наш взгляд, объясняются тем, что упускалась из виду унаследованность и историческая связь между соседними орогенными областями разных циклов. На ее существование в сложном ходе развития одного из древнейших сооружений литосферы указывает неравномерность отмирания архейской геосинклинали. В то время, когда территория нынешнего Алданского щита в общем испытывала процесс консолидации, в районах, примыкающих к складчатой системе, в течение всего протерозоя сохранялся геосинклинальный режим (система Становой хребта и др.). Начавшееся прогибание протерозойской геосинклинали и накопление мощных толщ осадков обусловило, очевидно, появление на мобильной молодой Алданской платформе в пределах антиклинориев ослабленных участков, в которые из неполностью отмерших архейских магматических очагов внедрились расплавы аляскитового состава. Позже, одновременно со все усиливавшимся прогибанием протерозойской геосинклинали, в ее пределах начал интенсивно проявляться магматизм, приведший к образованию пород основного состава. Нисходящее движение компенсировалось дифференцированным поднятием соседней Алданской платформы, структуры которой стали более «жесткими». В связи с этими колебаниями на территории последней заложились региональные расколы — зоны повышенной тектонической активности, послужившие главными каналами для миграции базальтовой магмы из области становой орогении, обусловившей образование огромного количества даек диабазов и габбро-диабазов, столь четко фиксирующих сформированные дизъюнктивные нарушения.

Крупные сложно дифференцированные массивы основного состава, залегающие в нижнепротерозойских первичноосадочных породах и располагающиеся вдоль структурного шва между Становой и Алданской складчатыми зонами, как бы служили очагами магмы. Пространственная связь выходов основных пород с фацией диабазовых даек, а также близость их химизма позволяют рассматривать эти образования как члены генетической или, по крайней мере, парагенетической ассоциации.

Так как кварцевые жилы хрусталеносного типа на Алданском щите пересекают дайки диабазов и габбро-диабазов, есть все основания утверждать, что после формирования последних имели место новые тектонические подвижки вдоль региональных зон расколов, сопровождавшиеся отделением гидротермальных растворов от кислой магмы

глубинных очагов. Следовательно, образование диабазов совпало с периодом, ограниченным моментом окончания аляскитового магматизма и началом отделения кварцобразующих гидротермальных растворов.

Таким образом, в условиях Алдана наряду с магматической деятельностью, обусловленной «жизнью» самой архейской геосинклинали, имел место и магматизм, проявившийся под влиянием развития смежной области протерозойской складчатости.

Хрусталеносные тела являются более поздними по сравнению с раннепротерозойскими диабазовыми дайками, причем разрыв во времени их формирования составлял менее 6—10 млн. лет (среднеарифметическая разница в абсолютном летоисчислении аляскитовых гранитов и кварцевых жил). Таким образом, анализ геологических предпосылок показал, что хрусталеносные кварцевые жилы Южно-Якутской провинции генетически связаны с интрузией аляскистов и имеют раннепротерозойский возраст. Однако в условиях сложного и не совсем еще ясного строения Алданского щита установление возраста хрусталеносных образований на основании одних геологических критериев несет в себе определенную вероятность субъективизма. В связи с этим огромную роль приобретают данные точных методов определения возраста самих жил с горным хрусталем.

#### ДАННЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ

Для проверки правильности теоретических выводов и получения более объективных результатов были отобраны в пределах бассейна рч. Хрустальный три пробы на определение абсолютного возраста кварцевых жил.

Материалом для анализа служил серицит гидротермального происхождения, сингенетичность которого с жильным кварцем доказана в результате петрографо-минералогического изучения. При обогащении проб особое внимание обращалось на избежание механического повреждения чешуек слюдяного минерала.

Анализ проводился в лабораториях по определению абсолютного возраста ВАГТ (аналитики В. М. Комарова и А. М. Блинов) и ВСЕГЕИ (А. И. Полевая) калиево-аргоновым методом, усовершенствованным Э. К. Герлингом [2]. Содержание калия определялось дипикриламиновым способом; расчет велся с использованием констант  $\lambda = 5,57 \cdot 10^{-11}$  год<sup>-1</sup> и  $\lambda = 4,72 \cdot 10^{-11}$  год<sup>-1</sup> по формуле:

$$t = \frac{\lg \left[ \frac{N_{Ar}}{N_K} + 0,1107 \right] - \lg 0,1107}{2,39 \cdot 10^{-10}} \text{ лет,}$$

где  $t$  — время распада;

$N$  — количество вещества в данный момент.

Результаты, полученные в различных организациях для кварцевых образований одного и того же жильного поля, не выходили за пределы точности метода. Это позволяет считать приводимые в таблице цифры (1756, 1798, 1805 млн. лет) достаточно представительными. Следует учитывать, что это максимальные значения измерений, ибо при их вычислении не вводилась поправка на привнос воз-

душного аргона. Таким образом, полученные данные не только не опровергают мнение о раннепротерозойском возрасте древней хрусталеносности Алдана, но и подтверждают его.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1960.
2. Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Ермолин Г. М., Беркан В. Г. Аргонный метод определения возраста и его применение. Бюлл. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, вып. 2, 1957.
3. Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. «Геохимия», № 8, 1958.
4. Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД, вып. 8, 1959.
5. Другова Г. М., Неслов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. В кн.: «Геология и петрология докембрия». Тр. ЛАГЕД, вып. 11, 1960.
6. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
7. Кравченко Г. Т. О времени формирования хрусталеносных жил Алдана и их связи с аляскиотовыми гранитами. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 2, 1960.
8. Лазько Е. М. Новые данные о протерозойских отложениях западной части Алданского кристаллического массива. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, серия геол., т. XXXI, вып. 7, 1954.
9. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд. Львов. гос. ун-та, 1957.
10. Лазько Е. М. Некоторые генетические особенности месторождения Курумкан, выявленные с помощью минералотермического анализа. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 2, 1958.
11. Митич Г. Б. Новые данные по геологии юго-западной части Алданского кристаллического массива. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1948.
12. Митич Г. Б. К вопросу о возрасте аляскиотов Алдана. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.
13. Морозенко Н. К. Некоторые вопросы генезиса алданских хрусталеносных жил. Матер. ВСЕГЕИ, «Полезные ископаемые», № 4, 1948.
14. Полевая Н. И., Мурина Г. Н. и др. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций (Доклады советских геологов, подготовленные к XXI сессии Международного геологического конгресса). Изд. АН СССР, 1960.
15. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. В кн.: «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций» (Доклады советских геологов, подготовленные к XXI сессии Международного геологического конгресса). Изд. АН СССР, 1960.
16. Судовиков Н. Г., Крылова М. Д., Неслов А. Н. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.
17. Сумин И. В. О распределении протерозоя в западной части Алданского щита. Тр. ЛАГЕД, вып. 2, 1953.
18. Ушверидзе Л. Е. О возрасте аляскиотовых гранитов Южной Якутии и связи с ними хрусталеносных жил. Тр. ВНИИП, т. V, 1961.
19. Faul H. and Tilton C. R. Age of some «Hercynian» granites in Europe. XI Assemblée Générale Toronto, Ontario, Canada, 3—14 Septembre, 1957.
20. Mayne K. L., Lambert H. St., York D. The geological time-scale. Nature, vol. 1831, № 4656, 1959.

*А. М. КАЛИНИН*

### **К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ И МЕТОДИКИ КАРТИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ ПРИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ**

Практика показала, что теоретические основы поисков россыпей, разработанные для благородных и редких металлов, могут быть лишь частично использованы для поисков горного хрусталя. Это объясняется спецификой физико-химических свойств кристаллов горного хрусталя, его незначительным содержанием в коренных источниках по отношению к массе вмещающих пород и особенностями образования хрусталеносных россыпей.

Хрусталеносные россыпи принадлежат к типам россыпей, трудно обнаруживаемых в процессе поисковых работ. Анализ проведенных работ показывает, что наиболее благоприятные условия для образования россыпей горного хрусталя возникают в тех случаях, когда склоновая ложковая сеть в условиях аридного-семиаридного климата дренирует коренные источники (кварцевые жилы и пегматитовые тела), залегающие в толще химической коры выветривания изверженных и метаморфических пород. При этом на определенных этапах развития склона могут возникать различные типы россыпей: элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные; наибольший практический интерес представляют россыпи, связанные с ложковым аллювием долин древних логов.

При поисках хрусталеносных россыпей может быть намечена определенная последовательность работ: выделение поверхности выравнивания, синхронной по генетическим признакам образованию россыпей, определение границ развития поверхности выравнивания и обнаружение в ее пределах древних логов — основных объектов на поиски россыпей.

Для успешного решения этих задач необходимы методы, позволяющие определять наличие и контуры древних логов и выделять в их пределах фации рыхлых отложений, наиболее благоприятные для нахождения горного хрусталя. Большую роль играет геоморфологический анализ.

Область практического применения геоморфологии при поисках россыпных месторождений горного хрусталя обусловливается рядом специфических условий образования, локализации, строения и сохранения россыпей.

При проведении поисково-разведочных работ методом геоморфологического анализа необходимо решить два основных вопроса:

1) выявить и изучить древние лога, в которых аккумулируется горный хрусталь, а также условия сохранения хрусталеносных россыпей в связи с развитием современной гидрографической сети;

2) изучить склоновые процессы и выделить фациальные разности рыхлых отложений, с которыми связано распределение хрусталя в россыпях.

Эти две взаимосвязанные задачи, как показывает опыт, решаются несколько различными методами анализа, в различных масштабах и на разных стадиях работ, поэтому автор рекомендует составлять две неодинаковые по методике и по масштабу работы специальные геоморфологические карты:

1) Геоморфологическую карту хрусталеносных россыпей масштаба 1 : 25 000 или 1 : 50 000;

2) Палеогеоморфологическую карту масштаба 1 : 10 000 или 1 : 5 000.

#### СОСТАВЛЕНИЕ СПЕЦИАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Содержание специальной геоморфологической карты (рис. 1), составляемой при поисках хрусталеносных россыпей, определяется ее целенаправленностью, методами анализа, характером геолого-геоморфологических и генетических особенностей развития рельефа, элементами обоснованного прогноза. Как уже указывалось, при оценке хрусталеносности исследуемых территорий особое значение имеют древние лога, являющиеся своеобразными аккумулялирующими «гипергенными структурами». Их выявление суживает участки поисково-разведочных работ и позволяет намечать места возможной локализации хрусталеносных россыпей. Работы по составлению геоморфологической карты проводились в три этапа: 1) подготовительные камеральные, 2) полевые, 3) заключительные камеральные.

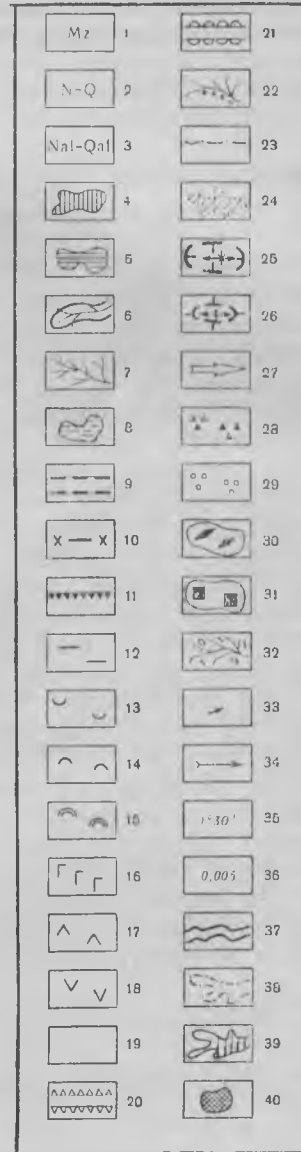
Основная задача первого этапа работы заключалась в составлении макета специальной геоморфологической карты. С этой целью изучались количественные и качественные характеристики основных элементов рельефа (по данным анализа морфометрических карт и дешифрирования аэрофотоснимков), коррелятивные рыхлые отложения (на основе обработки фондовых и архивных материалов). Составление макета было начато с морфометрического анализа рельефа по топографическим картам масштаба 1 : 25 000. Для этого были составлены карты продольных профилей долин, базисных поверхностей, углов наклона склонов, уклонов продольных профилей долин.

Карта продольных профилей долин. На топографической карте выделяются контуры современных долин. Согласно классификации, предложенной Р. Хортоном [12] и уточненной В. П. Философовым [11], определяется порядок каждой долины. Анализ карты порядков долин дает возможность рассматривать долину в развитии, позволяет сравнивать ее с другими долинами. При этом принимается, что порядок долин связан с их геологическим возрастом: чем выше порядок, тем старше долина, и наоборот. Однопорядковые долины считаются одновозрастными. По данным В. П. Философова [11], долины первого и второго порядков отражают движения четвертичного периода, долины третьего порядка и выше — суммарные движения неоген-четвертичного времени. Это было подтверждено и работами автора.

Карта базисных поверхностей составляется по методике, разработанной В. П. Философовым [11]. На карте порядков долин отмечают точки пересечения однопорядковых долин с одновысотными

Рис. 1. Условные обозначения к геоморфологической карте

Генетически однородные поверхности мезо-кайнозойской полигенетической поверхности выравнивания: 1 — денудационная поверхность мезозойского возраста (водораздельные участки, разности элювия); 2 — эрозионно-денудационная поверхность неоген-четвертичного возраста (склоны водораздела, фациальные разности делювия); 3 — озерно-аллювиальная поверхность неоген-четвертичного возраста (днища речных долин и озерных ванн, фациальные разности озерно-аллювиальных отложений). Элементы рельефа: 4 — остаточные высоты водораздельных участков; 5 — педиментальные уровни склонов водораздела; 6 — днища речных долин; 7 — ложбины стока; 8 — днища озерных ванн. Элементы рельефа, обусловленные тектоникой: 9 — долины прорыва; 10 — локализующийся водораздел; 11 — тектонический уступ, препарированный эрозией. Формы рельефа водораздельных участков; 12 — прямая, 13 — вогнутая, 14 — выпуклая, 15 — холмистая. Формы рельефа склонов водораздела; 16 — прямая, 17 — вогнутая, 18 — выпуклая. Формы рельефа речных долин; 19 — полого-вогнутая, 20 — V-образная, 21 — -образная, 22 — асимметричная. Палеогеморфологические элементы; 23 — ось древнего водораздела, 24 — контур долины древнего лога. Элементы геологической карты: 25 — контур и ось синклинали структуры; 26 — контур и ось антиклинали структуры; 27 — господствующее направление простираения палеозойских пород; 28 — участки распространения физической коры выветривания; 29 — участки распространения химической коры выветривания; 30 — поля кварцевых жил; 31 — поля пегматитовых тел. Морфометрические и графические характеристики: 32 — порядок долин (современных); 33 — направление стока современных долин; 34 — направление стока древних долин; 35 — угол наклона склона; 36 — уклон русла; 37 — граница генетически однородной поверхности. Элементы прогноза: 38 — контур прогнозируемого древнего лога; 39 — прогнозируемая россыпь; 40 — прогнозируемый участок коренного источника россыпи



горизонталями. Получают ряд точек рельефа с одинаковыми высотами, которые соединяют изолиниями (изобазитами), характеризующими одинаковые базисы эрозии. Рисунок изобазит зависит от характера продольных профилей долин и от форм долинных систем. На участках новейших тектонических поднятий резко возрастают уклоны долин, поэтому для них характерны малые заложения между изоба-

зитами. На площадях опускания уклоны долин значительно уменьшаются, вследствие чего величина заложения изобазит возрастает. Составленная указанным методом карта дает наглядные пространственные представления о новейших движениях земной коры.

Карта углов наклона склонов. Под нижней рамкой каждой крупномасштабной топографической карты находится шкала заложения. По ней можно определить угол падения склона в любом месте. Помимо этого, угол падения склона можно вычислить по формуле:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{l},$$

где  $h$  — высота сечения рельефа горизонтали;  
 $l$  — расстояние между горизонталями.

Методика составления такой карты детально изложена в работе А. И. Спиридонова [10]. Следует лишь отметить, что карта углов наклона склонов служит дополнением к карте изобазит, так как она, уточняя и детализируя площади проявления новейших тектонических движений, в то же время количественно характеризует отдельные участки и форму склона в целом.

Карта уклонов продольных профилей долин. Для крупных речных долин определяются уклоны их продольного профиля. Характер уклонов тесно связан с распределением в долине рыхлых отложений. Установлено, что большая часть хрусталеносных россыпей приурочена к участкам логов, имеющим уклоны от 0,01 до 0,2. Продольный профиль долин является чутким индикатором новейших тектонических движений. Анализ карты уклонов позволяет коррелировать распределение фаций рыхлых отложений и определять характер и знак новейших тектонических движений [8, 11].

По составленным морфометрическим картам можно определить степень расчленения рельефа и интенсивность современных процессов денудации, размах новейших тектонических движений, направленность геоморфологических процессов. Морфометрические данные, а также данные дешифрирования аэрофотоснимков позволяют на основании цифровых показателей характеризовать элементы и формы рельефа, уточнять границы их развития.

На второй основной части макета рассматриваемой карты показаны основные морфологические элементы и формы рельефа: водораздельные пространства, склоны водоразделов, лога, речные долины и др.

Водораздельные пространства характеризуются порядком, определяемым таксономической категорией сопряженной речной системы. На карте показана форма водоразделов (выпуклая, плоско-выпуклая, плоская, грядовая, холмистая и др.), развитие в их пределах остаточных высот более древнего рельефа (с указанием формы, площади и пространственной ориентировки этих высот).

Склоны водоразделов являются доминирующим элементом рельефа. Верхняя граница склона проводится по верховьям долин первого порядка; таким образом ограничивается область плоскостного смыва или «область нерусловых потоков». За нижнюю границу склона принимается тыльный шов самой высокой террасы. Обычно трудно провести границу склона в верховьях долин рек. По мнению автора, границу между склоном и верховьями долины реки следует проводить в месте слияния двух долин четвертого порядка, так как морфологиче-

ски выраженные речные долины характеризуются пятым и более высоким порядком.

В пределах склона следует показывать соотношение долин низких и высоких порядков, количество и площадное развитие педиментальных уровней, углы наклона отдельных участков, форму склонов, уклоны наиболее крупных долин ложковой сети. Соотношение этих основных форм позволяет не только понять ведущие процессы, формирующие склон, но и дает определенные представления о возрасте заложения склона, ибо, как показал В. Пенк [9], «... интенсивное развитие более низких форм есть фактор, указывающий на начальную стадию процесса».

Третьим основным элементом рельефа являются речные долины, характеризующиеся порядком и количеством террас. По данным В. П. Философова [11], порядок речной долины (без учета сухих долин) обычно совпадает с количеством террас. Уклон продольного профиля, глубина вреза, форма долин — все эти элементы должны быть выделены на макете карты. Необходимо также показать, если это возможно, отношение долин к основным геологическим структурам. На макет карты наносятся контуры ранее выявленных древних логов и элементы покрова коррелятных отложений. Кроме морфометрической и морфологической нагрузки, описываемая карта должна содержать основные элементы геологического строения.

На составленной автором карте выделялись: а) участки локализации кварцевых жил и пегматитовых тел, а также отдельные кварцевые жилы и пегматитовые тела с указанием степени пьезооптической минерализации; б) основные геолого-структурные элементы, границы петрографических разностей пород, дизъюнктивные нарушения; в) площади распространения жор выветривания с отражением их мощности и типа.

В результате анализа макета геоморфологической карты предварительно были выделены участки возможного обнаружения хрусталеносных россыпей, что способствовало целенаправленному ведению поисков, конкретному распределению объемов и видов горных работ, т. е. значительному снижению материальных затрат. Полевые геоморфологические наблюдения проводились по общепринятой методике, с учетом целенаправленности содержания карты. Основными объектами изучения являлись склоны водоразделов, древняя ложковая сеть и коррелятные им типы рыхлых отложений. Изучение рыхлых отложений проводилось в основном по горным выработкам, причем этому вопросу уделялось основное внимание. Образцы отбирались на различные виды анализов (гранулометрический, шлиховой, иммерсионно-минералогический, термометрический, химический, спектральный, споро-пыльцевой и некоторые другие). Данные, полученные в период полевых наблюдений, позволили уточнить и дополнить макеты карт.

На заключительном этапе камеральных работ производилась окончательная обработка и обобщение собранного материала.

### **СОСТАВЛЕНИЕ СПЕЦИАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ**

Основой палеогеоморфологической карты является карта древнего рельефа в изогипсах. Изучение погребенного рельефа возможно только на основании поисковых и разведочных данных. Карта древнего рельефа составляется следующим образом: на основу выбранного масштаба наносятся все имеющиеся горные выработки (шурфы,

канавы, карьеры, буровые скважины); около каждой выработки представляется абсолютная отметка поверхности коренных пород. Принимается, что каждая такая отметка соответствует характерным точкам погребенного рельефа. Такое допущение обусловлено спецификой составляемой карты и является основным ее отличием от обычной топографической карты, так как произвольно взятые точки не дают той точности изображения рельефа, которая предусматривается масштабом карты.

Таким образом, возможный масштаб и точность изображения рельефа зависят от количества выработок, т. е. принятой сетки разведочных выработок. При интерполяции точек наряду с обычными топографическими приемами большое значение имеет геоморфологический подход к изображению отдельных деталей рельефа, основанный на знании условий и процесса развития данного типа рельефа. Для составления карты необходимо использовать данные геофизики (методы электроразведки, магниторазведки, гравиразведки) и некоторые другие косвенные показатели, помогающие расшифровывать строение древнего рельефа.

Изучение рыхлых отложений в горных выработках и естественных обнажениях проводится с различных позиций. Собираются данные о химическом, минералогическом, петрографическом и механическом составе, характеризуется обломочная фракция, определяется возраст отложений. Эти работы сопровождаются соответствующим комплексом аналитических исследований. На основании полученных данных выделяют различные генетические типы и их фациальные различия. Полученные данные увязывают с предопределяющими формами рельефа.

Распределение кристаллического сырья в россыпи, его характер, среднее содержание и мощность продуктивного горизонта тесно связаны с процессами формирования рыхлых отложений и обуславливаются развитием определенных форм рельефа, поэтому эти данные также должны быть отражены на карте древнего рельефа.

Полученная таким образом палеогеоморфологическая карта должна содержать основные элементы геологической карты: выявленные кварцевые и пегматитовые тела, участки их локализации (условным знаком показывается степень их пьезооптической минерализации), контуры распространения литологических и возрастных разностей коренных пород, элементы тектоники, контуры и мощности кор выветривания (с выделением типов). Более детально распространение и мощность отдельных горизонтов профиля коры выветривания дается на специальной карте, составление которой также желательно при описываемом комплексе исследований.

#### **НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЙОНОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ РОССЫПЕЙ**

На исследованной территории древние лога, с которыми связаны наиболее богатые хрусталеносные россыпи, приурочены к эрозионно-денудационной генетически однородной поверхности неоген-четвертичного возраста. Такая закономерность в распространении древних логов определяется главным образом палеогеоморфологическими условиями этой территории. В неогене (начиная с миоцена) и в начале плейстоцена гумидный климат мела и палеогена сменился на большей части территории аридным — семиаридным климатом.

Каолиновую пестроцветную формацию сменили зеленоцветная и красноцветная формации (аральская, кустанайская свиты). В связи с аридизацией климата в неогене и в начале плейстоцена на этой территории формировались в основном ложковые (отчасти пролювиальные) россыпи золота, платины, горного хрусталя и алмазов.

Установлено, что древний (неогеновый) и современный рельеф района имеет близкие контуры и общие границы основных элементов. Эта связь особенно отчетливо проявляется в сопряженности древних и современных логов, имеющих однозначную ориентировку по отношению к приемным бассейнам, близкие генезис и морфологию. Во всех известных нам случаях и по данным других исследователей (А. В. Глазов, Г. С. Ананьев, Г. П. Лузин, А. С. Могилевский), долины современных логов на склонах водоразделов эпигенетически вложены в долины древних логов. Однако контуры их бортов и глубоких тальвегов не всегда совпадают. Больше того, тальвеги современных долин и древних логов довольно часто смещены относительно друг друга на протяжении нескольких десятков метров. Древние лога, обнаруженные в различных участках, имеют близкую морфологию и заполнены одним комплексом рыхлых отложений. Хрусталеносные россыпи в этих логах в большинстве случаев приурочены к одним и тем же горизонтам рыхлых отложений и отмечаются в логах, прорезывающих поля кварцевых жил и пегматитовых тел с пьезокварцевой минерализацией.

Долины древних логов четко выражены в рельефе, имеют довольно крупные размеры (от 1 до 7 км в длину и от 0,3 до 1,5 км в ширину). Днища логов характеризуются ступенчатым продольным профилем, наличием большого количества западин и карманов неправильной, реже изометричной и линейно-вытянутой формы. По данным автора, а также Е. П. Куценко, Н. В. Есина и С. А. Лясика, уклоны днищ логов изменяются от 0,25 до 0,35 в верховьях и от 0,009 до 0,018 в устьевых частях. Поперечный профиль логов полого-вогнутой формы, с углами наклона бортов до 5—10°. Более крутые борта и соответственно более вогнутая форма профиля отмечаются редко. По мере приближения к устью борта логов становятся отложе.

В большей части древних логов разведанные хрусталеносные россыпи приурочены к глубокому тальвегу. Генетически они связаны с базальным горизонтом, лежащим на неровной поверхности плотика. Плотик сложен сильно каолинизированными породами, образовавшимися в результате химического выветривания гранитоидов, гнейсов и метаморфических сланцев. Базальный горизонт представлен разнозернистыми песками или сильно песчанистыми желтовато-бурыми глинами с большим количеством обломочного материала (в том числе и кристаллов горного хрусталя) различной степени окатанности и сортировки.

Обломочный материал состоит из жильного кварца, гальки и обломков кристаллов горного хрусталя, кремнистых сланцев и в отдельных случаях сильно выветрелых обломков коренных пород. Линейная зональность обломочного материала выражена слабо. Отмечается струйчатое и гнездовое расположение как обломочного материала, так и кристаллов горного хрусталя. Вертикальная зональность более отчетлива. Основная масса обломков концентрируется у плотика. Мощность базального горизонта колеблется от 0,5 до 1—2 м. Выше базального горизонта залегают пестроцветные глины, получившие в практике

название «кавардака». Они имеют пеструю пятнистую окраску от беловато-розовых до желтых и темно-красных тонов. Плотные и вязкие глины содержат значительное количество обломочного материала различных размеров и степени окатанности. Материал плохо отсортирован и неравномерно распределен по мощности слоя. Петрографический состав обломочного материала тот же, что и в базальном горизонте.

Пестроцветные глины довольно часто развиты за пределами древних логов, перекрывают в отдельных случаях водораздельные участки. Мощность глин в пределах древних логов колеблется от 2 до 25 м, а на водоразделах — от 0,5 до 3 м.

Выше пестроцветных глин залегают красные и красно-бурые глины с различной степенью песчанности, содержащие угловатые обломки жильного кварца, реже кремнистых сланцев и известковистые стяжения. Распространение красно-бурых глин аналогично пестроцветным глинам, но первые имеют более широкое развитие, слагая нередко целиком склоны водоразделов. Мощность красно-бурых глин до 4 м. Еще более широко развиты бурые глины и суглинки, закрывающие делювиальным плащом большую часть междуречных пространств.

Возраст указанных выше горизонтов, за исключением бурых глин и суглинков, из-за отсутствия надежных палинологических и палеонтологических данных, нельзя считать окончательно доказанным. Базальный горизонт пестроцветных глин ориентировочно может быть датирован миоценом, горизонт красно-бурых глин — миоцен-плиоценом и горизонт бурых глин — плейстоцен-голоценом. Большинство исследователей [1, 2] считает, что охарактеризованный выше комплекс рыхлых отложений следует относить к отложениям делювиально-пролювиального или аллювиально-делювиального — озерного типа.

Такая общая диагностика, по мнению автора, неконкретна и не отражает различия процессов, сформировавших отдельные горизонты рассматриваемых отложений. Этот комплекс отложений возник, очевидно, в результате комбинированного проявления процессов линейного площадного сноса. При всей взаимосвязанности и взаимообусловленности данных процессов между ними были определенные различия, о чем свидетельствуют специфические особенности строения рельефа.

Наблюдения показали, что на определенных участках поверхности современного склона площадной сток (соответственно снос), переходя в линейный, образует своеобразный тип отложений, которые следует относить к ложковому аллювию [4].

Рыхлые отложения этого типа образуются в условиях непостоянного потока при сезонной транспортировке основной массы рыхлого материала, характеризующегося струйчатой зональностью и слабой степенью окатанности обломков. Эти отложения приурочены исключительно к участкам долин с врезанными руслами или к стабилизированным сезонным водотокам. Древним аналогом современного ложкового аллювия будет являться базальный горизонт, имеющий те же генетические признаки и приуроченный к однозначным участкам погребенных долин.

Как известно, плоскостной снос по сравнению с линейным охватывает более значительные площади склонов. Медленно перемещаемый по водораздельному склону материал обладает еще меньшей степенью сортировки и дифференциации обломочного материала. Этот генетический тип склоновых отложений принято выделять как делювий. В описанном выше комплексе рыхлых отложений к этому типу следует отнести большую часть бурых глин и суглинков современного склона;

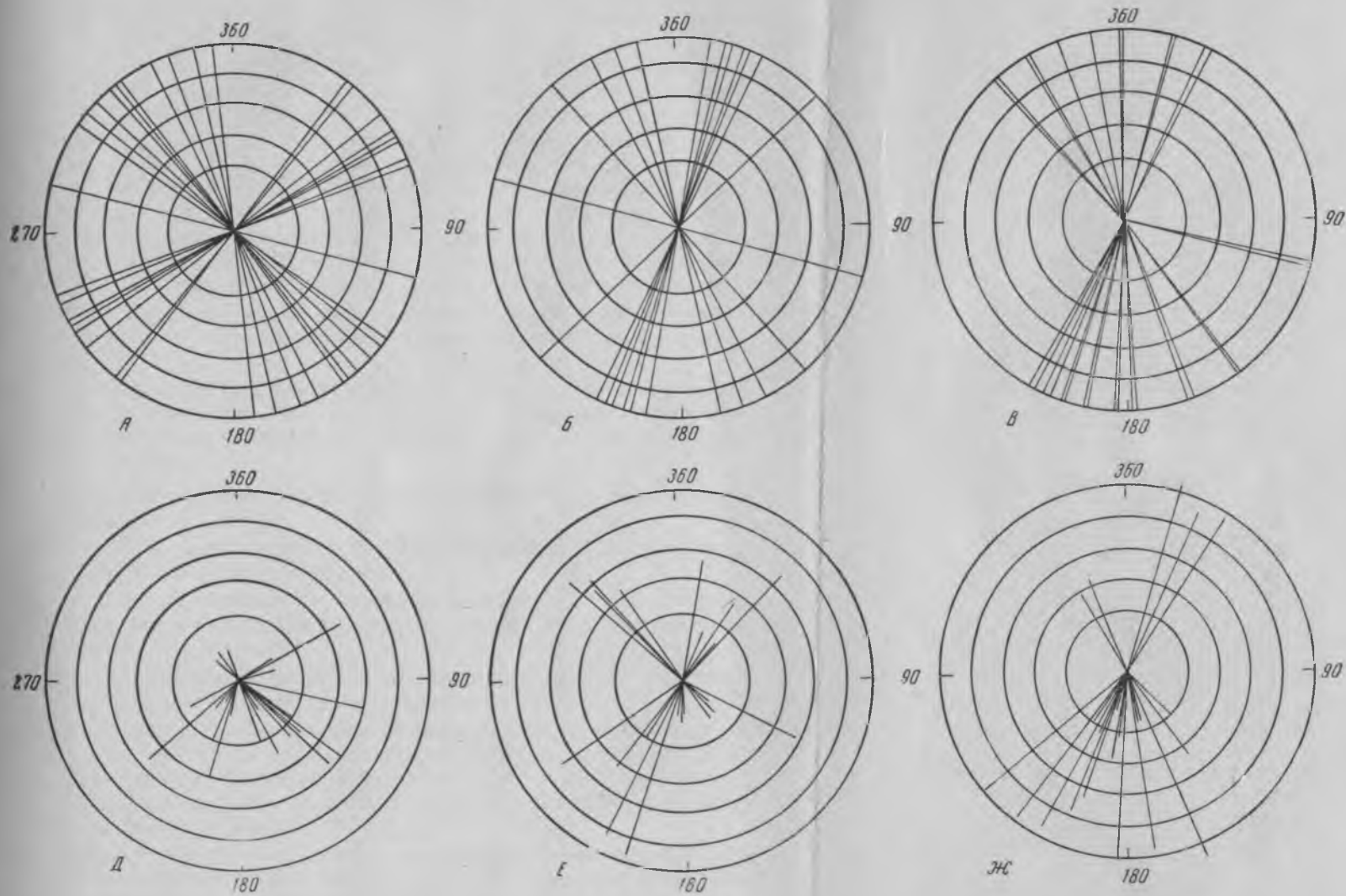


Рис. 2. Циклограммы простираения трещиноватости пород, кварцевых жил, современных и древних долин

А — простираение трещиноватости и расщепления пород; Б — простираение кварцевых жил; В — простираение современных и древних долин IV порядка; Д — простираение современных долин I порядка; Е — простираение современных долин II порядка; ЖС — простираение современных долин III порядка

древним аналогом этих отложений являются красно-бурые и пестроцветные глины.

Таким образом, исследования показывают значительную приемственность древних и современных склоновых процессов и генетическую общность соответствующих им типов отложений, совпадение границ распространения современных, древних и рыхлых отложений и их приуроченность к одним и тем же формам рельефа.

С целью выявления пространственных связей древних и современных логов нами был произведен следующий анализ. На топографических картах масштаба 1:25 000 или 1:50 000 были выделены современные контуры долин различных порядков. Порядок долин определялся по методике, предложенной Р. Хортоном [12] и уточненной В. П. Философовым [11]. По этим же картам были определены углы наклона склонов, которые показывались в изолиниях или цифрами в градусах и минутах. Во втором случае выявлялись участки склона с равными или близкими (согласно выбранной легенде) углами наклона. Определялся также уклон продольных профилей рек. На основе карт порядков долин и карт равных углов наклона склонов, по методике В. П. Философова [11], была составлена карта базисных поверхностей.

Нанося на нее ранее выявленные древние лога, являющиеся большей частью хрусталеносными, и некоторые элементы геологической карты, позволяющие определить перспективные площади, автор установил следующее:

- 1) древние хрусталеносные лога развиты только на современных склонах водоразделов;
- 2) древние лога располагаются в зонах современных бассейнов с долинами третьего и четвертого порядков;
- 3) бассейны долин первого и второго порядков в тех случаях, когда они не являются притоками долин четвертого и третьего порядков, древних аналогов не имеют;
- 4) рыхлые отложения древних логов сохраняются на участках склонов, углы наклона которых не превышают  $1-3^\circ$ ;
- 5) при больших углах наклона или не происходила аккумуляция в древних долинах, или ранее образовавшиеся рыхлые отложения подвергаются интенсивному размыву и выносятся в долину приемного бассейна; отложения древних логов при этом сохраняются только в участках, не затронутых эрозией;
- 6) изменения углов наклона склона, изменения уклона продольного профиля рек (увеличение количества долин низших порядков) контролируются новейшими тектоническими движениями.

Для выяснения генетической связи древних и современных логов и оценки роли тектонической структуры в их формировании был проведен ряд анализов. Анализ тектонических форм заключался в изучении пространственной ориентировки кварцевых жил, трещиноватости и рассланцевания пород по геологическим картам масштаба 1:25 000, 1:50 000 и данным полевых наблюдений. Полученные данные наносились на диаграммы (рис. 2). Анализ ложковой сети заключался в определении простираения долин для каждого порядка относительно главного водораздела. Исходные данные брались с карты порядков долин, результаты наносились на диаграммы отдельно для каждого порядка долин (рис. 2, В—Ж).

Сравнительный анализ диаграмм показал, что рисунок долин первого порядка полностью совпадает с рисунком рассланцевания и трещиноватости пород; рисунок долин второго порядка также почти полностью соответствует рисунку рассланцевания и трещиноватости пород, но здесь отмечается несколько направлений, характерных для ориентировки кварцевых жил. Рисунок долин четвертого порядка совпадает с рисунком древних логов; рисунки долин четвертого порядка и древних логов совпадают с рисунком простираения кварцевых жил. Рисунок долин третьего порядка частично (незначительно) совпадает с рисунком рассланцевания и трещиноватости пород и в большей степени с ориентировкой кварцевых жил и древних логов.

По геологическим данным, трещины, в которых локализуются кварцевые жилы, рассланцевание и трещиноватость пород имеют различную категорию. Первые связаны с более крупными тектоническими нарушениями, вторые — с более мелкими. Очевидно, есть разница и во времени их образования. Подобным образом были проанализированы несколько площадей, для которых имелись надежные исходные данные. Полученные результаты однозначны, поэтому на представленных диаграммах автор приводит данные для одной из наиболее характерных и детально изученных площадей.

Анализ приведенных выше результатов позволяет сделать следующие выводы о роли тектонического фактора в формировании древней и современной сети логов:

1) развитие ложковой сети, так же как и гидросети в целом, обусловлено определенными тектоническими формами;

2) порядок долин соответствует категории тектонических форм (долины низших порядков предопределены элементарными тектоническими формами, высших порядков — более крупными тектоническими формами);

3) пространственная взаимосвязь древних и современных долин третьего, четвертого и более высоких порядков обуславливается их приуроченностью к общим тектоническим формам, стабилизирующимся в своем развитии в течение длительных периодов геологического времени;

4) тектонический анализ при поисках россыпей является в целом той основой, которая позволяет правильно судить об этапах развития различных элементов рельефа, внося таким образом в исследования элемент обоснованного прогноза и объективной интерпретации полученных данных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ануфриев Ю. Н. и Ушаковский В. Т. О генезисе россыпей кварца на Урале. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.

2. Андрущенко Г. Н. Минералого-петрографические данные по одному из хрусталепосных районов Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.

3. Башенина Н. В., Леонтьев О. К. и др. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50 000 — 1 : 25 000. Изд. МГУ, 1962.

4. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М. 1955.
5. Воскресенский С. С. и Гросвальд М. В. Об отражении новейшей тектоники в геоморфологии Юго-Восточного Предкавказья. Зап. МГУ, серия геоморфол., вып. 182, 1956.
6. Дибнер В. Г. Основные закономерности развития гидрографической сети и механизм денудации. Изв. ВГО, т. 82, вып. 4, 1950.
7. Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. Географгиз, 1959.
8. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Институт географии АН СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
9. Пенк В. Морфологический анализ. Изд-во иностр. лит. 1961.
10. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., 1952.
11. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратов. гос. ун-та, 1960.
12. Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Изд-во иностр. лит., 1948.



Д. А. ЗОЛОТАРЕВ

## К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ШАРОВЫХ ЛАВ

Вопрос тектонического контроля кальцитовой минерализации эффузивных траппов слабо изучен, что затрудняет разработку методики поисков и разведки месторождений исландского шпата. Это привело также к генетическому обособлению месторождений в лавах от месторождений, связанных с туфогенными образованиями и интрузивными траппами.

В результате работ на одном из месторождений Сибирской платформы сделаны некоторые выводы относительно связи скоплений исландского шпата в лавовой толще с разрывными нарушениями и намечено направление работ по их дальнейшему изучению.

### ИСТОРИЯ ВОПРОСА

В отечественной литературе вопрос контроля кальцитовой минерализации базальтовых лав тектоническими нарушениями не освещался, и в настоящее время нет твердой точки зрения на генезис месторождений этого типа.

Г. Г. Моор [4] высказал предположение о принадлежности месторождений в эффузивных траппах к группе эпитермальных, образованных ювенильными растворами в условиях низких температур. Вопрос о тектонической природе подводящих каналов он не разбирал, принимая это безоговорочно, как необходимое условие восходящего гидротермального процесса.

В 1953 г. А. В. Скропышев выдвинул в качестве возможных рудоподводящих каналов гипотетические вулканические жерла центрального типа, продуктами извержения из которых явились, по его мнению, шаровые лавы ницымского типа, названные им вулканическими шаровыми агломератами.

Одновременно с этим недостаток материалов о разрывных тектонических нарушениях в эффузивных траппах привел к гипотезе образования исландского шпата в результате циркуляции в шаровых лавах внутривулканических гидротермальных растворов. Так, Е. Я. Киевленко [2] предположил, что месторождения в мандельштейнских возникли в результате деятельности гидротермальных растворов, поднимавшихся по зонам тектонической трещиноватости, а месторождений в шаровых лавах — за счет циркулировавших внутривулканических растворов, заимствовавших кальций и некоторые другие элементы из вмещающих пород. Позднее им было отмечено, что важную роль при образовании промышленных скоплений исландского шпата в шаровых лавах [3] играют восходящие гидротермальные растворы, широко развитые в вулканических областях.

Между тем, исследователями, проводившими работы в бассейне р. Нижняя Тунгуска, неоднократно отмечалось наличие трещинных структур на многих месторождениях. Однако эти трещины интерпретировались как образования нетектонического происхождения, а в случаях, когда тектонический характер трещин несомненен, их возраст определялся как пострудный из-за раздробленности кристаллоп-исландского шпата вблизи нарушений [3, 4].

В настоящее время назрела необходимость выяснения структурно-тектонического контроля месторождений в лавовой толще и более определенного обоснования генезиса исландского шпата.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изученное месторождение находится на юго-западной оконечности лавового поля Тунгусской синеклизы. В его строении принимают участие туфогенные и туфогенно-осадочные породы корвунчанской свиты и лавовые покровы нидымской свиты нижнего триаса.

На поверхности туфогенно-осадочных пород отмечается впадина глубиной 30—40 м и протяженностью более 1 км, которая выполнена несколькими лавовыми покровами нидымской свиты, причем три нижних покрова приблизительно повторяют форму впадины.

Непосредственно на породах корвунчанской свиты залегает первый симметричный покров базальта мощностью 25—30 м. К мандельштейну кровли первого покрова приурочена кальцитовая минерализация жильного типа — нижняя шпатоносная зона. На этом покрове лежит второй покров базальта, имеющий малую мощность и асимметричное строение. Второй покров перекрыт туфоалевролитами, мощность которых 1—2 м. На северо-западном и юго-восточном флангах месторождения туфоалевролиты обнажены гипсометрически выше, чем в центральной части, т. е. ими еще раз повторяется первоначальная форма впадины.

Впадина полностью нивелируется третьим покровом, основание которого сложено шаровой лавой, переходящей через зону внутрипокровного мандельштейна в базальт, сменяющийся выше мандельштейном кровли. К шаровой лаве третьего покрова приурочены скопления исландского шпата.

Линза шаровой лавы имеет протяженность 1,1 км, при мощности в центральной части 8—10 м. Шаровая лава сложена округлыми грубоэллипсоидальными блоками базальтового состава, размер которых по длинной оси в среднем 1,5—2 м, но нередко достигает 4—6 м. Базальтовые блоки погружены в «дресву», которая выполняет межшаровые пространства и состоит из обломков вулканического стекла и гидротермальных минералов обычного для месторождений этого типа парагенезиса. Упаковка базальтовых блоков внутри шаровой лавы плотная, межшаровые пространства невелики.

Гидротермальные минералы шаровых лав представлены непрозрачным кальцитом, исландском шпатом, анальцимом, апофиллитом, цеолитами (морденитом, гейландитом, десмином, ломонитом, томсонитом), широко развиты минералы группы монтмориллонита. Они образуют гнезда в межшаровом пространстве, причем наиболее широко развит морденит в тесной ассоциации с исландским шпатом.

Кристаллы исландского шпата чаще всего не имеют правильных кристаллографических форм, что объясняется небольшими размерами

свободных полостей, контролирующих их рост. Кристаллы покрыты твердой морденитовой коркой, имеют желтую окраску слабой интенсивности. Большинство исследователей считает, что кристаллы исландского шпата внутри шаровой лавы размещены беспорядочно.

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1961—1962 гг. на описываемом месторождении была обнаружена и изучена серия трещин сбросового типа, которые секут горизонт шаровых лав в субширотном направлении (азимуты падения  $0-30^\circ$ ) и имеют крутое падение ( $70-85^\circ$ ). Трещины этого направления протягиваются на запад вглубь склона, а на востоке прерываются бровкой долины.



Рис. 1. Зеркало скольжения на мандельштейнах второго покрова. Гидротермальные минералы не имеют заметных механических повреждений

Амплитуда смещений по трещинам возрастает к северо-западу, колеблясь на отрезке 500 м от первых сантиметров до 3,5 м. Трещины выполнены светло-бурой тектонической глиной и имеют мощность от 1—2 см до 0,5 м. В лежащем боку тех трещин, амплитуда смещений по которым превышает мощность подстилающих шаровую лаву туфоалевролитов, наблюдается мандельштейн нижележащего второго покрова.

Плоскости тектонических нарушений, амплитуда которых превышает 1 м, представляют собой зеркала скольжения и имеют многочисленные треугольники выкрашивания, указывающие на сбросовый характер движений (рис. 1). Трещины располагаются кулисообразно, сочленяясь с более ранними субмеридиональными трещинами, характеризующимися подвижками малых амплитуд. Древний возраст субмеридиональных трещин подтверждается тем обстоятельством, что широтные трещины, прерываясь ими, за пределами блоков не прослеживаются.

На месторождении установлены сбросовые нарушения субширот-

ного простирания, секущие базальтовые покровы на противоположном берегу реки. Эти сбросы имеют значительные амплитуды и создают ложный уступ покрова, затрудняющий изучение геологического строения при геологической съемке (рис. 2). По своему харак-

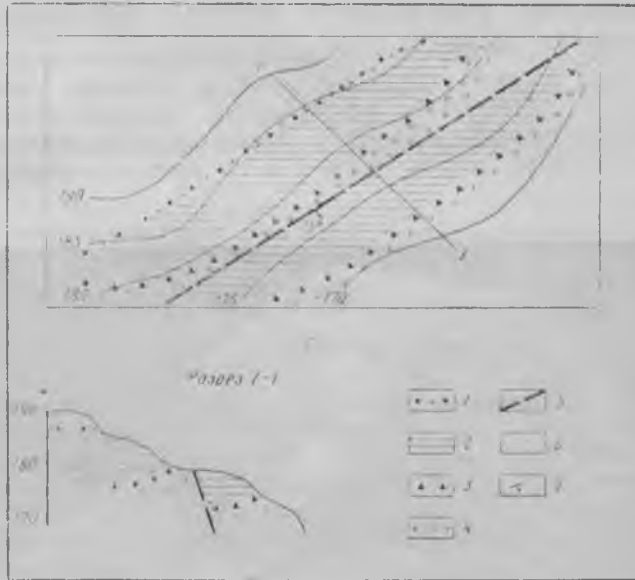


Рис. 2. Тектоническое нарушение сбросового типа, проходящее вдоль склона и создающее «ложный» покров

1 — мандельштейны третьего покрова; 2 — шаровые лавы третьего покрова; 3 — туфоалевролиты; 4 — мандельштейны второго покрова; 5 — линия тектонического нарушения; 6 — геологические границы; 7 — элементы залегания

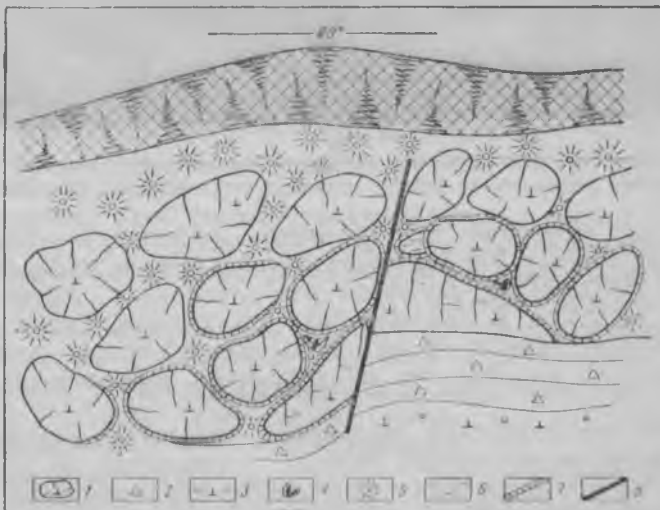


Рис. 3. Тектоническое нарушение в шаровой лаве сечет крупный подушковидный блок в почве горизонта и сбрасывает часть его на 1 м. В лежачем боку нарушения видны мандельштейны второго покрова

1 — базальтовые блоки, слагающие шаровую лаву; 2 — туфоалевролиты; 3 — мандельштейны; 4 — исландский шпак; 5 — «дресва»; 6 — минералы группы монтмориллонита; 7 — целлитовая оболочка вокруг блока; 8 — тектоническая трещина

теру описываемые трещины являются, вероятно, сколовыми, о чем свидетельствует их морфология, сравнительно большая протяженность по простиранию, прямолинейность и наличие движений по ним. Трещины скалывания проходят чаще всего по межшаровому пространству, раздвигая и уплотняя шары, но нередко ими секутся те блоки, которые они не в состоянии «отодвинуть» (рис. 3).

Трещин отрыва в шаровой лаве не наблюдалось, что объясняется, возможно, сложностью их распознавания в пределах межшарового пространства, выполненного рыхлым материалом.

### СВЯЗЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ТЕКТОНИКОЙ

Установить связь минерализации гнездового типа с разрывной тектоникой очень трудно ввиду сравнительно широкого распространения полезного компонента по всей массе шаровой лавы. Основной предпосылкой является зависимость минерализации от тектонических структур.

Пространственная связь гидротермальной минерализации с разрывными нарушениями заключается в увеличении количества гидротермальных минералов, а также кристаллов исландского шпата в местах сочленения широтных и меридиональных трещин. Установлено, что кальцитозая минерализация мандельштейна первого покрова как по вертикали, так и в плане совпадает с минерализацией шаровой лавы третьего покрова, что говорит о приуроченности минерализации обоих покровов к единой рудоконтролирующей структуре. Подобное «дерево минерализации», т. е. совпадение по вертикали гидротермальной минерализации нескольких покровов наблюдается на многих месторождениях нижнегунгусской группы.

Целость кристаллов исландского шпата в непосредственной близости от тектонических трещин и тяготение гидротермальной минерализации к ним дает возможность считать эти разрывные структуры дорудными по отношению к промышленной минерализации. Однако имеющийся фактический материал не позволяет однозначно говорить о дорудном возрасте тектонических трещин. Необходимо отметить, что все трещины пережили несколько этапов тектонических движений, причем некоторые движения происходили во время минералообразования и после него. На постминерализационные движения указывают тектонические борозды на гидротермальных минералах по плоскостям скольжения, наблюдаемые на северо-западном фланге месторождения, а также механические двойники в кристаллах, количество которых уменьшается к юго-востоку и совсем исчезает в центральной части месторождения. Заложенные в дорудное время трещины были использованы при более поздних тектонических подвижках, причем интенсивность этих движений в различных частях месторождения была неодинаковой.

Следовательно, описываемые трещины являются дорудными, пострудными и, возможно, интратрудными, т. е. долгоживущими. В свете этого положения доказательство пострудного характера известных на других месторождениях тектонических трещин из-за раздробленности вблизи них кристаллов исландского шпата возможно трактовать по-иному.

Тектонические нарушения в пределах месторождения определяют морфологию скоплений гидротермальных минералов и закономерности размещения кристаллов в шаровой лаве. Наблюдается резкое

увеличение интенсивности гидротермальной минерализации вблизи тектонических нарушений, особенно у мест сочленения субширотных и субмеридиональных тремин. По мере удаления от описанных сочленений количество гидротермальных минералов уменьшается. Кроме того, наблюдается некоторая ориентировка минералов вдоль трещин субширотного направления, что говорит о контроле минерализации этими трещинами. Таким образом, в пределах месторождения трещины широтного направления являются если не рудовмещающими, то, во всяком случае, рудоконтролирующими, что подтверждается пространственной связью минерализации и этих трещин.

#### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И МЕТОДИКИ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

При изучении тектонического контроля оруденения в первую очередь необходимо выяснить генезис исландского шпата в шаровой лаве. Вышеизложенные материалы ставят под сомнение правильность ранее высказываемой точки зрения о возможности образования исландского шпата в шаровой лаве за счет внутритропковных растворов.

В 1960 г. Е. И. Гуриновой было выдвинуто положение о приуроченности шаровых лав бассейна р. Нижней Тунгуски к впадинам на поверхности туфогенных отложений, возникшим в результате платформенного складкообразования [1]. Если генезис впадин может трактоваться по-разному, то роль их при локализации шаровых лав не вызывает сомнений.

Если считать, что месторождения в шаровых лавах образуются за счет внутритропковных растворов, то выявление впадины, содержащей шаровые лавы, должно привести к находке месторождения исландского шпата. Однако интенсивная минерализация исландским шпатом наблюдается далеко не во всех известных линзах шаровых лав, хотя гидротермальные минералы встречаются во всех или почти во всех линзах. Ранее уже отмечалось [2, 3], что какая-то часть минералов в шаровых лавах образовалась в результате автометаморфизма, но при этом не возникло их крупных скоплений. А. В. Скропышев [5], разбирая процесс автометаморфизма при остывании лавовых покровов, подтверждает наличие внутритропковных растворов. Тем не менее, он приходит к выводу, что промышленные скопления исландского шпата не возникали автометаморфическим путем.

Наличие крупных скоплений кальцита в одних линзах шаровых лав и отсутствие их в других, трудно объяснимое с точки зрения образования исландского шпата за счет внутритропковных растворов, легко объясняется контролем минерализации тектоническими трещинами. Шаровые лавы вследствие большой пористости явились естественным коллектором, который аккумулировал восходящие гидротермальные растворы, поэтому для локализации продуктов минерализации необходимо было, чтобы рудоподводящие трещины пересекали эти шаровые лавы или прошли в непосредственной близости от них. Это легко допустить, учитывая широкое развитие шаровых лав и активный тектогенез в районах вулканической деятельности.

Представления об образовании исландского шпата в лавах только за счет внутритропковных растворов значительно сужали возможность поисков месторождений в лавах и фактически исключали возможность наличия самостоятельных месторождений в мандельштейнах. Действительно, если считать шаровые лавы источником минералооб-

разующих растворов, то необходимо признать существование где-то поблизости над этими мандельштейнами «питающих» шаровых лав. Однако практика показывает, что существуют месторождения исландского шпата в мандельштейнах, не имеющие видимой связи с шаровыми лавами.

Основное значение здесь имеет то обстоятельство, что и мандельштейны и шаровые лавы в текстурном отношении являются благоприятными породами для кристаллизации гидротермальных минералов, поскольку имеют многочисленные естественные полости и в силу своей пористости сравнительно легко поддаются растворению.

В отношении месторождений в лавах как образований нетектонического характера существует еще целый ряд противоречий: наличие нескольких генераций минералов, аналогичный минеральный парагенезис тектонических месторождений в туфах и «нетектонических» месторождений в лавах и др. Гипотеза образования исландского шпата в шаровых лавах за счет внутривулканических растворов не может ответить на спорные вопросы генезиса месторождений в эффузивных траппах и не дает необходимых практических предпосылок для эффективных поисков месторождений.

По мере накопления материала по структурно-тектоническому контролю минерализации шаровых лав должна измениться методика разведки месторождений этого типа и принципы подсчета запасов исландского шпата. В настоящее время разведка месторождения основывается на представлении о морфологии рудного тела как пластовой залежи, и подсчет запасов ведется путем распространения средневзвешенного содержания исландского шпата на весь объем шпатовосной породы. При выявлении факторов тектонического контроля уже на стадии поисково-разведочных работ можно выделить локальные участки минерализации кальцитом. Дальнейшая разведка должна быть сосредоточена в указанном локальном участке, а направление разведочных работ подчинено направлению основных рудоконтролирующих структур, что позволит сократить объем горных работ и сделать их более целенаправленными. Разведка должна вестись как изучение горизонтального рудного столба, что позволит сосредоточить основные выработки по его простиранию.

В значительной степени должна измениться методика подсчета запасов исландского шпата, так как станет возможным исключить из контура запасов блоки пустых пород и блоки с забалансовыми содержаниями; подвеска запасов категории  $C_2$  будет более обоснованной и значительно менее широкой. Разведка линзы шаровых лав как пластовой залежи предопределяет оконтуривание запасов исландского шпата категории  $C_2$  методом неограниченной экстраполяции, и выделение внутри линзы шаровых лав участков с повышенной концентрацией полезного ископаемого позволит увеличить степень достоверности подсчитанных запасов.

С целью дальнейшего изучения тектонических нарушений и определения их роли в размещении скоплений исландского шпата в шаровых лавах необходимо: 1) определить возраст тектонических нарушений по отношению к гидротермальной минерализации; 2) уточнить закономерности связи этих нарушений с промышленным оруденением; 3) разработать рациональные методы поисков новых месторождений с учетом структурно-тектонических факторов контроля минерализации. В решении этих задач значительную роль призвана сыграть геофизика.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1960.
  2. Киевленко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.
  3. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 1, 1959.
  4. Моор Г. Г. Месторождения исландского шпата в бассейне р. Нижней Тунгуски и перспективы их промышленного освоения. «Недра Арктики», № 2, 1947.
  5. Скропышев А. В. О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 29, 1960.
-

Г. Н. ВЕРТУШКОВ

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ УРАЛА

Вещественный состав жильного кварца до сих пор определяется с помощью качественного или, в лучшем случае, полуколичественного анализа. Сейчас необходимы новые методы, которые позволят получить полную характеристику жильного кварца в связи с широким использованием этого минерала для получения прозрачного кварцевого стекла.

Проведенные сотрудниками кафедры минералогии Свердловского горного института исследования вещественного состава кварца из ряда жил одного из районов Урала имеют непосредственное отношение к познанию кварца из других его районов.

Источником жильного кварца в Кыштымском районе являются кварцевые жилы по восточному контакту Уфалейского гранито-гнейсового массива. Большое число кварцевых жил наблюдается в кристаллических сланцах свиты *М* в непосредственном контакте с гранитами.

Кварцевые жилы, залегающие в свите *М*, пространственно связаны с гранитоидами и с участками развития гранитизации в контактовой зоне. За пределами контактовой зоны кварцевых жил нет. Они не обнаружены также в центральной части Уфалейского гранитного массива, несмотря на широкое развитие там процесса гранитизации. Эти факты не позволяют связывать гранитизацию пород свиты *М* и образование в них кварцевых жил. Но контактовый метаморфизм и формирование кварцевых жил тесно связаны между собой, как результат одного и того же геологического процесса — образования гранитов.

На восточном склоне Урала за пределами свиты *М* среди пород туфосланцевой толщи развиты кварцевые жилы иного типа. В них нет такого обилия и разнообразия минералов титана, как в кварцевых жилах свиты *М*. Около жил часто наблюдаются выделения пирита и превращение вмещающих пород в кварц-хлорит-серицитовые сланцы. Кварц в жилах этого типа не гранулирован.

В жилах Кыштымского района кварц составляет 90—95% объема, остальные 5—10% приходятся на пирит, рутил, ильменит, гематит, лимонит, псиломелан, сфен, роговые обманки, минералы группы эпидота (эпидот, клиноцоизит и цоизит), слоистые силикаты (биотит, мусковит, хлорит), полевые шпаты (микроклин и кислый плагиоклаз) и апатит. В коре выветривания кварц всегда довольно сильно загрязнен глинистыми минеральными частицами и остатками органического вещества. Второстепенные минералы приурочены к зальбандам жил, а в осевой части встречаются редко и в небольшом количестве (особенно такие, как эпидот и цоизит, полевые шпаты, биотит и роговая обманка).

Минерализация жил находится в зависимости от состава вмещающих пород. Железо-магнезиальные минералы (роговые обманки и биотит), минералы группы эпидота и титановые минералы большей частью встречаются в жилах, залегающих в амфиболитах или в непосредственной близости от этих пород. Жилы, связанные с кварц-сланцевыми сланцами, не содержат биотита и роговой обманки, минерализация их более однообразна и скудна.

Жильный кварц грубозернистый, под микроскопом видна грано-бластическая структура, отдельные зерна его часто имеют неровные зазубренные края и плотно соединяются друг с другом. Механическая прочность этого кварца значительно выше, чем прозрачного. Зерна ксеноморфны или субксеноморфны, наибольшее удлинение их наблюдается в направлении  $Ng$ . В агрегате кварца часто видно параллельно-шестоватое и грубосланцеватое строение. При ударе каждое зерно раскалывается по спайности [12]. Так как зерна параллельны между собой, из агрегата можно выбить блоки ромбоэдрической формы.

Под микроскопом видно, что большие группы зерен гаснут одновременно или имеют почти одинаковые углы угасания. Это убедительно доказывает, что каждая группа зерен образовалась в результате дробления одного монокристалла и что структура зернистого кварца имеет тектоническое происхождение.

Наряду с кварцем грубозернистого строения во всех или в очень многих жилах находится гигантозернистый кварц шестоватого строения, замутненный вторичными включениями. В отдельных участках он бесцветный или дымчатый и не отличается от горного хрусталя, благодаря чему может применяться для огранки. Степень замутненности кварца различная — от редких залеченных трещин с включениями до частой сетки трещин, обуславливающей молочно-белый цвет минерала. Кроме того, наблюдается значительное количество почти параллельных между собой открытых трещин, разделяющих кварц на пластинки. Как правило, в прозрачном кварце открытые трещины более совершенны, а в замутненном они криволинейны. Открытые трещины более поздние по сравнению с залеченными и сформировались после грануляции кварца.

Зернистый кварц образуется из шестоватого прозрачного или в различной степени замутненного кварца. Об этом свидетельствует наличие в замутненном кварце прожилков зернистого кварца, которые пересекаются между собой, иногда разветвляются.

Процесс преобразования шестоватого кварца в зернистый еще в начале текущего столетия был назван грануляцией [1]. Грануляция проявляется в жильном поле и в каждой отдельной жиле в неодинаковой степени, захватывая различный объем жильной массы. В жильном поле гранулировано значительно больше половины объема каждой жилы. Реликты первичного жильного кварца встречаются лишь в местах выклинивания жил по простиранию и падению, где удается проследить переход зернистого кварца в слабо замутненный гигантозернистый шестоватый кварц. Так как зона перерождения замутненного кварца в зернистый имеет наименьшую механическую прочность, в коллекциях в одном штуфе стекловидный и гранулированный кварц содержится очень редко. В Кыштымском районе встречены жилы, в которых грануляция проявлена в зачаточном состоянии, что является большой редкостью. В таких жилах удается проследить весь процесс метаморфизма кварца: от первичного прозрачного гигантозернистого и шестоватого через стекловидный до гранулированного.

На поверхностях излома стекловидного кварца и плоскостях отдельности разлистованного кварца бывают видны контуры друзовой структуры. Но определить величину и форму шестоватых индивидов, слагающих друзовые агрегаты, трудно. Наблюдаемые границы индивидов такого кварца представляют собой типичные индукционные грани и ребра. В поперечнике отдельные индивиды достигают не менее 5—10 см. Чаше всего встречаются агрегаты, в которых отдельные кристаллы кварца, вытянутые по  $L_3$ , превышают в поперечнике 30—40 см. Мелкие кварцевые прожилки часто на всю мощность (насколько это удастся видеть на штуфах) заполнены одним индивидом. Следовательно, стекловидный кварц имеет гигантозернистую друзовую или массивную структуру.

Замутнение стекловидного кварца вызвано включениями пузырьков, имеющих форму отрицательных кристаллов. Величина пузырьков колеблется от десятых долей миллиметра до субмикроскопических точек, которые, благодаря полному внутреннему отражению, под микроскопом в проходящем свете кажутся черными. Распределены пузырьки неравномерно; они концентрируются в зонах, имеющих ширину, ничтожно малую по сравнению с двумя другими измерениями. Более ста лет назад зоны с пузырьками [17] были признаны трещинами, по которым кристаллы вновь срастались, залечивались. В двадцатых годах текущего столетия Г. Г. Леммлейн [14] вновь обратил внимание на залеченные трещины с включениями в минералах и детально проследил процесс их образования на кристаллах  $\text{NaNO}_3$ . В местах, где включения особенно многочисленны, кварц приобретает молочно-белый цвет и утрачивает прозрачность. Среди беловатого кварца находятся прозрачные участки различной величины и остроугольной формы.

Трещины в кварце образовались в результате ориентированного тектонического давления и расположены друг относительно друга в определенной закономерности. Для анализа этой закономерности А. А. Шеколдин предложил воспользоваться моделью эллипсоида деформаций [16]. Как известно, в твердом теле под влиянием ориентированного давления возникают трещины. Трещины ориентируются параллельно четырем плоскостям, которые при максимально симметричном развитии соответствуют граням фигуры ромбической сингонии, представляя собой комбинацию двух пинакоидов и ромбической призмы. Эти четыре плоскости принадлежат одной зоне, ось которой обозначена [100]. Нормали к этим трещинам могут быть построены в одной плоскости, перпендикулярной оси зоны. Отсюда следует, что если в штуфе или минеральном теле имеются пересекающиеся трещины, то все эти трещины относятся к одной системе и нормали к ним могут быть совмещены в одной плоскости.

Конечно, реальная система трещин лишь приближается к рассмотренной идеальной картине.

Признак принадлежности трещин к одной системе мы широко применили при исследовании процесса образования залеченных и открытых трещин в кварце. Наиболее показательной оказалась система трещин на плоскопараллельном образце (рис. 1), который был выбит из кварцевого прожилка (образец из коллекции Ю. А. Соколова, Маукский железный рудник). Вдоль длинной стороны образца идут открытые трещины, а в нижнем правом углу видна грануляция кварца. Стороны обозначены знаками стран света условно. В табл. 1 даны

элементы «залегания» трещин, которые наблюдаются на этом штуфе; определены они с помощью прикладного гониометра.

На образце отчетливо видны зальбанды жилы, условные координаты которых: простирание СВ —  $8^\circ$ , падение СЗ —  $278^\circ$  под углом  $80^\circ$ ,

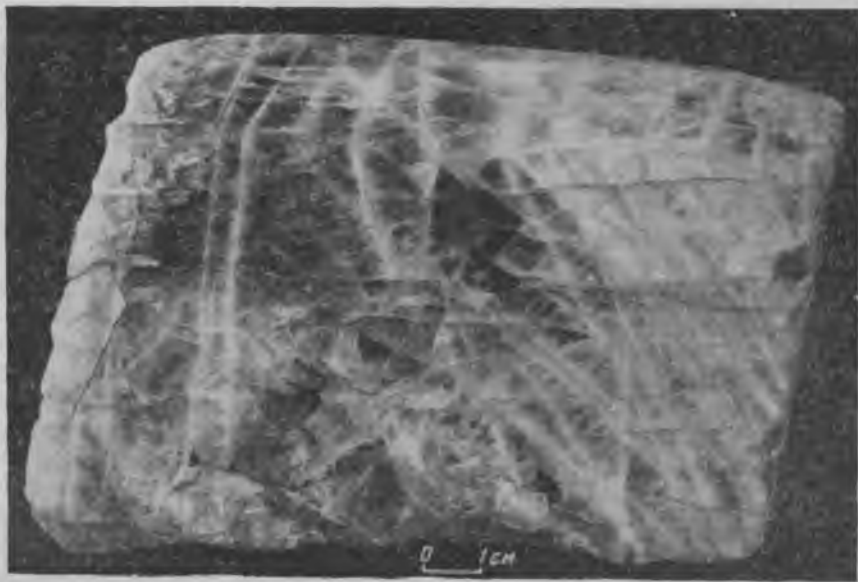


Рис. 1. Штуф жильного кварца (фото в отраженном свете). Левая и правая кромки образца — зальбанды жилы. Белые полосы — залеченные трещины, темные участки — реликты первичного прозрачного кварца

В зальбандах жилы имеются включения кварц-гранато-слюдистых сланцев; элементы залегания их (в условных координатах): простирание СВ —  $67^\circ$ , падение ЮВ —  $157^\circ$  под углом  $59^\circ$ .

Таблица 1

Элементы «залегания» трещин в образце кварца из жилы в районе Маукского железного рудника

№ п/п	Простирание	Падение		№ п/п	Простирание	Падение	
		направлен- ные падения	угол падения			направлен- ные падения	угол падения
<i>Залеченные трещины</i>							
1	СВ— $1^\circ$	СЗ— $271^\circ$	$76^\circ$	7	СВ— $89^\circ$	СЗ— $359^\circ$	$87-90^\circ$
2	СЗ— $311^\circ$	ЮЗ— $221^\circ$	$80^\circ$	8	СВ— $87^\circ$	ЮВ— $177^\circ$	$65^\circ$
3	СЗ— $331^\circ$	ЮЗ— $241^\circ$	$79^\circ$	9	СВ— $88^\circ$	ЮВ— $178^\circ$	$70^\circ$
4	СВ— $52^\circ$	СЗ— $332^\circ$	$85-84^\circ$	10	СВ— $90^\circ$	Ю— $180^\circ$	$5^\circ$

Стереографическая проекция нормалей к трещинам представлена на рис. 2, из которого следует, что жила заполняет трещину, являющуюся секущей по отношению к сланцеватости вмещающих пород; зальбанды жилы и сланцеватость пород отличны по своему положению от залеченных и открытых трещин. Довольно плотная сеть, пересекающихся залеченных трещин принадлежит к одной генерации и образована в один «прием». Это наиболее убедительное доказательство замутнения жильного кварца после полного заполнения открытой трещины под влиянием давления, направление которого для данного штуфа не полностью совпадало с направлением разрывного усилия, образовавшего камеру жилы. Открытые трещины пересекают залеченные, следовательно они образовались позднее. Грануляция перекрывает залеченные трещины; открытые трещины «затухают» в гранулированном кварце. Таким образом, тектонические подвижки, вызвавшие грануляцию кварца, представляют собой второй этап механической обработки жилы после ее образования; в течение третьего тектонического этапа сформировались открытые трещины.

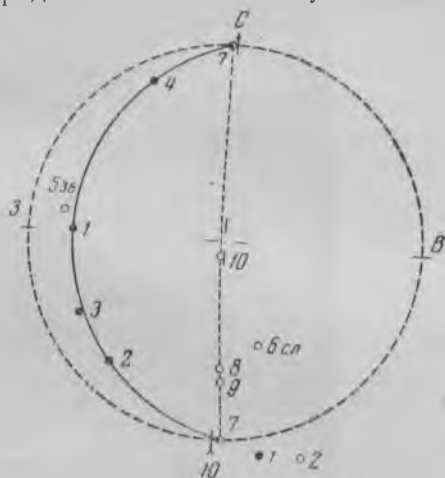


Рис. 2. Стереографическая проекция микротрещин в штуфе кварца, показанного на рис. 1

1 — залеченные трещины; 2 — открытые трещины; бзб — полос зальбанды жилы; бсл — полос сланцеватости вмещающих пород

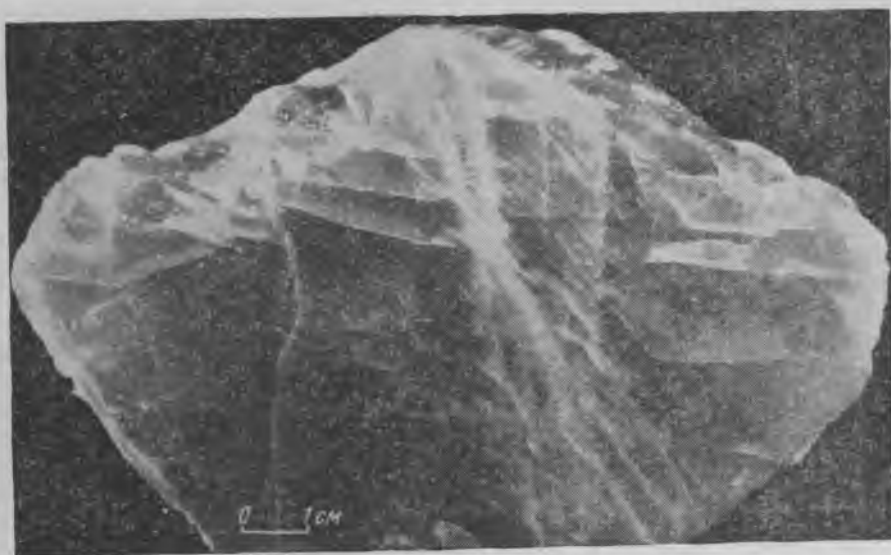


Рис. 3. Жильный кварц дымчатой окраски. Белые полосы — залеченные трещины, темные участки — блоки первичного прозрачного кварца (фото в отраженном свете)

Примерно такая же картина распределения трещин видна и на штуфе дымчатого кварца из жилы № 3 (рис. 3). Стереографическая проек-

ния нормалей к трещинам этого образца представлена на рис. 4. «Крупные» и «мелкие» залеченные трещины образуют здесь две серии независимых трещин, которые возникли в результате двух разновозрастных тектонических подвижек. Мелкие трещины, по-видимому, образовались позднее, так как местами они пересекают более крупные залеченные трещины. Открытые трещины иногда пересекают залеченные, но большая часть их обрывается около зоны залеченных трещин, что свидетельствует о более высокой прочности («вязкости») кварца, «пораженного» залеченными трещинами.

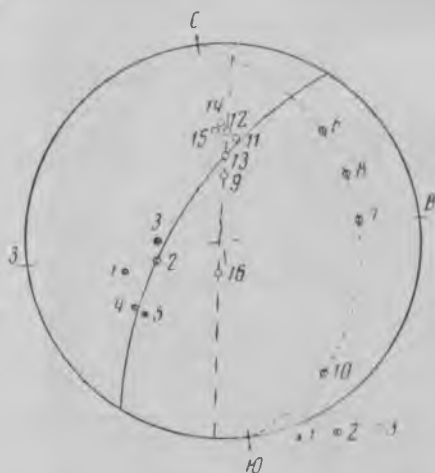


Рис. 4. Стереографическая проекция микротрещин в штурфе кварца, показанного на рис. 3

1 — крупные залеченные трещины; 2 — мелкие залеченные трещины; 3 — открытые трещины

На рис. 5 показан образец замутненного кварца с значительным развитием залеченных трещин, которые по величине разделены нами на три группы. Стереографическая проекция нормалей к этим трещинам представлена на рис. 6. Большое количество разновозрастных трещин в этом образце не позволило точно установить отдельные их системы. Плоскость расположена неудачно: полюса трещин спроектировались почти на основной круг проекций, что затруднило точное выявление трещин, принадлежащих к одной зоне.

При густой сети залеченных трещин трудно определять их положение, особенно углы падения, что несомненно отражается на результатах. Несмотря на все погрешности измерений, кучность расположения полюсов на стереографической проекции показывает, что трещины образовались после полного завершения процесса отложения кварца в камере жилы.

Жилы Кыштымского района, как свидетельствует детальный анализ систем трещин, приурочены к трещинам разрыва. Во время кристаллизации кварца заметных подвижек, которые приводили бы к его дроблению, не происходило. После кристаллизации кварца жилы испытывали лишь механические деформации, как односторонне сжимаемые твердые тела. Каждое сжатие вызывало образование отдельной системы трещин. В некоторых образцах видно, что разные системы трещин налагаются одна на другую, следовательно происходило залечивание одной системы трещин, а затем возникала новая система.

В Кыштымском районе по соотношениям трещин в жильном кварце можно выделить три фазы механических деформаций. В течение первой фазы образовалось несколько систем трещин, которые заполнялись кварцобразующим раствором и залечивались. Таким образом, они были почти сингенетичными с главной стадией отложения кварца, о чем свидетельствует и почти параллельное залыбандам жилы положение сколовых трещин в кварце.

Во вторую тектоническую фазу кварцевые жилы испытывали равномерное сжатие, вследствие чего кварц был в той или иной степени гранулирован. Степень грануляции и структура получившегося агрегата определялись прочностью жильного кварца и величиной напряжения при сжатии. Замутненный и прозрачный кварц, обладая различ-



Рис. 5. Жильный стекловидный кварц. Белые полосы — залеченные трещины

ной прочностью, при одних и тех же условиях грануляции давали несколько отличные по строению зернистые агрегаты.

В Кыштымском районе подвергались грануляции кварцевые жилы, кварц которых мало замутнен. Эти жилы следует рассматривать как реликты минеральных тел, образовавшихся до фазы тектонического процесса, вызывавшей грануляцию кварца.

В Кыштымском жильном поле по трещинам в жильном кварце можно выделить три фазы механических деформаций. В течение первой фазы подвижек в первично-прозрачном кварце образовалось несколько генетических семейств трещин, которые были залечены. Это дает нам право считать их почти сингенетичными с главной стадией отложения кварца. Об этом свидетельствует и положение сколовых трещин в штуфах кварца, которые почти параллельны залеченным трещинам жилы.



Рис. 6. Стереографическая проекция микротрещин в штуфе кварца, показанного на рис. 5

1 — крупные залеченные трещины; 2 — средние залеченные трещины; 3 — мелкие, едва заметные залеченные трещины

Во вторую тектоническую фазу кварцевые жилы испытывали равномерное сжатие, вследствие чего кварц был в той или иной степени гранулирован. Степень грануляции и структура получившегося агрегата определялись прочностью жильного кварца и величиной напряжения сжатия его. Замутненный кварц и прозрачный, обладая различной прочностью, при одних и тех же условиях грануляции дали несколько отличные по своему строению зернистые агрегаты.

В течение третьей фазы деформации сформировались трещины, наиболее совершенная система которых ориентировалась почти перпендикулярно к простиранию жилы. Трещины третьей фазы остались открытыми, следовательно они образовались после прекращения минерализации жилы. Из индивидов кварца, ось  $L_3$  которых была расположена перпендикулярно к стенкам жилы (или близка к этому направлению), образовался кварц-резунец.

В жилах, сложенных гранулированным кварцем, открытые трещины обуславливают плитняковую или параллелепипедальную отдельность. Таким образом, кварц «запоминает» не только местные деформации, но и региональные тектонические процессы в области распространения жил.

Для определения применимости микротектонического анализа к изучению жильного кварца, метаморфизованного в большей степени, чем кварц из жил Кыштымского района, мы вырезали пластинку из кварца другого района. Как уже было отмечено В. Т. Ушаковским [20], этот кварц первично представлял собой гигантозернистый агрегат, состоящий из прозрачных индивидов. Наш образец жильного кварца взят из керна разведочной скважины с глубины 100—150 м. Пластинка толщиной 3—5 мм помещалась на канадском бальзаме между предметными стеклами; фотография пластинки в отраженном

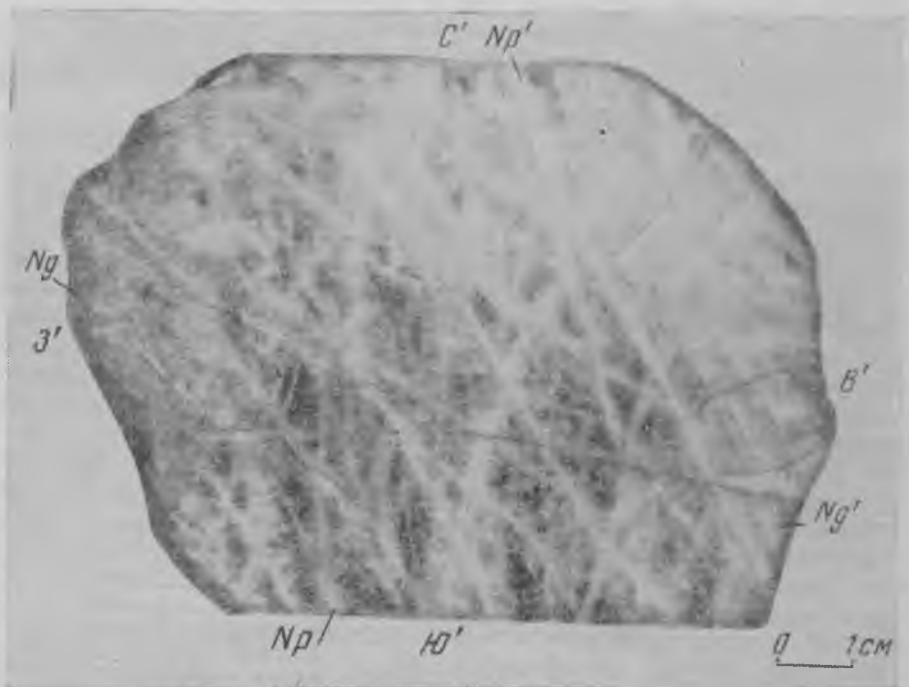


Рис. 7. Пластинка из жильного кварца. Белые полосы — залеченные трещины, темные участки — реликты прозрачного кварца, буквы — условные координаты

свете представлена на рис. 7. Срез был сделан перпендикулярно к трещинам. На фотографии видны белые полосы — залеченные трещины и темные участки — реликты прозрачного кварца. С помощью микроскопа было установлено, что вся пластинка принадлежит одному индивиду, расположение оптических осей которого показано на фотографии.

На стереографической проекции (рис. 8) видно, что трещины, по которым располагаются пузырьки включений, принадлежат одной зоне и не совпадают с кристаллографическими плоскостями в кварце. Таким образом, и в сильно метаморфизованном кварце другого района с помощью микротектонического анализа однозначно устанавливается механическое происхождение трещин, по которым располагаются включения, обуславливающие молочно-белый цвет этого жильного кварца. Плотная сеть пересекающихся трещин принадлежит одной системе и образована в течение одного тектонического процесса.

Сколовые трещины и особенно трещины разрыва представляют собой не просто расщелины с гладкими стенками, а являются сложными зонами разрушения с очень большим числом сопровождающих мелких трещин — трещин оперения, которые ветвятся и пересекаются.

В каждой точке микротектонической зоны можно обнаружить микротрещины сколовые, сжатия и разрыва, причем группы трещин, принадлежащих одному микротектоническому направлению, почти параллельны между собой. Ритмичность расположения микротрещин свидетельствует о последовательной серии разрывных нарушений кварца при образовании крупных трещин, в которых затем при залечивании остались включения пузырьков.

Направленное давление, вызывая образование открытых трещин, увеличивает объем кварцевого блока. Таким образом, односторонние направленные механические деформации приводят к разрыхлению кварца, уменьшению его объемного веса и нарушению однородности кристаллической структуры.

Около залеченных трещин в кварце всегда наблюдаются дофинеи-ские двойники [6]. Тонкость и сложность двойникового рисунка связана с интенсивностью дробления кварца: сильно раздробленные участки жильного кварца имеют исключительно сложный двойниковый рисунок. Мало деформированный жильный кварц также имеет дофинеи-ские двойники, но распространенность двойниковых прорастаний в нем обратно пропорциональна объему гомогенных участков.

Почти невозможно проследить весь процесс перерождения первичного кварца в зернистый на образцах из одной жилы или одного месторождения. При исследованиях нами использовался кварц из разных районов Урала и в частности из жил альпийского типа, залегающих в рутиловых эклогитах [23]. Один из веских аргументов в пользу вторичного образования зернистого кварца за счет крупных кристаллов служит развитие грануляции по трещинам в первичном прозрач-

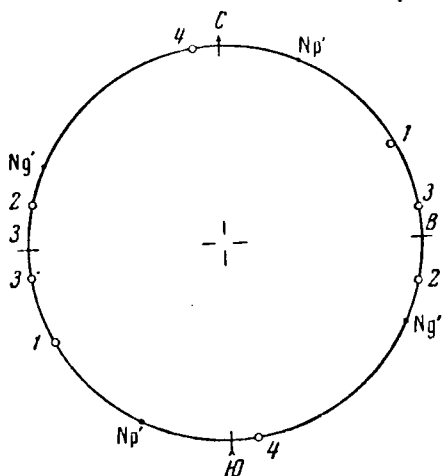


Рис. 8 Стереографическая проекция микротрещин в пластинке из жильного кварца, показанного на рис. 7

лом кварце. При этом происходит разделение крупных индивидов кварца на зерна и их переориентация. На рис. 9 изображена пластинка кварца из жил альпийского типа (фото в отраженном свете) с белыми полосами гранулированного кварца и темными — реликтами первичного прозрачного кварца; белые полосы — это своеобразные «трещины грануляции», видно, что они пересекаются между собой.



Рис. 9. Прожилки гранулированного кварца в прозрачном блокованном жильном кварце (фото в отраженном свете)

Взаимоотношения таких трещин схематически показаны на рис. 10. Трещины грануляции постепенно выклиниваются, расположение их в жильном кварце подчиняется тем же законам, что и расположение залеченных или открытых трещин. В одном из штуфов частично гранулированного кварца было определено положение трещин грануляции и нормали к ним нанесены на стереографическую проекцию (рис. 11). На проекции видно, что некоторые нормали к трещинам грануляции лежат в одной плоскости, например, нормали к трещинам 6, 5, 2 и 9; близко к этой плоскости лежит и нормаль к трещине 1. В одной плоскости также находятся нормали к трещинам 4, 7 и 3. Следовательно, грануляция во многом сходна с разрушением кварца под влиянием направленного давления.

При сжатии замутненного кварца в нем разрушаются и исчезают пузырьки, заполненные жидкостью [10]. Можно подобрать серию шлифов и проследить уменьшение количества пузырьков при возрастании интенсивности грануляции. Со степенью грануляции связано (до определенного предела) и облачное угасание кварца — незначительное в начале процесса и возрастающее с увеличением интенсивности грануляции. Однако при очень сильном перерождении кварца в зернистый агрегат оптические аномалии постепенно начинают уменьшаться. В жильном зернистом кварце, сходном по структуре с кварцитом, ано-

малии часто совершенно отсутствуют, и при травлении такого кварца плавиковой кислотой часто обнаруживается однородность отдельных зерен.

Рассмотрим развитие двойников в зернистом кварце для выяснения связи бразильских двойников с процессом грануляции. По мнению



1 — прозрачный блокованный жильный кварц;  
2 — гранулированный кварц

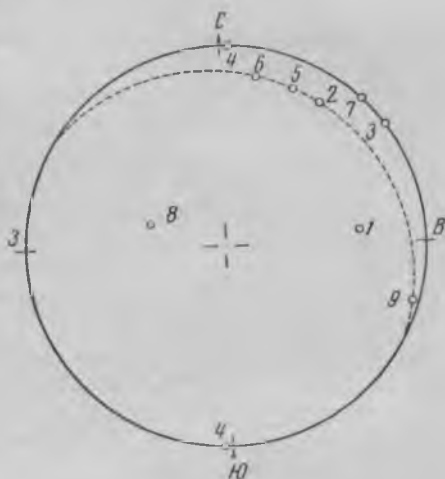


Рис. 11. Стереографическая проекция микротрещин в жильном кварце, «заполненных» гранулированным кварцем

Рис. 10. Взаимоотношение прожилков гранулированного кварца в жильном прозрачном блокованном кварце (рис. 9)

Е. В. Цинзерлинг [22] — «двойники бразильского и третьего закона никаким методом раздвойнивания не поддаются, так как изменить винтовое направление в расположении атомов на обратное означало бы разрушить структуру кварца». Если это верно, то по бразильским двойникам можно проследить процесс грануляции кварца.

В первичном кварце бразильские двойники встречаются часто. Они легко обнаруживаются в изломе кварца, на срезах и пришлифованных поверхностях, протравленных плавиковой кислотой, по характерному рисунку двойниковых границ. Что касается метаморфизованного кварца, то нами просмотрены десятки тысяч зерен гранулированного кварца, протравленных плавиковой кислотой, и установлено, что в них нет двойникового рисунка по бразильскому закону. Не обнаружены бразильские двойники и оптическим путем. Это свидетельствует о том, что в зернах, слагающих гранулированный кварц, практически отсутствуют бразильские двойники. ✓

Дофинеи́ские двойники в зернах наблюдаются довольно часто, но не всегда, обычно они развиваются только по краям зерен. Точных подсчетов количества двойников не производилось; приблизительно двойникованием по дофинеи́скому закону в той или иной степени охвачено не более 50% зерен. Двойникование по дофинеи́скому закону в гранулах уступает развитию этого явления около залеченных трещин. Установлено, что бразильские двойники почти отсутствуют. Объяснить это для кварца Кыштымского района не удалось,

так же как на примере этого кварца невозможно было установить, с чего начинается грануляция жильного кварца.

Все эти вопросы получили объяснение при изучении образцов кварца, собранных нами и Б. В. Чесноковым в другом районе. В этом районе жилы альпийского типа, по-видимому, подвергались умеренно-сжатию, поэтому здесь часто встречается прозрачный кварц, излом



Рис. 12. Схематическая зарисовка пластинки из метаморфизованного жильного кварца

1 — зоны роста; 2 — бразильские двойники; 3 — включения породы



Рис. 13. Фрагмент зоны блокирования из пластинки, изображенной на рис. 12

1 — двойники бразильские; 2 — блокированный кварц

которого имеет струйчатую поверхность и муаровый отлив; блеск кварца «холодный» и куски его очень напоминают лед. Один из образцов этого кварца был разрезан и пришлифован; в нем были обнаружены такие же отчетливые и ясные зоны роста, как и в хорошо ограненных кристаллах (рис. 12). При травлении в кварце обнаружены бразильские двойники и полосы, пересекающие зоны роста, состоящие из мелких субиндивидов, находящихся друг относительно друга под малыми углами. Под микроскопом в толстых пластинках такие субиндивиды отличаются яркой интерференционной окраской; каждый имеет несколько удлинненную форму и ограничен сравнительно ровной округлой поверхностью. Угасание отдельных субиндивидов отличается на 5—10°, но не отвечает ориентировке кристалла, в котором они образуются. Процесс развития подобных субиндивидов в кристалле относится к типу пластических деформаций, названному Д. П. Григорьевым [11] блокианием. Индивиды кварца, разделенные на блоки, обнаруживают после травления мерцающий блеск.

Таким образом, устанавливается постепенный переход от прозрачного «ледяного» кварца, незначительно подвергнутого блокианию, вплоть до типичного зернистого кварца; т. е. блокивание кварца этого района можно рассматривать как начало грануляции, которая заканчивается образованием зернистого агрегата со структурой тектонита.

В том случае, когда полосы кварца с мерцающим блеском, т. е. разделенного на блоки, пересекают бразильские двойники, в блоках кварца исчезают как бразильские (рис. 13), так и дофинейские двойники. По оптическим свойствам и при травлении субиндивиды блокованного кварца представляются монокристалльными, что позволяет рассматривать блокование как пластическую деформацию, сопровождающуюся усовершенствованием кристаллической решетки кварца. Развивающаяся далее грануляция продолжает процесс гомогенизации субиндивидов кварца.

Вещественный состав жильного кварца, как и состав любого минерального агрегата, сложный. В нем накапливается много различных примесей, генезис которых не всегда легко можно установить. Поэтому генетическую классификацию составных частей жильной кварцевой породы дать нельзя, каждая составная часть этой породы имеет свою историю: одна образуется до отложения кварца, другая выделяется совместно с ним, какие-то части «приходят» в кварц после его образования. Примеси могут выноситься из кварца или совершенно изменять свой состав и форму выделения.

Следовательно, для каждого жильного поля, а может быть и для каждой жилы, имеется своя история примесей, которые находятся в кварце и загрязняют его как техническое сырье. Практически примеси в жильном кварце различают по морфологическому принципу. Это дает возможность однозначно определять вещественный состав жильного кварца и делать выводы о применимости его для технических целей.

В жильном кварце целесообразно выделять две группы примесей:

1) структурные, находящиеся в решетке кварца в виде твердого раствора или тонкодисперсной фазы;

2) механические, представленные веществом, заполняющим пузырьки, твердыми минеральными частицами включений в зернах кварца или выделениями в форме пленок на поверхности зерен.

Структурные примеси кварца влияют на его структурные и тепловые константы. Для определения наличия структурных примесей в кварце автор использовал прецизионный метод определения параметров решетки этого минерала [2] и дифференциальный метод определения температуры  $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращения [13].

Содержание примесей в кварце порядка 0,00X% изменяет параметры его структуры по  $a_0$  в четвертом знаке и по  $c_0$  в третьем и четвертом знаках [21]. Измерения температуры полиморфического превращения кварца дифференциальным термическим методом, с помощью которого можно достичь точности  $\pm 0,1^\circ$  и даже  $\pm 0,04^\circ$  [13] показывают, что температура и скорость  $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращения загрязненного кварца иные, чем у кристаллов, относительно свободных от примесей.

При изучении механических примесей в жильном кварце учитывалось, что такие примеси рассеивают и поглощают свет, и количество их может быть охарактеризовано отношением

$$\frac{I_x}{I_0} = T,$$

где  $I_0$  — мощность светового потока, падающего на образец;

$I_x$  — мощность светового потока, который проходит через образец.

$T$  — коэффициент пропускания.

Мы условно приняли коэффициент пропускания совершенно бесцветного горного хрусталя за 100% и с прозрачностью этого образца сравнивали прозрачность исследуемых объектов.

Приготовить равноценные пластинки эталона и пробы оказалось невозможным, поэтому мы сравнивали пропускание света эталоном и пробой в порошках, беря равные навески, состоящие из зерен размером от  $-0,3$  до  $+0,2$  мм, и помещая их в одинаковые кюветы, наполненные иммерсионной жидкостью с показателем преломления, близким к среднему показателю преломления кварца. В такой жидкости границы зерен прозрачного кварца «исчезают» и видны только механические примеси. Если порошок кварца очистить от примесей твердых минеральных частиц, то коэффициент пропускания света будет зависеть от степени замутнения кварца включениями газа и жидкости. Принципиальная схема для определения  $T$  приводится на рис. 14. По нашим определениям  $T$  для хорошо очищенного жильного кварца колеблется от 10—15% до 91—98%.

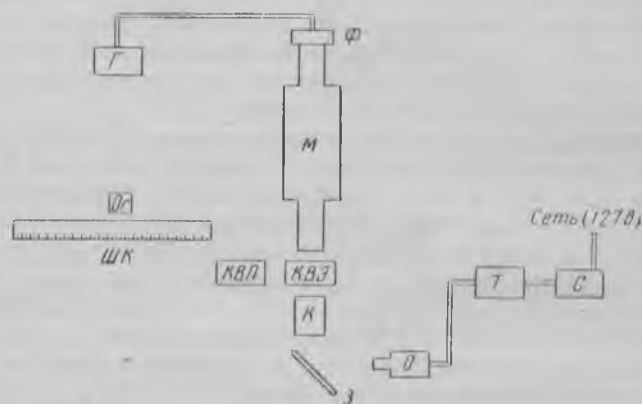


Рис. 14. Принципиальная схема установки для определения коэффициента пропускания света

С — стабилизатор, Т — трансформатор, О — осветитель, З — зеркало, К — конденсатор, КВЛ — кювета с пробой, КВЭ — кювета с эталоном, М — микроскоп, Ф — селеновый фотоземлет, Г — зеркальный гальванометр, Ог — осветитель зеркального гальванометра, ШК — шкала

Для определения состава жидкости, заполняющей включения в кварце, использовалась методика, разработанная М. А. Умовой при участии Р. И. Глебова и П. Н. Шибанова [19].

Количество летучих составных частей можно определить как потери в весе при прокаливании. При нагревании кварца пузырьки с жидкостью взрываются при температуре от 100 до 450°. Нагревание кварца до 700—800° и выдерживание его при этой температуре в течение 3—4 часов освобождает кварц от всех летучих составных частей.

Если известны содержание жидкости во включениях, коэффициент пропускания  $T$  и потери при прокаливании можно количественно выразить степень замутненности жильного кварца.

Состав и количество минеральных веществ, растворенных в жидкой части включений, определить не удалось. Для получения надежных данных о содержании анионов и катионов в жидких включениях кварца нужна особая методика с применением специальной посуды и особо очищенных реактивов.

Пленки битумов (которые возможны в трещинках и пустотках кварца) можно извлечь путем экстракции парами спирто-бензольной смеси. Тонкие пленки гидроокислов железа и марганца с поверхности зерен и из трещин легко снимаются 10%-ным водным раствором при

легком подогревании пробы в течение 15—30 мин. В солянокислой вытяжке определение железа проводилось калориметрическим методом с сульфосалициловой кислотой.

Включения твердых минералов в кварце определяются путем изучения штифтов, порошков, полированных и шлифованных поверхностей и других препаратов. Наилучшие результаты получаются при наблюдении зерен кварца в иммерсионных жидкостях, показатель преломления которых равен среднему показателю преломления кварца.

Однако ни один из методов не может заменить визуальный осмотр свежих поверхностей излома кварца. Осмотр кварца невооруженным глазом, под бинокулярным микроскопом или с помощью короткофокусной лупы при хорошем освещении дает возможность выбрать наиболее доброкачественный материал для точных исследований и подметить такие особенности кварца, которые ускользают от исследователя при любой другой методике изучения.

Для целого ряда исследований пробы жильного кварца нужно специально очищать и высушивать в сушильном шкафу. Тщательно промытая проба весом 1—1,5 кг дробится молотком на наковальне на куски диаметром 2—3 см; из этой части пробы берется навеска 700—800 г для определения в кварце содержания и состава жидких включений. Около 50 г пробы затем дробится в ступке с периодической расситкой на стандартном наборе сит с целью получения фракций: —0,8+0,6 мм; 0,6+0,4 мм; —0,4+0,3 мм; —0,3+0,2 мм; —0,2 мм

Для большей части проб получается только фракция —0,3—0,2 мм в количестве 20—15 г. Из каждой фракции магнитом извлекается железо, которым она засорилась при измельчении, после чего проба идет на химическую обработку. Порошок в стеклянном стакане заливается водным 10%-ным раствором HCl и подогревается в течение 10—30 мин. на электрической плитке при помешивании стеклянной палочкой. Затем кварц собирается на фильтре и промывается дистиллированной водой до исчезновения  $Cl^{-1}$  в фильтрате. После промывки кварц выдерживается в сушильном шкафу до постоянного веса при температуре 110—120°, на что требуется 8—12 часов.

Обработанный таким путем кварц подвергается оптическим исследованиям, определениям температуры  $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращения, рентгеновским исследованиям и определению коэффициентов пропускания света.

На основании изучения 30 проб жильного кварца из различных гидротермальных месторождений Урала, в том числе из рудных хрусталеносных и безрудных жил, было определено следующее:

1. Параметры элементарной ячейки кварца (определены А. И. Белковским, Б. В. Чесноковым и Ю. П. Сорокиным), слагающего жилы, остаются постоянными в пределах точности исследования  $\pm 0,0002kX$ , что свидетельствует о загрязнении решетки этого минерала примесями в количестве не более 0,000X%. Особенно высокой степенью чистоты отличается кварц Кыштымского района. Параметры решетки этого кварца почти равны параметрам эталона — горного хрусталя Приполярного Урала.

2. Параметры элементарной ячейки прозрачного жильного кварца, замутненного и гранулированного, не отличаются между собой.

3. Температура полиморфного превращения жильного кварца весьма постоянна. По измерениям В. И. Якшина, колебания температуры полиморфного превращения достигают лишь 1,4°. Особенно выдерживается температура  $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращения кварца из Кыштым-

ского района, где средняя температура полиморфного превращения жильного гранулированного кварца  $573,4^\circ$  (из 12 измерений), при колебании от  $572,7^\circ$  до  $573,6^\circ$ . Это также свидетельствует о присутствии примесей в кристаллической решетке не более  $0,000X\%$ . Таким образом, примеси в самом кварце, слагающем жилы, находятся в таком же небольшом количестве, как и в кристаллах горного хрусталя.

Практически ничтожные примеси, содержащиеся в жильном кварце, свободном от механических примесей и включений, не могут отрицательно влиять на качество получаемого из него обычного прозрачного кварцевого стекла.

Автором исследовался также один образец жильного кварца из Мурзинки, в котором замутнение иной природы — оно первично. Этот образец сложен довольно крупными индивидами кварца скелетной текстуры, захватывавшими включения маточного раствора непосредственно при кристаллизации; включения в нем имеют субмикроскопические размеры.

По структурным константам этот кварц резко отличается от всех остальных проб. Параметры его элементарной ячейки отличаются от стандарта:  $a_0 = +0,00147kX$  и  $c_0 = +0,00270kX$ , что свидетельствует о большем «загрязнении» кварца, но тоже в количестве не более  $0,00X\%$ . Температуру  $\alpha \leftrightarrow \beta$ -превращения этого кварца точно определить не удалось, так как температурный интервал полиморфного превращения оказался растянутым.

Максимальная замутненность оказалась в кварце из рудных жил, коэффициент пропускания света которого всего  $1\%$ . Исключительной чистотой отличается гранулированный кварц Кыштымского района, среднее значение  $T$  из девяти определений равно  $94\%$ , а замутненный кварц из этого района имеет  $T = 9\%$ .

Максимальные потери в весе прокаливания ( $0,20\%$ ) отмечаются для кварца из рудных жил. Потери при прокаливании гранулированного кварца в среднем составляют  $0,018\%$ , при колебаниях от  $0,010\%$  до  $0,024\%$ . Содержание летучих соединений в стекловидном кварце Кыштымского района достигает  $0,048\%$ . Иными словами, при грануляции количество примесей летучих соединений уменьшается вдвое. Количество примесей летучих соединений в гранулированном кварце Аргазинского района примерно  $0,032\%$ , т. е. на треть больше по сравнению с кварцем Кыштымского района.

Коэффициент пропускания  $T$  и потери при прокаливании взаимно контролируют друг друга, они связаны обратной функциональной зависимостью. Это значит, что замутненность кварца в основном обусловлена содержанием летучих соединений, которые, как известно, в жильном кварце находятся в пузырьках.

Состав жидких включений в кварце нельзя считать точно установленным. Сорбционные явления и химические реакции при обработке кварца в мельнице в значительной мере маскируют истинную картину содержания летучих соединений во вскрытых пузырьках. В процессе производства анализа газов было обнаружено, что в жилах с повышенным содержанием влаги в пузырьках состав газов закономерно меняется, с течением времени в газе, извлекаемом из мельницы с кварцем, увеличивается содержание  $H_2$  и примерно на столько же уменьшается количество  $CO_2$ . Так, в жильном кварце из Березовска (табл. 2) после размола количество  $H_2$  с  $4\%$  в газовой смеси за 148 часов увеличивается до  $84\%$ , а содержание  $CO_2$  уменьшается от  $90\%$  до  $6,1\%$ . При дроблении этого кварца

Резко!  
Сравнительно  
дешево

в течение 10 мин. состав газовой смеси не меняется, содержание  $\text{CO}_2$  равно 98%, остается неизменным в течение 3—4 суток. Газы из кварца, в которых содержится мало влаги, с течением времени не изменяются. После искусственного добавления воды в эти газы в мельнице начинается такой же процесс изменения их состава, как и в газе из кварца Березовска. При дроблении кварца в стальной шаровой мельнице образуется тонкодисперсное железо, частицы которого сорбируют воду и углекислый газ. На каждой пылинке железа возникает  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , что приводит к реакции:



Таблица 2

Изменение состава газа, извлеченного из кварца Березовска  
(при  $P=1-2 \cdot 10^{-1}$  мм рт. ст.)

Компоненты	Результаты анализа в %						
	после размола	24 час.	48 час.	72 час.	96 час.	120 час.	148 час.
$\text{CO}_2$	90	64,6	41,5	10,7	10	5,1	6,1
$\text{O}_2$	0,0	4,5	4,7	1,4	—	3,5	1,5
$\text{CO}$	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
$\text{H}_2$	4	30	46,3	79	82	83,5	84
$\text{N}_2$	6	—	7,5	8,9	7,5	7,9	8,4

Примечание. Влага : газ = 0,5 : 1 (в первом анализе).

Таким образом, каждая молекула  $\text{CO}_2$  из первичного газа под действием  $\text{H}_2\text{O}$ , сорбции и реакции вытеснения заменяется молекулой  $\text{H}_2$ . Некоторое значение в образовании водорода имеет, вероятно, и реакция окисления железа. Если газовая смесь отличается повышенным содержанием воды, то на стенках и шарах мельницы образуются ржавые пятна, а кварцевая пыль приобретает желтоватый цвет.

По соотношению влаги и газа в пузырьках исследованные нами кварцы разделяются на две группы: более водные и менее водные (табл. 3). В более водных кварцах это отношение от 0,1 и более, и газы в них с течением времени изменяются, тогда как в кварцах второй группы не изменяются.

Таблица 3

Состав включений в кварце из разных жил (дробление кварца в шаровой стальной мельнице в течение 2 час)

	Более водные кварцы	Менее водные кварцы
Отношение влага : газ	0,1 и более	0,1 и менее, преимущественно 0,01—0,03
Количество газа	Переменное, чем больше $T$ , тем меньше газа. Колебание от 0,0 до 66 мл на 100 г кварца	
Состав газа	Переменный	Стабильный
Содержание $\text{CO}_2$	90—50%, уменьшается с течением времени	Около 90%
Содержание $\text{H}_2$	Увеличивается с течением времени, достигая 90%	Нет

Жилы с «более водным кварцем» и с «менее водным кварцем» встречаются в жильных полях разных районов. В Кыштымском районе жильные поля представлены жилами с «более водным кварцем», кварц этих жил однородной текстуры [5]. Жильное поле в Аргазинском районе представлено жилами с «менее водным кварцем», кварц этих жил, по-видимому, блочного строения.

Таким образом, детальное изучение вещественного состава жильного кварца позволяет открыть новые генетические признаки жил, получить ряд констант для точного количественного сравнения кварца из разных районов и произвести технологическую оценку кварца, минуя опытные плавки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адамс С. Ф. Микроскопическое изучение жильного кварца. Критерии возрастных отношений рудообразующих минералов. Сб. статей. Изд. ОНТИ, 1934.
2. Афанасьева Н. А., Каменцев И. Е. и Франк-Каменецкий В. А. Колебание параметров элементарной ячейки кварца различного генезиса. Кристаллография, т. 4, вып. 3, 1959.
3. Богданович В. В. Микроскопическое и рентгенографическое исследование прозрачного и непрозрачного кварца. Зап. минер. о-ва, ч. 65, вып. 2, 1936.
4. Вертушков Г. Н. Месторождение прозрачного кварца «Хрустальки». Тр. и мат-лы Свердлов. горн. ин-та, вып. 3, 1937.
5. Вертушков Г. Н. Текстуры кристаллов кварца. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 71, вып. 1—2, 1942.
6. Вертушков Г. Н. Жильный кварц из жил восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 51, № 1, 1946.
7. Вертушков Г. Н. Разлистованный кварц с горы Хрустальной. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 75, вып. 64, 1946.
8. Вертушков Г. Н. Рутил с реки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма на Урале. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 73, вып. 1, 1949.
9. Вертушков Г. Н. Прозрачный жильный кварц в Белоярском районе около станции Режек на Урале. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 78, вып. 2, 1949.
10. Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца. Материалы по геологии Урала. Тр. СГИ, вып. 22, 1955.
11. Григорьев Д. П. Три типа пластических деформаций галенита. Минер. сб. Львов, геол. о-ва, № 12, 1958.
12. Григорьев Д. П. О проявлении спайности кварца в природе. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 87, вып. 4, 1958.
13. Кейт М. Л. и Туттл О. Ф. Значение вариации точки превращения кварца. Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1954.
14. Леммлейн Г. Г. Образование жидких включений в минералах и их применение в геологической термометрии. «Геохимия» № 6, 1956.
15. Прянишников В. П. Кварцевое стекло. Промстройиздат, 1956.
16. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
17. Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. Пер. с англ. под редакцией Г. Г. Леммлейна. Изд-во иностр. лит., 1956.
18. Умова М. А., Глебов Р. И. и Шибанов П. Н. Исследование химического состава газообразных включений в кварце из различных месторождений. Докл. АН СССР, т. 112, № 3, 1957.
19. Умова М. А., Глебов Р. И. и Шибанов П. Н. Установка для извлечения газово-жидких включений из минералов. Определение химического состава включений. Тр. Свердлов. горн. ин-та, вып. 36, 1960.
20. Ушаковский В. Т. О метаморфизме жильного кварца. Тр. ВНИИП, т. 4, вып. 1, 1960.
21. Франк-Каменецкий В. А. По поводу проявлений микроизоморфизма в кварце. Кристаллография, т. 5, вып. 4, 1960.
22. Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд-во АН СССР, 1961.
23. Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 4, 1959.

П. Б. ВАЙНЕРМАН, А. С. СМИРНОВА

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕХНИЧЕСКОГО АГАТА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Агатовые проявления в Закавказье развиты на территории, являющейся частью структурного подразделения, известного под названием «Малый Кавказ». Последний представляет собой крупный сложный антиклинорий, расчлененный на шесть зон. Агатовые проявления приурочены к Аджаро-Триалетской системе, а также к Сомхетско-Ганджинско-Карабахской и Армянской зонам (рис. 1).

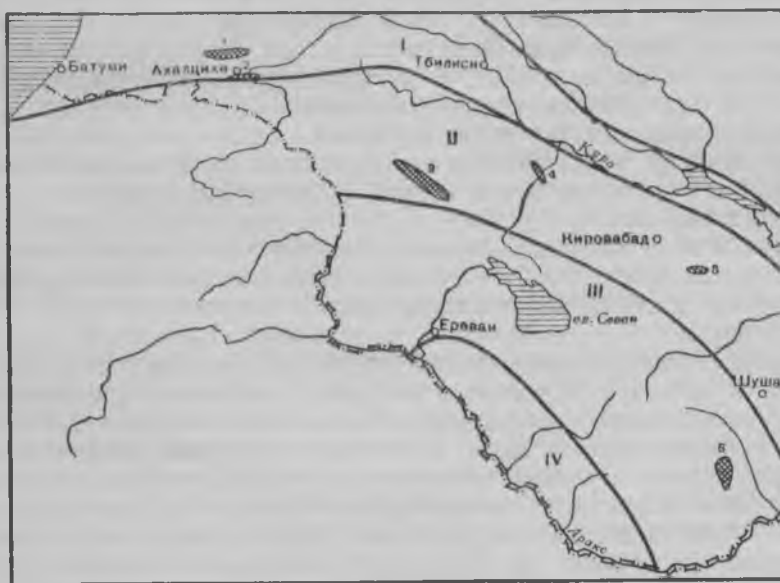


Рис. 1. Схема расположения агатоносных полос Закавказья

Складчатые зоны Малого Кавказа (по К. К. Паффенгольцу): I — Аджаро-Триалетская, II — Сомхетско-Ганджинско-Карабахская, III — Армянская, IV — Нахичеванская  
Агатоносные полосы: 1 — Северо-Ахалцихская, 2 — Памачская, 3 — Калининская, 4 — Иджеванская, 5 — Михайловская, 6 — Кафано-Базарчайская

Аджаро-Триалетская система, расположенная на севере описываемой территории, является поднятием нижнемиоценового возраста, сложным флишевыми и вулканогенными меловыми и палеогеновыми образованиями. Эта система представляет собой группу складок, опрокинутых к северу и частью надвинутых на расположенный севернее Дзирульский массив. П. Д. Гамкрелидзе выделяет в ней ряд зон и

подзон, в частности Ахалцихскую подзону (депрессию), к границам которой приурочены почти все месторождения агата Грузии.

*Сомхетско-Ганджинско-Карабахская складчатая зона* находится к югу от Аджаро-Триалетской системы. Она представляет собой поднятие, распадающееся, в свою очередь, на ряд кулисообразно расположенных поднятий и прогибов. Простираение их близко к широтному, но имеются и структуры северо-восточного направления. Зона сложена в основном вулканогенными породами нижней и средней юры, вулканогенным сантоном и мергель-известковой толщей верхнего мела; отложения эоцена развиты здесь незначительно, а на крайнем западе распространена мощная вулканогенная толща олигоцена Ахалкалакского нагорья<sup>1</sup>, трансгрессивно перекрывающая более древние дислоцированные отложения. Агатовые проявления Михайловской, Иджеванской и Калининской групп локализируются в трех разобщенных полосах, вытянутых в северо-западном направлении. Первые две группы приурочены к андезито-базальтам и дацитам, секущим вулканогенные меловые породы, а третья — к андезито-базальтам, рвущим эоценовые образования.

*Складчатая зона Армении* сложена вулканогенной толщей юры (на юго-востоке), вулканогенным и известняковым верхним мелом (в средней части на северо-востоке), вулканогенным эоценом и вулканогенным олигоценом. Незначительно развиты метаморфические сланцы нижнего палеозоя и докембрия, выступающие в ядрах антиклиналей. В течение юры, мела и палеогена в этой зоне преобладали геосинклинальные тенденции. В миоцене произошло общее поднятие зоны, а в четвертичное время излияние лав андезито-базальтового состава. Преобладающая часть агатовых проявлений (Кафано-Базарчайская группа) приурочена к верхнеюрским вулканогенным породам Зангезурской геантиклинали вблизи плиоценовой вулканогенной толщи у селения Грис.

Вулканизм в пределах Малого Кавказа проявлялся в значительном интервале геологического времени. Отметим некоторые особенности мезозойского и кайнозойского вулканизма, с которым связаны агатовые проявления.

Широкое распространение при мощности 2—3 км имеют эффузивные толщи юры, представленные кислыми и средними породами. Интрузивная деятельность в юре была развита незначительно. Она возобновилась в конце раннего мела, достигнув громадной силы в сеномане и раннем туроне. Вулканогенные породы широко развиты в Аджаро-Триалетской системе, где вулканогенная толща мела сложена рогово-обманковыми бедными пироксенами порфиритами и их туфами андезитового состава. В Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоне вулканогенная толща мела характеризуется более кислым составом и состоит из альбитизированных дацитов и их туфов. Меловые интрузивные породы на Малом Кавказе развиты слабо: зафиксирована лишь одна интрузия, которая в Карабахе прорывает отложения средней юры и перекрывается базальными конгломератами сантона.

В течение третичного периода вулканическая деятельность проявлялась неоднократно. Почти весь разрез эоцена содержит вулканогенные фации, сложенные разнообразными эффузивами и их обломочными разностями средней кислотности. В средней части Малого Кавказа вулканогенной фацией (от базальтов до липаритов) представлен олигоцен. К миоцену относятся туфобрекчии андезитового и трахиан-

<sup>1</sup> П. Д. Гамкрелидзе образование вулканогенной толщи Ахалкалакского нагорья относит к постплиоцену.

дезитового состава Герюсинского района, к плиоцену — мощная толща андезитов, андезито-дацитов и андезито-базальтов Карабахского вулканического нагорья (толща горы Ишихлы).

Г. М. Заридзе [5], П. Д. Гамкрелидзе [2] и др. в отличие от К. Н. Паффенгольца считают, что вулканические образования миоценового и плиоценового возраста на Малом Кавказе имеют широкое распространение.

Интрузивные образования третичного возраста развиты широко и расчленены по возрасту на верхнеэоценовые и нижнемиоценовые. В верхнеэоценовую орогеническую фазу сформировались крупные интрузии как кислые и средние, так основные и ультраосновные. Две последние разновидности интрузий образуют так называемый офиолитовый пояс в средней части Малого Кавказа. Основные породы развиты и в других районах Закавказья. Так, в Аджаро-Триалетской системе они прорывают отложения среднего эоцена.

В конце олигоцена — начале миоцена в связи с крупной орогенической фазой проявилась интрузивная деятельность, в результате которой образовались многочисленные тела гранодиоритов. Состав гранодиоритовых интрузий разнообразный: от гранитов и сиенитов до габбро. Породы этого интрузивного цикла в пределах Закавказья широко распространены и сопровождаются жильной фацией кислых щелочных и основных разновидностей.

В течение четвертичного периода на Малом Кавказе происходили вспышки вулканизма. Области распространения дацитов, андезитов и базальтов, а также разновидностей туфов расположены в местах разрывных нарушений, вдоль которых отмечены многочисленные центры излияния магмы, прослеживающиеся в виде полосы, вытянутой в северо-северо-западном направлении через Армению и Грузию. По северной окраине Ахалцихской депрессии полоса разрывов, выполненных магматическим материалом, имеет почти широтное простиранье при длине 35—40 км и мощности от 100 до 1100 м.

Многочисленные колчеданные, медно-колчеданные, медно-молибденовые и баритовые месторождения Закавказья генетически связаны (по К. Н. Паффенгольцу) с широко распространенными послеолигоценовыми гранодиоритовыми интрузиями. В отличие от К. Н. Паффенгольца, И. Г. Магакьян и Г. А. Твалчрелидзе [6, 9] считают, что колчеданные месторождения Алавердской группы генетически связаны с субвулканическими породами верхнего мела. Имеющийся фактический материал свидетельствует об отсутствии генетической и пространственной связи между агатовыми и металлическими месторождениями.

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ АГАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В пределах Советского Союза агат широко распространен. Его много в рыхлых отложениях рек Сибирской платформы, размывающих развитую на большой территории трапповую формацию. В рыхлых отложениях бассейна р. Амур также встречены весьма значительные скопления агата. Агат известен в Западной Сибири, в Средней Азии, на Алтае и в Карелии.

Агатовые проявления и месторождения установлены во многих местах земного шара. Наиболее крупные месторождения агата находятся в Бразилии и Уругвае, где они связаны с миндалекаменными породами. Добывается агат и в странах Центральной Европы. В Индии он извле-

кается из галек конгломератов. Однако, несмотря на столь широкое распространение этого минерала, в литературе почти не рассматриваются причины локализации скоплений агата, связь концентрации последних с геолого-структурными особенностями определенных районов и ряд других причин, определяющих промышленную ценность месторождений. Краткий обзор агатовых месторождений приводится в работе Б. Я. Меренкова и А. М. Ракитина [7], по мнению которых «наиболее крупные скопления агата, имеющие промышленный интерес, встречаются в районах развития миндалекаменных пород — мелафиров, базальтов и диабазов. Агат обычно выполняет пустоты различной величины и разнообразной формы (округлые, миндалевидные, грушевидные, караваеобразные и др.)».

Как отмечают эти исследователи, агат встречается также в виде жиллообразных выделений и заполнений промежутков между шарами лав. Ими установлено, что «Распределение агатовых заполнений, размеры и количество их не носят какой-либо закономерности и не достигают значительных концентраций, допускающих строгое проведение контура месторождений». Более благоприятными для эксплуатации являются россыпные и метаморфические месторождения, где концентрация агатовых обособлений является высокой, а распределение их относительно равномерное.

Однако месторождения агата Закавказья во многом отличаются от известных месторождений, общая характеристика которых дана Б. Я. Меренковым и А. М. Ракитиным.

#### ТИПЫ АГАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАКАВКАЗЬЯ

В Закавказье известно 96 месторождений и проявлений агата, из которых 80 располагаются в шести агатоносных полосах: в Северо-Ахалцихской 20, в Памачской 11, в Калининской 10, в Иджеванской 29, в Кафано-Базарчайской 8 и в Михайловской (Азербайджан) 2.

При группировке агатовых месторождений следует учитывать конкретную обстановку. В Закавказье известны месторождения и проявления агата, находящиеся среди юрских (Кафано-Базарчайское), меловых (Иджеванские и Азербайджанские) и третичных пород. Однако возрастной принцип положить в основу группировки агатовых месторождений нельзя, так как установлено, что многие агатовые месторождения образовались позднее, чем вмещающие их породы. Нельзя делить месторождения на эндогенные и экзогенные, ибо в Закавказье нет осадочных и россыпных месторождений, а известное Аджаметское осадочное халцедоновое месторождение, залегающее среди спонголитов олигоценного возраста и образовавшееся в результате замещения последних, не содержит технического агата. В связи с этим группировка агатовых месторождений Закавказья (табл. 1) проведена в основном по геолого-морфологическому принципу с учетом структурных и петрологических особенностей месторождений.

Наибольшее промышленное значение имеют месторождения первого типа, расположенные в Северо-Ахалцихской агатоносной полосе. Менее интересны объекты второго типа (большая часть агатовых месторождений Армянской ССР), но некоторые из них, в частности Иджеван, отличаются весьма высокой и относительно выдержанной концентрацией агатовых обособлений на 1 м<sup>3</sup> породы. Месторождения четвертого типа, находящиеся в Памачской агатоносной полосе, содержат агат высокого качества. Проявления агата третьего и пятого типов практического значения не имеют.

## Группировка агатовых месторождений Закавказья

Тип месторождения или проявления	Размеры отдельных агатовых участков, м (длина, ширина, глубина)	Морфология агатовых обособлений	Качество технического агата	Агатсодержащие породы	Структурный контроль	Представители
I. Линейно вытянутые агатоносные зоны, расположенные в мощной полосе магматических пород	50—300 10—80 Более 100	Агат в виде гнезд и миндалин, неравномерно распределенных в породе	Хорошее	Различной формы тела андезитов и дацитов	Крупный тектонический разрыв и кососекущие зоны дробления	Агара и др.
II. Изометрические и линейно вытянутые агатоносные зоны, связанные с изолированными выходами магматических пород	30—50 30—40 Более 100	Миндалины и прожилки	Ниже среднего (полосчатый агат)	Штоки и дайки дацита и андези-то-дацита	Изолированные корни излияний магматических пород	Иджеван
	200—400 20—120 Более 50	Неправильные гнезда и прожилки	Хорошее и среднее	Штоки и дайки андезито-базальта	То же	Шахназар
III. Рассеянная агатовая минерализация в покровах магматических пород	Участки слабо изучены	Агат в виде рассеянных гнезд и прожилков	Низкое (агат трещиноватый)	Покровы андезита и андезито-базальта с шаровой отдельностью	Крылья складки	Рустави
IV. Линейно вытянутые агатоносные зоны в вулканогенно осадочных отложениях	100—150 6 Не менее 100—150	Преобладает «трубчатый агат»	Отличное и хорошее	Слои тонкозернистых вулканогенно-осадочных пород на контакте с грубообломочными	Пологое крыло складки и секущие трещины	Зиарат
	150 8—10 Не установлено	Преобладают гнезда агата	Удовлетворительное	То же	Крылья небольшой синклинали и секущие трещины	Орали
V. Линзовидные халцедоновые тела, приуроченные к кровле горизонта спонголитов	Десятки метров Единицы метров Единицы метров	Линзы различных размеров	Неудовлетворительное	Осадочные породы, спонголиты олигоцене	Стратиграфический — верхние слои спонголитов	Аджамети

Первый тип. Наиболее широко распространены линейно вытянутые агатоносные зоны, расположенные в мощной полосе изверженных пород к северу от г. Ахалцихе. Эта полоса, находящаяся на границе двух различных по характеру складчатых сооружений, представляет собой зону линейного разлома, выполненную магматическим материалом и прослеживаемую почти в широтном направлении более чем на 30 км при мощности от 100 до 1100 м. В результате эрозии породы полосы обнажены по вертикали на 700 м и более. Они представлены двумя разновидностями: серыми дацитами, слагающими дайки различной мощности и протяженности, некки и штоки, и смоляно-черными андезито-дацитами. Первые относительно слабо изменены, а вторые содержат много цеолитов и кремнистых минералов.

Концентрация агатовых обособлений приурочена к кососекущим по отношению ко всей полосе зонам восток-северо-восточного простирания, выполненным измененными смоляно-черными породами, в которых наблюдаются небольшие по мощности и протяженности дайки серых дацитов, а также мелкие штоки и некки последних. Длина агатоносных зон колеблется от десятков до нескольких сотен метров. Агат наблюдается здесь в виде неправильных гнезд и миндалин различных размеров, достигающих иногда 100—150 кг. Агатовые обособления в породе распределены неравномерно. Качество агата высокое.

Второй тип. Изометрические и линейно-вытянутые агатовые зоны, связанные с изолированными выходами магматических пород. Нередко такие изолированные выходы локализуются группами. Месторождения агата этого типа характерны для территории Армянской ССР. По характеру агатоносных пород в описываемой группе выделяются два подтипа.

В первом подтипе (Иджеванское месторождение) обособления агата находятся в измененных коричнево-черных дацитах и смоляно-черных андезито-дацитах, тела которых протыкают окружающие вулканогенные и осадочные слонстые породы верхнемелового возраста. Миндалевидный агат этих месторождений, часто отличающийся полосчатостью, обладает невысокими техническими свойствами.

Во втором подтипе (Калиновское и Шахназарское месторождения) обособления агата находятся в измененных андезито-базальтах, а также в окружающих их среднеэоценовых туфах. Тела первых слагают изолированные дайки и штоки, приуроченные, по-видимому, к линиям разрывов почти меридионального простирания. Однообразный по окраске и строению агат гнездовидных обособлений отличается хорошим качеством.

Третий тип. Рассеянная агатовая минерализация в покровах эффузивных пород широко распространена, но не имеет промышленного значения. К этому типу относятся проявления Рустави, Тоби и Орпола (Грузия), частично Кафано-Айвазлярские проявления (Армения) и Тодан (Азербайджан). Агат локализуется в породах в виде миндалин и прожилков, последние развиты особенно широко. В шаровых лавах обособления агата располагаются в межшаровых пространствах.

Четвертый тип. Линейно вытянутые агатоносные зоны в вулканогенно-осадочных отложениях встречаются в Памачской агатоносной полосе (Грузия) и представлены двумя подтипами. В первом из них преобладает так называемый «трубчатый агат», а во втором — гнездовидные обособления агата. Обособления «трубчатого» агата, представляющие собой выполненные или замещенные стволы погробенных деревьев, располагаются в контакте слоев туфа с грубосортированными и грубослоистыми вулканогенно-осадочными отложениями. Качество

«трубчатого» агата отличное и хорошее. Во втором подтипе гнездовые обособления агата локализуются между глыбами андезита и андезитобазальта — составными частями грубослонистых вулканогенно-осадочных отложений. Качество агата среднее.

Пятый тип. Линзовидные халцедоновые тела Аджаметского месторождения, приуроченные к кровле спонголитов олигоценового возраста (в Грузии), содержат большие запасы халцедона, но последний, как уже указывалось, не пригоден как техническое сырье, а используется для получения динаса.

#### РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕХНИЧЕСКОГО АГАТА

Результаты изучения агатовых месторождений и анализа большого объема фактического материала позволили выяснить ряд особенностей, определяющих условия локализации агатовых скоплений:

1. Месторождения и проявления технического агата залегают исключительно в магматических и вулканогенно-осадочных породах.

2. Месторождения локализуются (за редким исключением) в полосах региональных разломов, вдоль которых располагаются центры вулканических излияний. В пределах Армении это установлено для Иджеванского, Калининского и Шахназарского месторождений. Все месторождения Северо-Ахалцихской группы сосредоточены в крупном тектоническом разрыве, выполненном магматическими породами.

3. Отсутствие связи агатовой минерализации с металлической дает основание предполагать, что агатовые месторождения Закавказья образовались позднее металлических. Даже в тех случаях, когда агатовые месторождения находятся среди верхнеюрских (Кафано-Базарчайская группа), верхнемеловых (Иджеванская группа) или эоценовых (Калининская группа) пород, агатоносные магматические тела являются секущими или протыкающими по отношению к породам мезозоя и эоцена.

4. Тесная связь агатовой минерализации с вулканогенными породами несомненна и подтверждается почти повсеместно в Закавказье, где преобладающее большинство агатоносных объектов расположено непосредственно в магматических породах. Лишь семь (участки Зират, Барбало и др.) из 96 объектов находятся в вулканогенно-осадочных образованиях, но и здесь предполагается связь агатовой минерализации с магматизмом. Основания для такого предположения кажутся достаточно убедительными, так как в полосе Памачской группы агатовых проявлений известно много выходов магматических пород.

Несколько подробнее следует остановиться на вопросе о типах магматических пород, вмещающих агатовую минерализацию в Закавказье. Известно, что большая часть месторождений агата связана с основными магматическими породами (мелафирами, базальтами и диабазами). Исследователи, изучавшие агатовые месторождения Закавказья, также указывали на приуроченность агатовых обособлений к порфиритам и андезитам и не рассматривали возможность связи их с более кислыми породами.

Проведенное авторами детальное изучение пород, вмещающих агатовые обособления, подкрепленное достаточным количеством полных силикатных анализов, свидетельствует о том, что большая часть известных агатовых месторождений и проявлений Закавказья связана с дацитами и андезито-дацитами и лишь меньшая часть с андезитами

и андезито-базальтами. Все агатовые месторождения Северо-Ахалцихской полосы и Иджеванское месторождение расположены в дацитах и андезито-дацитах. Месторождения Калинино и Шахназар связаны с более основными разностями пород — андезитами и андезито-базальтами (рис. 2).

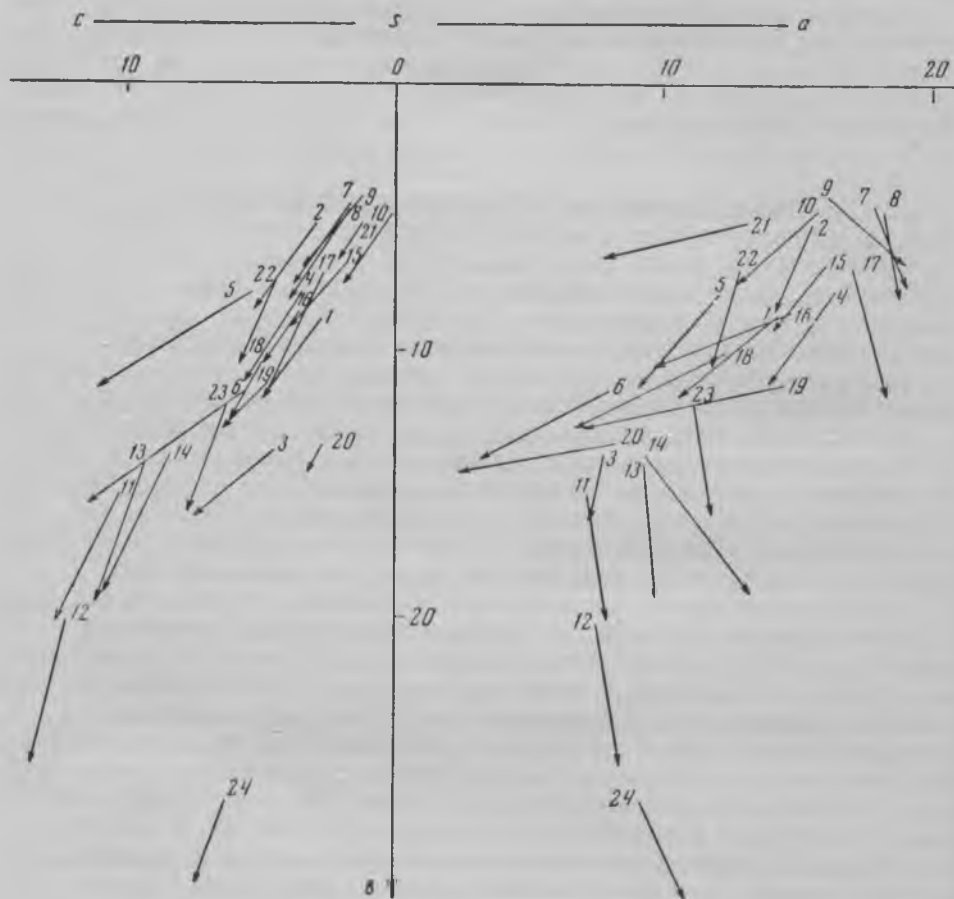


Рис. 2. Диаграмма химических составов агатоносных пород Закавказья (по А. Н. Заварицкому)

1, 2, 4, 7, 8 (Агара), 17 (Иджеван) — андезито-дациты слабоизмененные; 3, 5, 6 (Агара), 16, 18, 19, 20 (Иджеван) — андезито-дациты измененные; 9, 10 (Агара), 15 (Иджеван) — дациты серые; 12 (Калинино) — андезито базальты измененные. Эталонные анализы по Р. Дэли; 21 — липариты; 22 — дациты; 23 — андезиты; 24 — базальты

Агатоносные дациты и андезито-дациты по сравнению со стандартными (по Р. Дэли) являются более кислыми, содержат большее количество щелочей и меньше извести, т. е. приближаются к трахитам или щелочным липаритам.

Таким образом, предыдущими исследователями тип агатоносных магматических пород был определен неточно. Описываемые дациты и андезито-дациты являются, видимо, аналогами дацитов или трахидацитов верхнеплиоценового (по П. Д. Гамкрелидзе) или четвертичного (по Д. С. Белянкину и В. П. Петрову) возраста, широко распространенных в Грузии и Армении.

5. Формы и условия залегания агатоносных магматических пород изучены еще недостаточно. Существовавшие в прошлом представления

о покровном залегании их неверны. Лишь часть агатовых проявлений, отнесенная авторами к третьему типу, связана с покровами вулканических пород, но среди этих проявлений нет ни одного промышленного. Все агатоносные объекты Закавказья, расположенные в магматических породах и имеющие практическое значение, представляют собой агатосодержащие магматические тела, выполняющие разломы (дайки, нейки, штоки и т. п.), секущие более древние породы.

Еще в 1933 г., когда агатосодержащие объекты в Закавказье только начали выявляться и не были еще изучены, А. А. Волгин писал: «Можно подметить, что месторождения агата встречаются в местах излияния эффузивных пород, т. е. где существуют «отдушины» для гидротерм и эманаций. Вот почему, скажем, в языках покровов меньше шансов отыскать агатовые месторождения, чем в теле вулканических конусов или по линиям разломов земной коры». Но это никем не было проверено и при проведении поисково-разведочных работ не учитывалось.



Рис. 3. Корневая часть вертикально стоящей трубки халцедона (участок Зиарат)

6. Условия залегания месторождений «трубчатого» агата очень своеобразны. Замещенные или выполненные агатом погребенные стволы деревьев располагаются на контакте слоев мелкозернистого туфа с грубосортированными и грубослоистыми вулканогенно-осадочными отложениями. Это характерно для месторождений Зиарат, Барбало, Орджана и Орали. В одном случае (рис. 3) была встречена вертикально стоящая трубка, нижняя часть которой находилась в мелкозернистом туфе, а верхняя в грубослоистых породах. Пространственное положение халцедоновых трубок бывает различным. Некоторые древесные стволы, за счет которых образовался «трубчатый» агат, возможно, были принесены водными потоками, но ствол, сидящий вертикально в мелкозернистом туфе, явно погребен на месте произрастания. Очевидно, значительная часть стволов погребенных деревьев росла в мелкозернистом материале, слой которого прослеживается в первых трех названных месторождениях.

Гибель древесной растительности объясняется, по-видимому, высокой кислотностью почвенной влаги, просачивающейся через покров вулканических выбросов и приводящей к отмиранию корневой системы деревьев. Массовая гибель деревьев в центральной части долины р. Камчатки описана В. В. Стефиным [8] и отмечена в местах отложения напосов пепла тонкого механического состава.

Следует отметить одну деталь, имеющую поисковое значение. Полоса мелкозернистых пород, к которой приурочен трубчатый агат на всех трех названных месторождениях, расположена в 120—140 м к юго-востоку от контакта так называемых памачских туфобрекчий с перекрывающими их приабонскими слоистыми породами.

Подтверждением того, что агатовые трубки являются стволами деревьев, замещенными кремнеземом, служат также результаты спектральных анализов пород и минералов агатовых месторождений Закавказья. Из 159 спектральных анализов лишь в 11 имеется германий в количествах 0,001—0,003%. В этих 11 случаях анализировался «трубчатый» агат. Известно, что древесная растительность нередко содержит германий, и последний, видимо, перешел в состав агата.

7. В Северо-Ахалцихской агатоносной полосе обособления агата наблюдаются почти исключительно (но неравномерно) в смоляно-черных стекловатых андезито-дацитах. Агат, содержащийся иногда в серых дацитах, слагает чаще тонкие прожилки. Однако наибольшие концентрации агата в смоляно-черных андезитах наблюдаются непосредственно вблизи мелких даек, штоков и пекков серых дацитов. В Иджеванском месторождении обособления агата встречаются в дацитах и андезито-дацитах. В Памачской группе месторождений агатовые обособления в плотных относительно однообразных по крупности составных частях породах представлены тонкими прожилками (участок Гура), на участке Орали большие гнездовидные обособления агата локализируются под крупными глыбами пород, расположенными среди мелкообломочных разностей.

8. Почти все практически интересные агатоносные проявления приурочены к тектоническим разломам, выполненным магматическим материалом. Исключительно большое значение имеют более мелкие дизъюнктивные нарушения. В Северо-Ахалцихской агатоносной полосе все промышленные объекты располагаются в косесекущих по отношению к простиранию всей полосы зонах дробления пород. В Памачской группе месторождений также вскрыто огромное количество почти вертикальных трещин, местами несколько смещающих слои пород. К некоторым ответвлениям от этих трещин приурочены прожилки и гнезда агата. Значительное количество доминерализационных трещин также наблюдалось на Иджеванском, Калининском и Шахназарском месторождениях.

Послеминерализационные нарушения установлены в Северо-Ахалцихской агатоносной полосе. Однако значение их относительно невелико. На участке Агара горизонтальная составляющая сдвига достигает 10—15 м, а на участке Шави-Клде 30—35 м.

Большое влияние на степень дроблености агата имели, по-видимому, частые в Закавказье землетрясения. Об этом свидетельствует сильная раздробленность агата участков Кафано-Базарчайской группы, находящихся вблизи эпицентров землетрясений.

9. Характер изменения пород агатоносных зон в различных месторождениях Закавказья неодинаков. В Северо-Ахалцихских и Иджеванском месторождениях наблюдаются светло- и зеленовато-желтые породы, состоящие в основном из цеолитов, опала и глинистых минералов

группы монтмориллонита. В месторождениях Шахназар и Калинино наблюдается хлоритизация пород. Практика поисково-разведочных работ показала, что надежным поисковым признаком является наличие зон измененных пород. Геологические наблюдения и анализы документации горных выработок показали, что наиболее агатоносными являются участки месторождений с соотношением относительно неизменных и сильно измененных пород, приводимом в табл. 2.

Таблица 2

Соотношения различных пород, характерных для агатоносных участков

Породы	Северо-Ахалцихская агатоносная полоса				Месторождение Иджеван
	Участок Агара	Участок Мечурис-Сахлеби	Участок Шави-Клде	Участок Цохтеви	
Дациты серые неизменные	13	7	13	6	30
Андезиты-дациты смоляно-черные, слабоизмененные	39	50	58	30	9
Сильно измененные породы	48	43	29	64	61
	100	100	100	100	100

Характер изменения пород на различных месторождениях показан на рис. 4, на который нанесены данные силикатных анализов пород, пересчитанных по методу Т. Барта.

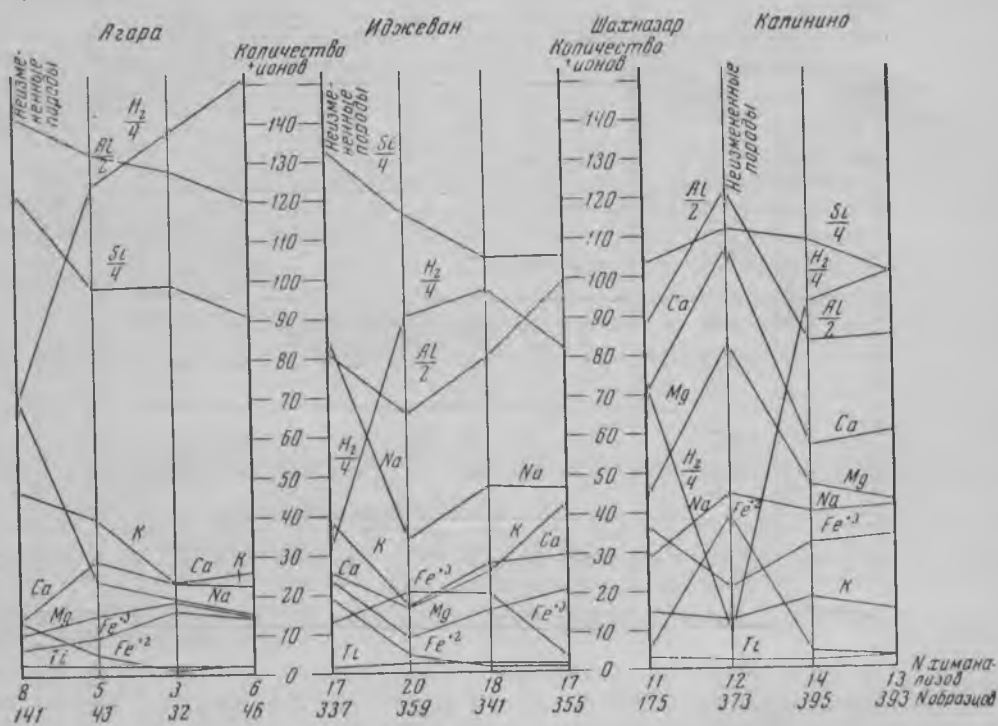


Рис. 4. Диаграмма изменения состава пород агатоносных месторождений Закавказья

Содержание основных компонентов (в %) в слабо измененных и сильно измененных агатоносных породах Северо-Ахалцихских месторождений

Компо- ненты	Слабо измененный андезито-дацит							Сильно измененный андезито-дацит				
	№ 1 (обр. 30)	№ 2 (обр. 31)	№ 4 (обр. 41)	№ 7 (обр. 113)	№ 8 (обр. 141)	Сумма по пяти образцам	Среднее по пяти образцам	№ 3 (обр. 32)	№ 5 (обр. 43)	№ 6 (обр. 46)	Сумма по трем образцам	Среднее по трем образцам
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	66,60	67,80	63,10	67,2	67,30	332,0	66,04	66,80	65,00	66,50	198,30	66,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,30	16,80	18,60	16,10	16,60	85,4	17,08	18,60	18,70	18,50	55,80	18,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	2,38	1,91	1,24	0,94	9,48	1,90	3,58	1,97	3,44	8,99	3,00
FeO	0,62	0,77	1,56	1,56	2,09	6,60	1,32	0,16	1,06	0,36	1,58	0,53
MgO	1,60	1,03	1,57	0,82	0,94	1,19	2,03	1,61	1,70	4,34	4,34	1,45
CaO	2,46	2,38	2,90	1,90	1,64	11,28	2,25	3,82	4,33	4,68	12,82	4,27
Na <sub>2</sub> O	3,82	4,06	4,51	4,76	5,10	22,25	4,45	1,61	2,07	1,51	5,25	1,75
K <sub>2</sub> O	4,18	4,60	4,34	5,15	5,04	23,31	4,46	3,0	2,07	3,18	9,22	3,07

Примечание. Содержание каждого компонента породы есть частное от деления показания силикатного анализа на сумму всех окислов за вычетом содержания H<sub>2</sub>O. Например,  $66,60 = \frac{60,98}{100,08 - 8,45}$ , где 66,60 — данные, приводимые в настоящей таблице, а остальные цифры — данные силикатного анализа.

На основании этих данных можно сделать следующее заключение:

1. На месторождении Агара из слабо измененных смоляно-черных андезито-дацитов выносились ионы кремния, алюминия, калия, натрия. Привнесено много воды, немного кальция и магния. Железо преобразовано из двухвалентного в трехвалентное.

2. На Иджеванском месторождении произошло почти то же, но в некоторых местах ионы алюминия и калия привносились.

3. На Шахназарском и Калининском месторождениях (где распространены андезито-базальты) картина несколько иная. Ионы кремния остались в почти неизмененных количествах. Происходил значительный вынос ионов алюминия, кальция и магния, прибавилась вода. Миграция ионов, видимо, не полностью отражает ход процесса изменения пород, если учесть, что этот процесс протекал в сильно дробленных неизмененных породах, в единице объема которых содержится (в абсолютном значении) меньше окислов, чем в таких же плотных (недробленных) породах. Исключив из данных силикатных анализов воду и пересчитав их на 100%, получим соответствующие данные о содержании окислов в неизмененной и сильно измененной породе (табл. 3). Сопоставление этих результатов показало, что под воздействием водных растворов из неизмененных смоляно-черных андезито-дацитов было вынесено  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , прибыло много  $\text{CaO}$  и очень мало глинозема и магнезии, количество кремнезема в породе не изменилось.

Ряд исследователей (Б. Н. Шаронов, А. В. Макаров) связывает образование агатовых обособлений с описанными выше процессами изменения пород, утверждая, что при этих процессах высвобождался кремнезем, который, скопляясь в определенных местах, преобразовывался в агат.

Однако в связи с вышесказанным данная точка зрения недостаточно убедительна. По мнению авторов, кремнезем, за счет которого образовались агатовые обособления, выделился в результате ликвации магмы.

Расплав (или раствор) кремнезема мог выноситься за пределы магматических тел, где откладывался в близлежащие вмещающие породы (Памачские месторождения). В самой же магматической породе этот расплав образовывал шлиры, которые под воздействием внутренних движений в магматическом теле сплющивались и преобразовывались в миндалины или гнезда халцедона. Опыты по получению синтетического халцедона [10] доказывают, что последний может образовываться при воздействии слабощелочных растворов на кварцевое стекло при температуре  $400^\circ\text{C}$  и давлении  $340 \text{ атм.}$

## ВЫВОДЫ

Преобладающая часть агатоносных проявлений Закавказья пространственно или генетически связана с породами позднего или послеплиоценового цикла магматизма, представленными дацитами, андезито-дацитами и реже андезитами и андезито-базальтами, в которых щелочи играют существенную роль.

Выделяются три типа агатовых месторождений, имеющих практическое значение, и два типа мало интересных в промышленном отношении. К первому типу относится группа Северо-Ахалцихских месторождений, ко второму — Калининская группа и к третьему — Памачская группа месторождений.

Северо-Ахалцихская группа агатовых месторождений и проявлений (Грузия) приурочена к крупному тектоническому разрыву, выполненному магматическими породами. Промышленные агатовые месторождения и проявления Армении приурочены к мелким куполам, некам и дайкам или их небольшим группам. Памачские агатовые месторождения (Грузия) связаны со слоистыми вулканогенно-осадочными отложениями, секущимися многочисленными тектоническими разрывами.

Первая и вторая группы месторождений контролируются кососекущими (по отношению к крупным) мелкими зонами тектонических нарушений и характеризуются определенными соотношениями слабо измененных и сильно измененных магматических пород.

В третьей группе основным является литолого-структурный контроль: пространственное положение тонкозернистых слоев вулканогенно-осадочных отложений, расположенных среди грубообломочных и грубослоистых «памачских туфобрекчий». К кровле тонкозернистых пород приурочены стволы погребенных деревьев, замещенных или выполненных агатом.

Основную промышленную ценность в первой и второй группах месторождений имеют гнезда и миндалины агата, а в третьей — «трубчатый» агат.

Перспективы увеличения ресурсов агата в Закавказье значительны. Прирост запасов может быть получен в результате разведки на глубину известных объектов и за счет новых месторождений описанных трех типов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Петрография СССР, сер. 1, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1945.
2. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН ГрузССР, 1949.
3. Геологическое строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1959.
4. Горбунов С. С. Ахалцихское месторождение агата. «Соц. хоз-во Закавказья», № 89, 1935.
5. Заридзе Г. М. Магматический цикл верхнего миоцена — плиоцена в Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 5, № 2, 1944.
6. Магакьян И. Г. Металлогения Армении. Изд-во АрмССР, 1954.
7. Меренков Б. Я. и Ракитин А. М. Агат. Неметаллические ископаемые СССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1936.
8. Стефин В. В. К вопросу о влиянии вулканических отложений на лесную растительность в центральной части долины р. Камчатки. Докл. АН СССР, т. 133, № 4, 1960.
9. Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.

## ИСКУССТВЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

*Г. Н. БЕЗРУКОВ, В. П. БУТУЗОВ, К.Ф. ВОРОЖЕЙКИН,  
Ю. А. ЛИТВИН, Э. Н. РАГУЛИНА*

### МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ СИНТЕТИЧЕСКОГО АЛМАЗА

#### ВВЕДЕНИЕ

Впервые воспроизводимо алмаз был синтезирован в Швеции в 1953 г. [5], а затем в США в 1954 г. [3] в условиях сверхвысоких давлений и высоких температур. Хотя с физико-химической точки зрения методы шведских и американских ученых имеют много общего, более эффективным оказался метод, разработанный американскими исследователями.

Американскими учеными алмаз был получен путем перекристаллизации графита в аппаратуре, позволяющей создавать одновременно сверхвысокие давления и высокие температуры и сохранять эти условия в течение продолжительного времени, с применением ряда металлов V—VIII групп периодической системы, расплавы которых сыграли роль растворителей углерода и явились средой роста кристаллов алмаза.

Этому успеху предшествовали попытки в течение почти целого столетия получить алмаз различными способами: 1) путем кристаллизации углерода из расплавов металлов, окислов, солей; 2) путем кристаллизации углерода при химико-термическом разложении газообразных, жидких и твердых углеродсодержащих веществ; 3) путем прямого превращения графита в алмаз. Все эти попытки (за исключением известных опытов Геннея) окончились неудачей.

Важное значение для осуществления синтеза алмаза имели работы теоретиков [2, 6], рассчитавших на основе термодинамических данных условия температуры и давления, при которых графит и алмаз находятся в равновесии. Прогноз теоретиков об условиях синтеза алмаза полностью оправдался в 1955 г.

В СССР алмаз впервые был получен в Институте физики высоких давлений АН СССР Л. Ф. Верещагиным и его сотрудниками. Успехи в практическом получении алмаза возбудили новый интерес к проблеме его синтеза, так как алмаз является не только интересным объектом научного исследования, но и представляет собой исключительную ценность для промышленности.

В настоящее время во многих странах, в первую очередь в США и СССР, организовано промышленное производство синтетического алмаза путем кристаллизации его в условиях сверхвысоких давлений,

Многие научно-исследовательские лаборатории заняты изучением и усовершенствованием процессов синтеза алмаза в условиях сверхвысоких давлений, но вместе с тем ведутся работы по поискам принципиально новых методов синтеза алмаза как при более высоких давлениях, так и при более низких, вплоть до атмосферных, т. е. в области давлений и температур, при которых алмаз (по диаграмме состояния углерода) метастабилен.

Очевидно, осуществление синтеза алмаза в области его «метастабильности» представляет огромный интерес не только с теоретической, но и с практической точки зрения, так как открывает новые возможности для управляемого выращивания монокристаллов алмаза.

Сейчас уже можно утверждать, что синтез алмаза в области его «метастабильности» осуществлен. Известно, например, что рост алмаза происходит при самых низких давлениях и даже в вакууме [4].

Исследование морфологии кристаллов алмаза имеет важное значение, так как ее особенности в каждом конкретном случае могут позволить сделать выводы об условиях и механизме роста.

В настоящей статье рассматриваются вопросы, связанные с морфологическими особенностями кристаллов синтетического алмаза, полученных путем перекристаллизации углерода в условиях сверхвысоких давлений и высоких температур, а также при значительно более низких параметрах.

Часть вопросов, изложенных в настоящей статье, была освещена в докладе на научной сессии Федоровского института и Всесоюзного минералогического общества в мае 1963 г. [1].

### ВНЕШНИЕ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ СИНТЕТИЧЕСКОГО АЛМАЗА

В условиях сверхвысоких давлений образование алмаза протекает в форме массовой кристаллизации с высокими скоростями роста. В процессе роста одновременно развивается большое количество кристаллов, что создает объемные ограничения для их формирования. При соприкосновении кристаллов либо прекращается рост граней, либо (при определенной ориентации) кристаллы срастаются. В результате получаются многочисленные сростки или отдельные кристаллы, размеры которых в большинстве случаев не превышают 0,5—1,0 мм. Сростки кристаллов алмаза достигают нескольких миллиметров. Но наряду с различного вида агрегатами и сростками при массовой кристаллизации получаются и хорошо образованные монокристаллы.

Синтетические алмазы кристаллизуются преимущественно в тех же кристаллографических формах, что и природные кристаллы.

Многочисленные опыты по синтезу алмаза показали, что наиболее частой формой кристаллов являются октаэдры, кубо-октаэдры, кубы (табл. 1, а), реже наблюдаются разнообразные двойниковые формы — звездообразные шестерники, двойники по шпинелевому закону (табл. 1, б).

Необходимо отметить, что кристаллы синтетического алмаза правильной кристаллографической формы в общей спонтанно образованной массе сравнительно редки. Тетраэдрические кристаллы, изредка встречающиеся в природных условиях, среди синтетических алмазов не обнаружены. Октаэдрические кристаллы являются наиболее широко распространенной формой синтетического алмаза, однако прямореберные октаэдрические кристаллы с плоскими, хорошо образованными гранями встречаются редко. Чаще грани подобных октаэдров покрыты скульп-

турными аксессуориями, шероховаты. Вершины октаэдрических кристаллов либо несколько удлинены, либо притуплены, причем притупляющими поверхностями являются грани куба.

Кубо-октаэдрические кристаллы встречаются реже. Поверхность граней этой кристаллографической разновидности синтетического алмаза также находится в прямой связи с условиями кристаллизации — на этих гранях отмечаются скульптуры роста, шероховатости и пр. Различная скорость роста разноименных граней приводит к усиленному разрастанию одних граней и угнетению других. Вследствие этого грани куба развиваются в форме удлинённых прямоугольников, а грани октаэдра — в виде неправильных шестиугольников (табл. 1, а).

Очень характерно неравномерное развитие граней куба. Так, в пределах одного кристалла площади граней куба могут значительно отличаться друг от друга, а в некоторых случаях наблюдается развитие граней куба лишь на части вершин октаэдра, в то время, как другая часть вершин сохраняется неизменной. Среди большого количества рассмотренных алмазов плоскогранные кубические кристаллы не встречены. Необходимо отметить, что для этой разновидности синтетического алмаза острые ребра и вершины, по-видимому, более характерны, чем для природных кристаллов той же формы.

Встречаются кристаллы, геометрическая форма которых несколько искажена: например, некоторая вытянутость вдоль оси  $L_4$ .

Как правило, синтетический алмаз окрашен, причем кристаллы октаэдрического габитуса могут иметь зеленый цвет различных оттенков — от светло-зеленого, почти бесцветного, до темно-зеленого. Для кристаллов кубической формы характерным является черный цвет, изредка встречаются кристаллы с темно-зеленой окраской. Алмазный блеск имеют все кристаллы, но наиболее отчетливо он выражен у совершенных кристаллов октаэдрического габитуса, менее четко — у черных кубических кристаллов.

Окраска и кристаллическая форма синтетических алмазов зависит от условий их роста, главным образом от температуры. Черные кубические кристаллы по мере повышения температуры сменяются темно-зелеными октаэдрическими, а алмаз, выращенный при самых высоких температурах, почти бесцветен.

Наиболее характерные включения в прозрачных кристаллах октаэдрического габитуса представлены в виде тонких черных нитей, совмещенных с осями четвертого порядка и состоящих в основном из графита. Эти включения полностью законсервированы в кристалле. Весьма характерно, что иногда одна из трех кристаллографически равноценных нитей является более плотной, более выделяющейся, как бы определяя верх и низ кристалла, две другие значительно тоньше, прерывистее. При этом кажущаяся изометричность кристалла нарушается. Однако нередки случаи, когда все три нити включений выглядят одинаковыми при полной изометричности кристалла. Толщина нитей связана со степенью совершенства кристалла: чем однороднее, прозрачнее кристалл, тем тоньше нити. Наблюдаются также хлопьевидные и точечные включения графита, рассредоточенные по всему объему кристалла без каких-либо закономерностей.

В подавляющем большинстве случаев синтетический алмаз кристаллизуется в виде усложненных кристаллических образований. Срастание кристаллов алмаза может происходить по плоскостям срастания, которыми являются грани октаэдра, либо образуются агрегаты кристаллов, сросшихся под случайными углами. Более типичны последние. Для синтетических алмазов характерен скелетный рост кристаллов, обуслов-

ленный, очевидно, возникновением большого количества зародышей при кристаллизации алмаза, большой скоростью роста кристаллов, а также отсутствием достаточного притока питающего вещества к отдельным участкам кристалла. Скелетный рост кристаллов выражен в усиленном росте приреберных и вершинных участков. При этом образуются характерные уступы вдоль ребер и ступенчатые пирамидальные впадины в центральных частях граней.

Сросток кристаллов, имеющих скелетные формы роста, представляет собой причудливого вида переплетение реберных образований, ориентированных под октаэдрическими углами. Любопытно, что в пределах одного сростка кристаллы могут иметь различные оттенки — от темных до светлых.

Нередко наблюдаются двойниковые срастания по шпинелевому закону (табл. 1, б). Двойники так же, как монокристаллы, имеют нитевидные включения черного цвета, пространственное расположение которых аналогично расположению их в монокристаллах.

Иногда встречаются циклические шестерники (табл. 1, б), которые представляют собой сложные кристаллические образования, иногда удлинённые вдоль оси срастания и имеющие шесть входящих углов. Сечение такого сложного кристаллического образования напоминает по форме пятиконечную звезду.

Был обнаружен единственный кубический кристалл с кубическими вершинниками. Для природных алмазов подобные образования не известны.

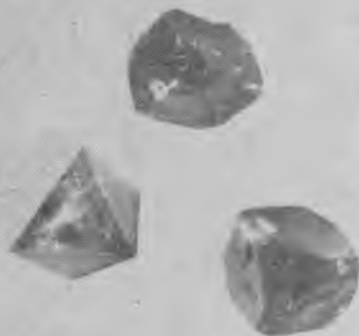
### ПОВЕРХНОСТИ ГРАНЕЙ СИНТЕТИЧЕСКОГО АЛМАЗА

Поверхности граней синтетического алмаза исключительно разнообразны. У наиболее совершенных прозрачных кристаллов грани октаэдра имеют либо гладкую поверхность, либо шероховатую. В большинстве случаев на гранях наблюдаются сложные образования. Некоторые из них доступны изучению обычными оптическими средствами.

Так, при сравнительно небольших увеличениях на гранях октаэдров отчетливо видны последовательно уменьшающиеся сравнительно толстые остросереберные тригональные пластинки роста, которые, наслаиваясь друг на друга, создают грубоступенчатое строение грани октаэдра (табл. 1, в).

Наиболее часто на гранях октаэдра наблюдаются образования, состоящие из тригональных пластинок, как бы наложенных на грань в разных точках ее поверхности (табл. 1, г). Это так называемые полицентрические тригональные пластины роста, площадь и толщина которых часто различны, а сами пластинки перекрываются. Ребра пластинок ориентированы параллельно ребрам грани. Тригональные пластинки перекрываются так, что в промежутке между ними возникают обратноориентированные тригональные впадины различной глубины, совпадающей с толщиной сочленяющихся пластинок. Возникновение такой картины может произойти, очевидно, при одновременной кристаллизации в нескольких точках одной грани. Поверхность полицентрических тригональных пластинок роста может быть зеркально гладкой, но чаще она рельефна, покрыта всевозможными узорчатыми, зубчатыми образованиями, причем симметрия рисунка подчинена симметрии грани.

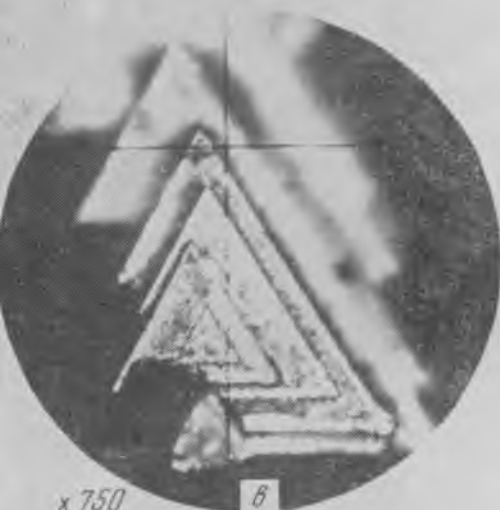
Иногда встречаются октаэдрические грани с поверхностями, обладающими своеобразным блочным строением (табл. 1, д), причем поверхности различных блоков лежат в одной плоскости, а границы бло-



*a*



*b*



*x 750*

*в*



*x 2500*

*г*



*x 1200*

*д*



*x 1400*

*е*

- a* — поперечное сечение кристалла алмаза октаэдрического габитуса в плоскости оси  $L_4$  (на фигуре видны слои роста, параллельные ребрам октаэдра, на стыке примыкающие к каналу, выполненному тонкодисперсным графитом);
- б* — слоистый рост октаэдрической грани (виден двойниковый шов);
- в* — обратноориентированные треугольные фигуры на грани октаэдра;
- г* — концентрические слои роста на грани кубического кристалла;
- д* — односпиральные слои роста на грани кубического кристалла;
- е* — двумерные дендриты на грани октаэдра, образовавшиеся в условиях низких параметров

ков взаимопараллельны. В целом симметрия каждого отдельного блока совпадает с симметрией грани.

При преимущественном росте приреберных участков, когда фронт зарастания движется от периферии к центру грани, происходит развитие уступов, которые характеризуются спиралевидным расположением. Ширина уступов бывает самой разнообразной. Образующаяся при таком приреберном росте форма кристалла является скелетной формой роста, на гранях в этих случаях наблюдаются воронкообразные ступенчатые углубления. На табл. 1, *e* показан фрагмент кристалла, иллюстрирующий приреберный рост по периферии грани с образованием параллельных слоев роста. Параллельные слои роста, отражающие рост кристалла синтетического алмаза путем наслоения материала на грани октаэдра, отчетливо видны на табл. 2, *a*, где показан скол октаэдрического кристалла в плоскости, совпадающей с осью  $L_4$ . Частично вскрытый нитевидный канал заполнен тонкодисперсным графитом.

На табл. 2, *b* отчетливо видно аналогичное слоистое строение кристалла алмаза, а также два сросшихся блока, направления слоистости которых отличаются примерно на  $60-65^\circ$ . Извилистую границу между этими блоками можно интерпретировать как двойниковый шов, принадлежащий шпинелевому двойнику алмаза.

На гладких гранях октаэдра наблюдаются иногда обратно ориентированные треугольные фигуры с размерами ребра от 0,01 до 0,001 мм и меньше, иногда близкие, иногда значительно отличающиеся по площади и по глубине в пределах одной грани (табл. 2, *b*). Аналогичные фигуры, имеющие форму тригональных впадин, были нами получены при травлении природных кристаллов алмаза в расплаве металлов. Иногда на дне плоскодонных впадин образуются более мелкие углубления, ребра которых также ориентированы противоположно ребрам грани.

Поверхности граней кубических кристаллов синтетического алмаза отличаются от поверхностей октаэдрических. Среди фигур роста на гранях куба наблюдаются выступающие ступенчатые образования, состоящие из концентрически замкнутых слоев с изогнутым фронтом (табл. 2, *c*). Такие образования довольно обычны и являются, по всей вероятности, двойными спиральными роста. Единичные спирали встречаются гораздо реже. На табл. 2, *d* показана одна из таких спиралей, которая имеет вид незамкнутой восьмичленной ломаной линии, симметрия которой подчинена симметрии грани куба.

Типичным является случай, когда на грани кубического кристалла наблюдается усиленный рост приреберных участков. Зарастание происходит в направлении от периферии к центру грани. В конечном итоге на грани куба образуются тетрагональные углубления. На выступающих приреберных поверхностях развиты спиральные образования. На табл. 2, *e* показан участок октаэдрической грани кристалла алмаза, синтезированного в условиях низких параметров. На грани наблюдается редкий случай развития двумерных дендритов, образование которых связано с заключительной стадией кристаллизации.

## ВЫВОДЫ

1. При синтезе алмаза в большинстве случаев образуются сложные кристаллические формы: двойники по шпинелевому закону, циклические шестерники, кубические кристаллы с кубическими вершинниками, поликристаллические сростки.

2. Основными кристаллографическими формами синтетического алмаза являются октаэдр, куб и их комбинации. Такие же формы характерны и для кристаллов природного алмаза. В отличие от природ-

ного кристаллы синтетического алмаза гораздо чаще ограничены плоскими гранями и четко очерченными ребрами.

3. Рост кристаллов алмаза происходит путем наслоения материала параллельно плоскости грани кристалла. Слоистая структура октаэдрических и кубических кристаллов отчетливо обнаруживается в их поперечном сечении. На гранях куба обнаружены спиральные образования. Преимущественный приреберный рост граней ведет к развитию скелетных форм.

Учет габитусных форм и физико-химических параметров в каждом конкретном случае позволяет сделать некоторые выводы о зависимости габитуса кристаллов алмаза от условий их кристаллизации.

В заключение считаем приятным долгом выразить глубокую благодарность В. А. Безрукову, В. С. Варагину и Н. Ф. Кировой за помощь, оказанную ими в настоящей работе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов М. Н., Сальдау Э. П. Научная сессия Федоровского института и Всесоюзного минералогического общества. Зап. Всес. минер. об-ва., ч. ХСII, вып. 5, 1963.
2. Лейпунский О. И. Об искусственных алмазах. Успехи химии, № 8, 1939.
3. Bundy F. P., Hall H. T., Strong H. M., Wentorf R. H. Man-made diamonds. Nature, v. 176, № 4471, 1955.
4. Eversole W. G. Synthesis of diamond. US Pat., № 3030187, April 17, 1962. US Pat., № 3030188, April 17, 1962.
5. Liander H. Artificial diamonds. ASEA Journ., v. 28, № 5—6, 1955.
6. Rossini F. D., Jessup R. S. Heat and free energy of formation of carbon dioxide and of the transition between graphite and diamond. Journ. of Res. Nat. Bur. Stand., № 21, 1938.



Д. П. ГРИГОРЬЕВ, В. Г. ЛУШНИКОВ

## О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КВАРЦА НА ПЕГМАТИТЕ И ГРАНИТЕ

Описываемые лабораторные опыты по кристаллизации кварца на пегматите (письменном граните)<sup>1</sup> и граните были проведены в связи с исследованиями генезиса кристаллов кварца в природе<sup>2</sup>.

Кварц в природе наиболее часто кристаллизуется из растворов в трещинах или полостях, образующихся в кварцсодержащих горных породах — граните и пегматите, песчанике, кварците и различных сланцах.

Результаты исследования генезиса кварца позволили сделать вывод, что при формировании его в природе в растворе не возникают новые центры кристаллизации, а рост кристаллов начинается на зернах порообразующего кварца, обнажающихся на стенках трещин или полостей. Теоретически это вполне оправдывается, так как известно, что начало кристаллизации вещества на готовых затравках энергетически выгоднее, чем образование новых центров кристаллизации.

Вывод о том, как начинается кристаллизация кварца — явление, происходившее в природе миллионы лет назад — основывается на том факте, что все кристаллы начинаются непосредственно от зерен порообразующего кварца. Вместе с тем каждый кристалл наследует оптическую, а значит и структурную ориентировку того зерна, которое послужило для него затравкой. Однако подобного рода наблюдения удастся провести лишь в отдельных случаях. Обычно кварц в природе подвергается метаморфизму, который затушевывает или совсем уничтожает признаки, позволяющие судить о характере начальной стадии кристаллизации. Под воздействием тектонических сил кристаллы кварца, сросшиеся в друзы или сплошную массу, постепенно перерабатываются в мелкозернистый жильный кварц. Ошибочно считая жильный кварц первичным, большинство исследователей делает заключение, что кристаллизация кварца начиналась не на стенках трещины или полости, а происходила во всем объеме раствора [3].

В описываемых опытах кристаллизация кварца производилась в присутствии пород с различной структурой. Использовались образцы пегматита из Мугоджар с закономерно ориентированными индивидами кварца и гранита из Центрального Казахстана с неориентированными зернами кварца. В пегматите кварцевые включения располагаются таким образом, что одна из плоскостей гексагональной призмы  $(10\bar{1}0)$  кварца совпадает с плоскостью пинаконда  $(010)$  полевого

<sup>1</sup> Термин «пегматит» авторами используется в его первоначальном смысле по Р. Ж. Гаюи для обозначения полевого шпата, проросшего скелетными кристаллами кварца, напоминающими в поперечном разрезе еврейские письмена.

<sup>2</sup> Первые опыты по кристаллизации кварца на горных породах были проведены

шпата (микроклина) и ребром между соседними гранями ромбоэдров  $(10\bar{1}1)$  и  $(01\bar{1}1)$  кварца, т. е. ребро  $[12\bar{1}3]$  совпадает с осью  $[100]$  полевого шпата. В качестве растворителя кремнезема использовался 7%-ный водный раствор карбоната натрия. Термодинамические параметры ( $P$  и  $T$ ) приближались к природным.

В соответствии с рекомендацией В. П. Бутузова и Л. В. Брятова [1] экспериментальные работы проводились при температуре  $300\text{--}320^\circ\text{C}$  и давлении  $280\text{--}300\text{ кг/см}^2$ . Для выращивания кристаллов кварца применялся метод температурного перепада, предложенный А. Уокером и Э. Бюлером [8]. Разность температур между областью растворения кремнезема и областью роста кристаллов устанавливалась в пределах  $10\text{--}20^\circ\text{C}$ . Продолжительность опытов колебалась от 20 до 45 дней.

Эксперименты проводились в сосуде высокого давления, представляющем собой цилиндр из жаростойкой стали с самоуплотняющимся затвором [2]. В донной части автоклава в качестве источника кремнезема помещались куски жильного кварца (размером  $3\text{--}4\text{ см}$ ), а в верхней части укреплялись образцы пород, игравшие роль затравок. Температура и перепад температуры между зонами роста и растворения регулировались с помощью секционных электронагревателей. Температура измерялась с помощью хромель-копелевых термомпар, а давление — манометром.

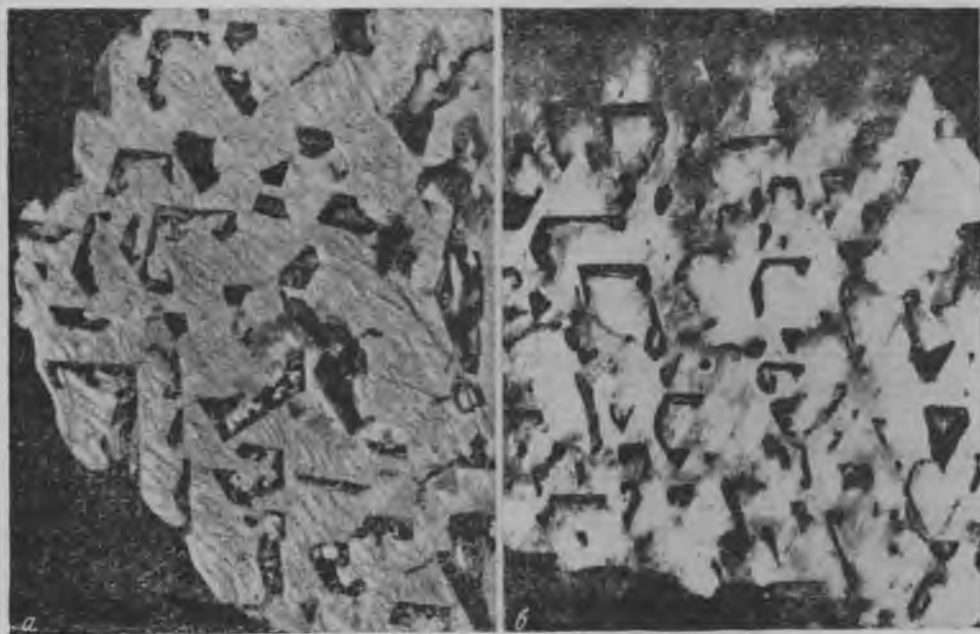


Рис. 1. Пегматит с пустотами, образовавшимися на месте ихтиоглиптов кварца в результате растворения.  $\times 1,5$

*a* — в автоклаве, *b* — в природных условиях

Из пегматита выпиливались пластинки толщиной  $8\text{--}10\text{ мм}$ . Образцы разрезались параллельно плоскости  $(100)$  кристалла полевого шпата так, чтобы плоскость разреза пересекала в поперечном направлении удлиненные тела кварцевых вростков. При этом на поверхности распила появлялся характерный рисунок пегматитовой структуры.

Первоначально было проведено несколько опытов по растворению кварцевых вростков в пегматите и граните. В таких случаях в полево-м шпате оставались углубления, соответствующие по своей конфигурации зернам кварца (рис. 1, *а*). Аналогичные явления имеют место и в природе: гидротермальные растворы выщелачивают из пегматита кварц, оставляя полевоый шпат с отрицательными псевдоморфозами по кварцу, как это наблюдается, например, в пегматитовых жилах Шайтанки на Среднем Урале (рис. 1, *б*).

При помещении образцов пегматита в зону кристаллизации в пересыщенном растворе не образовывались новые зародыши, а кристаллизация начиналась на зернах породообразующего кварца. На пегматите выростали эффектные группы кварцевых кристаллов, унаследовавших структуру субстрата и поэтому ориентированных строго одинаково (рис. 2, *а*). Хотя кремнезем откладывался на скелетных вростках кварца в пегматите, развивающиеся кристаллы были огранены обычными для рассматриваемых условий формами —  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{01\bar{1}1\}$  и  $\{51\bar{6}1\}$ . Этот весьма наглядный опыт воспроизводит одну из природных ситуаций, когда кристаллы кварца вырастают на кристаллах полевого шпата, содержащих закономерно ориентированные вростки кварца, как, например, в полостях некоторых пегматитовых жил Мурзинки на Урале (рис. 2, *б*).

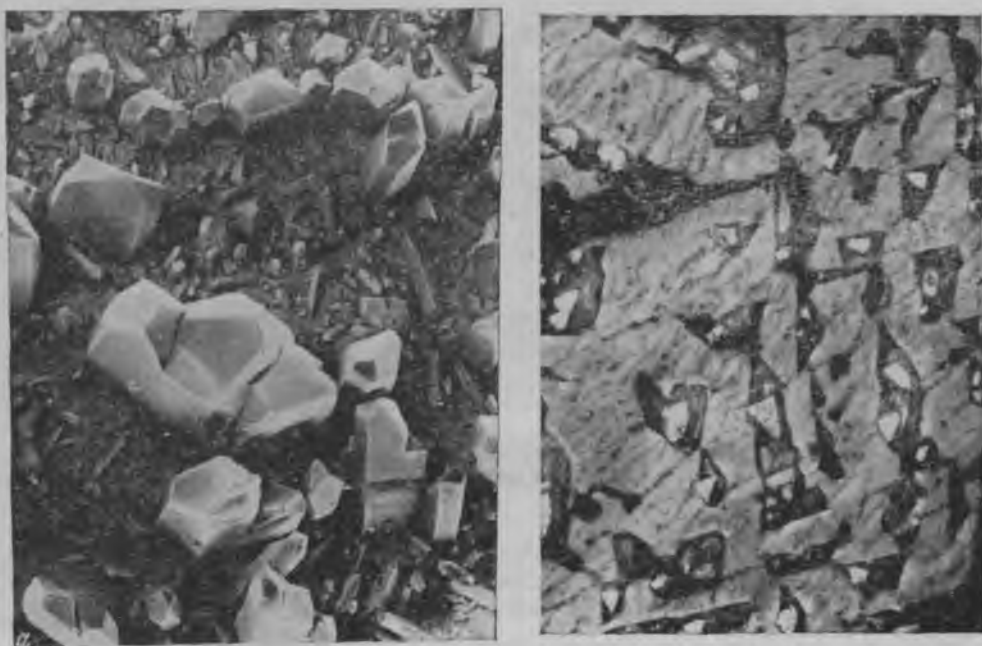


Рис. 2. Кристаллы кварца, выросшие на ихтиоглиптах пегматита

*а* — в автоклаве (образец задымлен над горящим магнием), *б* — в природных условиях нат. вел.

При создании больших пересыщений кремнезем выделяется не только на зернах породообразующего кварца, но и в виде отдельных кристаллов на дефектных точках поверхности полевого шпата. Зарождаясь на чуждом субстрате, кристаллы располагаются без видимого порядка (в природе кварц иногда нарастает на полевоый шпат ориентированно).

подчиняясь законам эпитаксии) [4]. Вновь образовавшиеся кристаллы росли вместе с ранее возникшими и вместе с ними заканчивали рост. Таким образом, получился образец пегматита с двумя сортами кристаллов кварца — крупных, начинающих расти на зернах кварца, и мелких, выросших на полевоом шпате (см. рис. 2, а).

Подобные результаты были получены в опытах с гранитом. Выделяющийся кремнезем не образовывал зародышей в растворе, а начал отлагаться на зернах породообразующего кварца, наследуя их ориентировку. При возрастании пересыщения новые центры кристаллизации зарождались непосредственно на полевоом шпате. К концу опыта на граните сформировались друзы разноориентированных крупных и мелких кристаллов кварца, ограненных обычными формами (рис. 3). Это соответствует наиболее распространенным случаям в природе — кристаллизации кварца в трещинах или полостях среди гранита или других кислых горных пород.

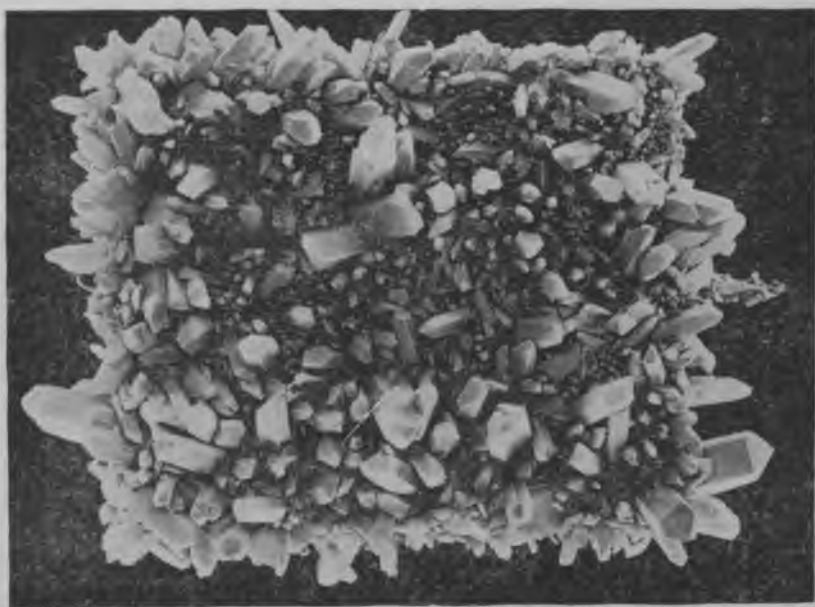


Рис. 3. Искусственный кварц на затравке из гранита. Образец задымлен над горящим магнием,  $\times 1,5$

При исследовании прозрачных шлифов, изготовленных из некоторых образцов, подвергнутых продолжительному воздействию щелочного раствора в гидротермальных условиях, было обнаружено, что зерна калиевых полевых шпатов замещаются в поверхностных зонах альбитом, в то время как пертитовые вростки альбита остаются без изменений (рис. 4). В образовавшейся альбитовой оторочке развита сеть тончайших трещинок, в которых наблюдаются выделения не поддающегося диагностике минерала (серicitsа, диккита?). Интересно отметить, что в кратковременных опытах Н. И. Хитарова [5, 6], исследовавшего растворимость различных горных пород в существенно водных и слабощелочных растворах бикарбоната натрия (0,1 и 1,0 н.), не наблюдалось альбитизации полевых шпатов, последние лишь растрескивались и мутнели в поверхностных зонах.

На основании вышеизложенного можно утверждать, что экспериментальные данные позволяют воспроизвести ту начальную стадию кристаллизации кварца в трещинах и полостях среди кварцсодержащих горных пород, о которой говорилось в начале статьи. Следовательно, при изучении процесса кристаллизации кремнезема в кварцевых жилах высказанная нами точка зрения о характере зарождения и роста кристаллов кварца должна приниматься во внимание. Опытным путем

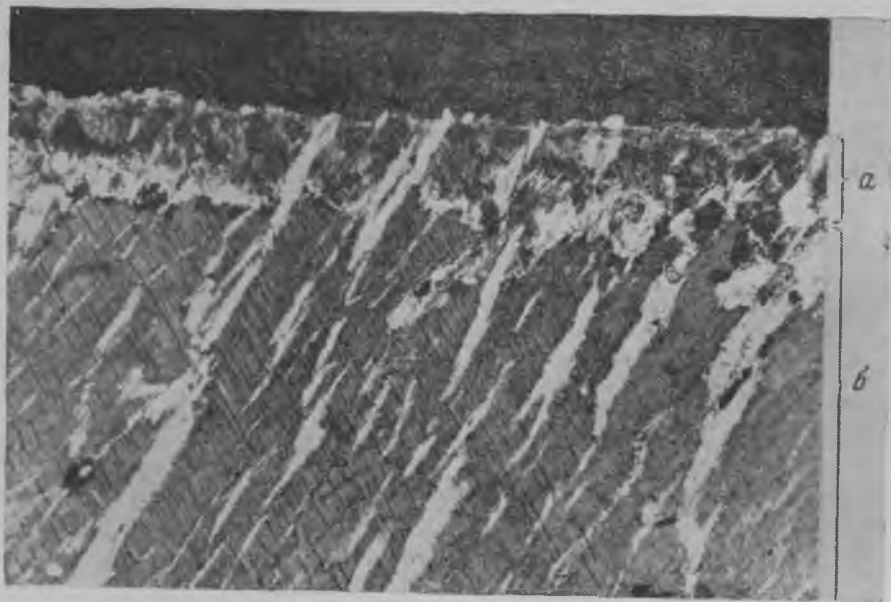


Рис. 4. Альбитизация полевого шпата (микроклина) при длительном нахождении пегматита в искусственно созданных гидротермальных условиях,  $\times 25$ . Ннк. + а -- зона альбитизации, б -- неизменный полевой шпат с пертитовыми вростками альбита

можно воспроизвести также другое природное явление — кристаллизацию кварца в трещинах или полостях среди алюмосиликатных пород в отсутствие зерен кварца. В этом случае кремнезем тоже не создает новых зародышей в растворе, а выделяется непосредственно на породе, подобно тому, как в описываемых опытах кристаллы кварца нарастают на полевоом шпате. Конечно, в некоторых случаях в естественной обстановке ход кристаллизации кремнезема усложняется. Кристаллизация начиналась не только на стенках трещин и полостей, но и на обломках кварца, появляющихся в результате его дробления при внутриминерализационных тектонических подвижках. Кристаллы кварца второй генерации после перерыва в отложении кремнезема зарождались на ранее выросших кристаллах [7].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бутузов В. П. и Брятов Л. В. К вопросу о выращивании кристаллов кварца. Сб. «Рост кристаллов», т. I. Изд. АН СССР, 1957.
2. Бутузов В. П., Шаховской Г. П. и Смирнов С. П. О новом автоклаве для гидротермального синтеза. Сб. «Рост кристаллов», т. I, Изд. АН СССР, 1957.

3. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львов. гос. ун-та, 1961.
  4. Григорьев Д. П. и Шафрановский И. И. Эпитаксиальное нарастание кварца на полевой шпат. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 75, вып. 4, 1946.
  5. Хитаров Н. И. О некоторых гидротермальных экспериментах. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. II. Изд. АН СССР, 1953.
  6. Хитаров Н. И. О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. Труды Пятого совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Изд. АН СССР, 1958.
  7. Grigoriev D. P. Simultaneous and successive crystallization of quartz in quartz veins. *Indian Mineralogist*, vol. 2, № 1, 1961.
  8. Walker A. and Buchler E. Growing large quartz crystals. *Industrial and Engineering Chemistry*, vol. 42, № 7, 1950.
-

*И. Н. ГУСЕВА, И. Е. КАМЕНЦЕВ, В. А. ФРАНК-КАМЕНЕЦКИИ*

### О ВЛИЯНИИ ПРИМЕСЕЙ НА ПЛОТНОСТЬ ИСКУССТВЕННОГО КВАРЦА

При исследовании искусственного кварца<sup>1</sup> было установлено, что имеющиеся в нем примеси оказывают влияние на параметры решетки [7] и на показатели преломления [2]. Так, примесь алюминия, входящего в структуру искусственного кварца, увеличивает параметры решетки и понижает показатели преломления, тогда как в кристаллах с примесью германия наблюдается увеличение показателя преломления, а характер изменения структурных параметров усложнен. Поскольку влияние этих примесей незначительно, мы решили проверить найденные закономерности путем исследования плотности тех же образцов. При этом измеренные значения сравнивались со значениями плотности, вычисленными на основании данных для параметров решетки тех же образцов.

Известно, что обычно измеренная плотность и плотность, вычисленная на основании параметров решетки, не совпадают. Для природного кварца [10, 11] вычисленная плотность всегда выше полученной экспериментально за счет макро- и микродефектов реальных кристаллов. По величине расхождения между значениями вычисленной и измеренной плотности можно судить о наличии подобного рода дефектов.

Измерение плотности проводилось флотационным методом в Физико-техническом институте АН СССР под руководством Г. Я. Рыскина [3]. Метод основан на точном определении разности температуры флотации ( $\Delta T$ ) эталона с известной плотностью и исследуемого образца. Искомая разность плотностей ( $\Delta d$ ) вычислялась по формуле:

$$\Delta d = \beta \cdot \Delta T,$$

где  $\beta$  — температурный коэффициент плотности жидкости, в которой проводилась флотация.

Последняя при исследовании кварца состояла из смеси бромформа и бромистого этилена. Компоненты смеси обезвоживались пентоксидом фосфора и перегонялись в вакууме. Плотность жидкости контролировалась пикнометрическим методом, температурный коэффициент плотности для нее составлял  $2,48 \cdot 10^{-3}$ .

Температура флотации эталона и исследовавшихся образцов определялась с помощью термометра Бекмана с точностью  $\pm 2 \cdot 10^{-3}^\circ\text{C}$ . Таким образом, флотационный метод вполне гарантирует точность измерения плотности, равную  $\pm 5 \cdot 10^{-5}$ .

<sup>1</sup> Кристаллы искусственного кварца были получены во Всесоюзном научно-исследовательском институте синтеза минерального сырья.

Исследуемые образцы готовились в виде шлифованных пластинок толщиной 0,9 мм. Пластины протравливались в концентрированной плавиковой кислоте в течение 1 часа, после чего от них откалывались кусочки площадью 3—4 см<sup>2</sup>, которые обрабатывались в кипящей азотной кислоте, промывались и тщательно высушивались.

Эталоном для сравнения плотности был выбран наиболее однородный кристалл искусственного кварца с высокой прозрачностью в ультрафиолетовой области спектра [2], свободный от неструктурных примесей [1,5] и содержащий минимальное количество примесей (табл. 1). Плотность эталонного образца была промерена по отношению к поплавку с известной плотностью. При температуре 32,15°C она оказалась равной  $2,6476 \pm 0,00005$  г/см<sup>3</sup>, а с учетом температурной поправки [12] при температуре 20°C составила  $2,6487$  г/см<sup>3</sup>. Полученная с точностью  $\pm 0,0002$  г/см<sup>3</sup> плотность эталонного образца соответствует плотности кварца [10, 13].

Плотность исследовавшихся образцов определялась по формуле

$$D = D_{\text{эт}} \pm \Delta d.$$

Измерения проводились в интервале температур 25—30°C. Влияние температуры на величину  $\Delta d$  не учитывалось.

Было исследовано 12 кристаллов искусственного кварца и два природных — алданский и китайский (табл. 2). Среди исследованных искусственных кристаллов были образцы, выращенные без введения примесей и с добавками: алюминия и германия [8], железа (кристаллы, окрашенные в зеленый и коричневый цвет) [9], кобальта (окрашенные в голубой цвет) [4], а также кристаллы, содержащие значительное количество неструктурных примесей. Спектральные анализы некоторых полученных кристаллов приведены в табл. 1.

Вычисление плотности из параметров элементарной ячейки проводилось по формуле:

$$D_{\text{рент.}} = \frac{n \cdot A}{N \cdot V},$$

где  $n$  — число формульных единиц в элементарной ячейке, равное для кварца 3;

$A$  — молекулярный вес кремнезема, равный 60,09 [11];

$V$  — объем элементарной ячейки, вычисленный на основании прецизионных рентгеновских исследований изученных образцов [7];

$N$  — число Авагадро, равное  $6,02368 \cdot 10^{23}$  [11].

Учитывая, что точность определения параметров составляет  $\pm 0,0001$  кХ, плотность ( $D_{\text{рент.}}$ ) вычислена с точностью  $\pm 0,0001$  г/см<sup>3</sup>.

Полученные результаты позволяют отметить следующие закономерности в изменении измеренной плотности (см. табл. 2):

1. Плотность эталонного искусственного кварца соответствует плотности природного кварца, а также измеренной авторами плотности образцов алданского и китайского кварца (обр. 3, 4).

2. Кристаллы (обр. 5, 6, 7), содержащие значительное количество неструктурной примеси, показывают некоторое уменьшение плотности ( $D_{\text{эксп.}}$ ).

<sup>1</sup> Обр. 2 вырезан из кристалла, выращенного одновременно с эталоном, но на заправке, ориентированной по пинакoidу  $\langle c \rangle$ .

Данные спектрального анализа кристалла искусственного кварца (вес. %)

№ образца	Характеристика образца	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	GeO <sub>2</sub>
1	Эталон <r> . . . . .	0,011	0,0016	0,00015	0,0012	0,0004	0,00015	—
2	<c> . . . . .	0,002	0,0016	0,0003	0,00015	0,0002	0,00009	—
5	С неструктурной примесью <c> . . . . .	0,0200	0,0300	—	0,00005	0,00020	0,0003	—
6	С неструктурной примесью <c> . . . . .	0,01	0,03	0,0004	0,0004	0,001	0,0003	—
7	С неструктурной примесью <r> . . . . .	0,05	0,02	0,0001	0,00004	0,0006	0,0002	—
12	С примесью Al <R> . . . . .	0,05	0,013	0,00012	0,00055	0,00074	0,00015	—
13	С примесью Ge <c> . . . . .	0,002	0,002	0,0001	0,0004	0,0003	0,0002	Не определялось
14	С примесью Ge <c> . . . . .	0,0056	0,01	0,0004	0,001	0,0007	0,0002	0,58

Примечания: 1. Анализ проводился Н. Н. Семеновым в Государственном институте стекла.

2. Обр. 13 был выращен из раствора с добавкой германия. Примесь германия не была определена спектрально; концентрация ее предположительно (если судить по кристаллам, выращенным в аналогичных условиях) составляет 0,5—0,6%.

Плотность и показатели преломления искусственного кварца при температуре 20°C

№ образца	Характеристика образца	$D_{\text{эксп.}}, \text{г/см}^3$	$\Delta d = D_{\text{эт.}} - D_{\text{обр.}}$	$D_{\text{рент.}}, \text{г/см}^3$	$\Delta D = D_{\text{рент.}} - D_{\text{эксп.}}, \text{г/см}^3$	$\frac{\Delta D}{D_{\text{эксп.}}}, \%$	$n_0$
1	Эталон $\langle r \rangle$ . . . . .	2,6487	—	2,6491	0,0004	0,015	1,54415
2	$\langle c \rangle$ . . . . .	2,6488	0,0001	—	—	—	1,54417
3	Природный с Алдана . . . . .	2,6485	0,0002	—	—	—	1,54416
4	Природный из Китая . . . . .	2,6486	0,0001	—	—	—	1,54417
5	С неструктурной примесью $\langle c \rangle$ . . . . .	2,6480	0,0007	2,6193	0,0013	0,049	1,54402
6	С неструктурной примесью $\langle c \rangle$ . . . . .	2,6476	0,0011	2,6492	0,0016	0,060	0,54377
7	С неструктурной примесью $\langle r \rangle$ . . . . .	2,6484	0,0003	2,6491	0,0007	0,026	1,54392
8	С примесью Со (голубой) . . . . .	2,6465	0,0022	—	—	—	1,54377
9	С примесью Fe (коричневый) . . . . .	2,6441	0,0046	2,6488	0,0047	0,178	1,54332
10	С примесью Fe (зеленый) . . . . .	2,6405	0,0082	2,6491	0,0086	0,325	1,54302
11	С примесью Al $\langle c \rangle$ . . . . .	2,6473	0,0014	2,6486	0,0013	0,049	1,54393
12	С примесью Al $\langle R \rangle$ . . . . .	2,6472	0,0015	2,6479	0,0007	0,026	1,54387
13	С примесью Ge $\langle c \rangle$ . . . . .	2,6530	—0,0043	2,6490	—0,0040	—0,151	1,54457
14	С примесью Ge $\langle c \rangle$ . . . . .	2,6560	—0,0063	2,6487	—0,0063	—0,237	1,54450

Примечание. Показатели преломления для обыкновенной волны ( $n_0$ ) измерены методом Обреимова с точностью  $\pm 2 \cdot 10^{-5}$ .

3. Кристаллы, полученные одновременно на затравочных пластинках с различной кристаллографической ориентировкой (обр. 6, 7), имеют несколько различную плотность. Более низкая плотность обр. 6 объясняется, по-видимому, тем, что неструктурная примесь интенсивнее захватывается пирамидой роста пинакоида [8].

4. Кристаллы с примесью кобальта и железа (обр. 8, 9, 10), окрашенные в голубой, коричневый и зеленый цвет, характеризуются значительным уменьшением плотности. Природа этого явления пока точно не выяснена.

5. Кристаллы, содержащие примесь алюминия (обр. 11, 12), входящую в структуру [6], имеют более низкую плотность по сравнению с эталоном.

6. В кристаллах с примесью германия (обр. 13, 14) наблюдается значительное увеличение плотности.

Все эти закономерности подтверждаются данными об изменении показателей преломления тех же образцов: эталон и образец 2 по показателю преломления соответствуют природному алданскому и китайскому кварцу (см. табл. 2, обр. 3, 4); в кристаллах с неструктурной примесью (обр. 5, 6, 7) отмечается некоторое понижение показателя преломления, при этом из двух кристаллов (обр. 6, 7), полученных одновременно на затравках, ориентированных по пинакoiду (обр. 6) и по малому ромбоэдру (обр. 7), более высокий показатель преломления наблюдается в пирамиде роста ромбоэдра; среди окрашенных кристаллов (обр. 8, 9, 10) самый низкий показатель преломления у зеленого кварца (обр. 10). В кристаллах с примесью алюминия (обр. 11, 12) более низкий, а в кристаллах с примесью германия (обр. 13, 14) более высокий показатель преломления. Таким образом, увеличение плотности у исследованных образцов вызывает увеличение показателя преломления.

Из сопоставления значений  $D_{\text{экспер.}}$  и  $D_{\text{рент.}}$  видно, что для всех исследованных образцов (за исключением кристаллов с примесью германия) вычисленная плотность несколько выше измеренной.

Наибольшее различие между вычисленной и измеренной плотностью имеют кристаллы с неструктурной примесью (обр. 5, 6, 7, 8, 9, 10). Максимальное значение величины  $\frac{\Delta D}{D_{\text{эксп.}}}$ , равное 0,325%, получено

для образца 10, содержащего большое количество примеси железа и неструктурной примеси.

В кристаллах с примесью германия (обр. 13, 14) значение величины  $\Delta D$  отрицательное. Это объясняется тем, что атомный вес германия (72,6) значительно больше атомного веса кремния (28,09), что обуславливает увеличение плотности, в то время как параметры решетки существенно не изменяются и вычисленная плотность практически не отличается от плотности эталонного образца.

Таким образом, прецизионные измерения плотности различных образцов кварца подтвердили влияние примесей на изменение показателей преломления, а сопоставление измеренной плотности с рентгеновскими данными позволяет судить о вносимой примесями дефектности кристаллов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бутузов В. П. и Брятов Л. В. Исследование фазовых равновесий части системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{CO}_3$  при высоких температурах и давлениях. Кристаллография, т. 2, 1957.
2. Гусева И. Н. Показатели преломления и прозрачность синтетического кварца в ультрафиолетовом свете. Сб. «Рост кристаллов», т. 3. Изд. АН СССР, 1961.

3. Константинов Б. П., Ефремов З. Н., Рыскин Г. Я. Измерение коэффициентов расширения NaCl, KCl, LiCl, KBr флотационным методом. Журнал тех. физики, т. 28, вып. 8, 1958.
4. Лушников В. Г. и Хаджи В. Е. Гидротермальный синтез кристаллов кварца синего цвета. Тр. ВНИИП, т. 5, 1961.
5. Сафронов Г. М., Хаджи В. Е. О внутреннем строении искусственных кристаллов кварца. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1958.
6. Семенов Н. П. Спектральный анализ кварцевого сырья. Автореферат диссертации, 1957.
7. Франк-Каменецкий В. А. и Каменцев И. Е. Рентгеновское исследование синтетического кварца. Рост кристаллов, т. 3, 1961.
8. Цинобер Л. И. Распределение дымчатой окраски в рентгенизированных кристаллах синтетического кварца. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.
9. Цинобер Л. И., Ченцова Л. Г., Штернберг А. А. О дымчатой и бурой окраске кристаллов синтетического кварца. Рост кристаллов, т. 2, 1957.
10. Froeuelel F. C., Hurlbut C. S. Determination of the atomic weight of silicon by physical measurements on quartz. — Journal of Chemical Physics, v. 23, № 7, 1955.
11. Smakula A., Kalnajs G., Sils V. Densities and imperfections of single crystals. — Physical Review, v. 99, № 6, 1955.
12. Smakula A., Sils V. Precision density determination of large single crystals by hydrostatic weighing. Physical Review, v. 99, № 6, 1955.
13. Sosman R. B. The properties of silica. New York, 1927.

Е. В. ЦИНЗФРЛИНГ

## ДВОЙНИКОВАНИЕ ИСКУССТВЕННОГО КВАРЦА, ВЫРАЩЕННОГО БЕЗ ДОБАВОК ПРИМЕСЕЙ

В некоторых кристаллах искусственного кварца встречаются двойники роста — бразильские и первичные дофинеийские [4]. Последние являются оптическими монокристаллами, поэтому их можно увидеть только на травленной поверхности кварца после выявления контура двойника или по самим фигурам травления на его границе (рис. 1).

Искусственный кварц, так же как и природный, травится с различной интенсивностью, зависящей от наличия или отсутствия примесей [2]. Анизотропия скорости растворения кварца в HF выражается следующим соотношением:  $(0001) : (01\bar{1}1) : (10\bar{1}1) : (10\bar{1}0) = 0,46 : 0,11 : 0,28 : 0,003$  [6]. Из этих данных следует, что травление кварца наиболее интенсивно происходит по плоскости  $r$ , слабее — по плоскости  $R$  и еще слабее — по призме.

Для получения отчетливого рисунка вторичных двойников следует брать пластинки косых срезов, так как на поверхностях, параллельных оси  $z$ , фигуры травления трудно различимы в двойниковом положении. Двойниковая же граница на плоскостях отрицательного ( $r$ ) и положительного ( $R$ ) ромбоэдров (или на близких к ним срезах) выявляется особенно четко благодаря разной ориентации фигур травления двойников, у которых высота рельефов различна. Сами фигуры травления указывают направление кристаллографических осей в образце. Скученность и искаженность фигур травления отмечает внутренние дефекты области внутренних напряжений.

Искусственные кристаллы, выращенные без добавок примесей, во время роста загрязняются, по-видимому, посторонними веществами из автоклава. Посторонние частицы, попадающие на поверхность кристалла, способствуют зарождению двойников.

Это явление было впервые отмечено и объяснено Г. Г. Леммлейном [1] на примерах двойникования по бразильскому закону в природном кварце. Двойникование в искусственном кварце показано на рис. 2; фотографии *б* и *в* сделаны с одного и того же образца при разных осве-

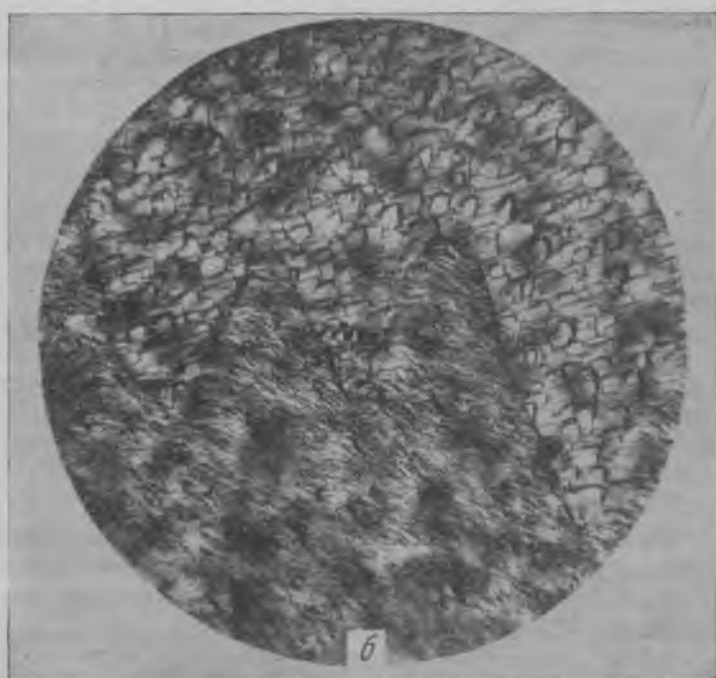
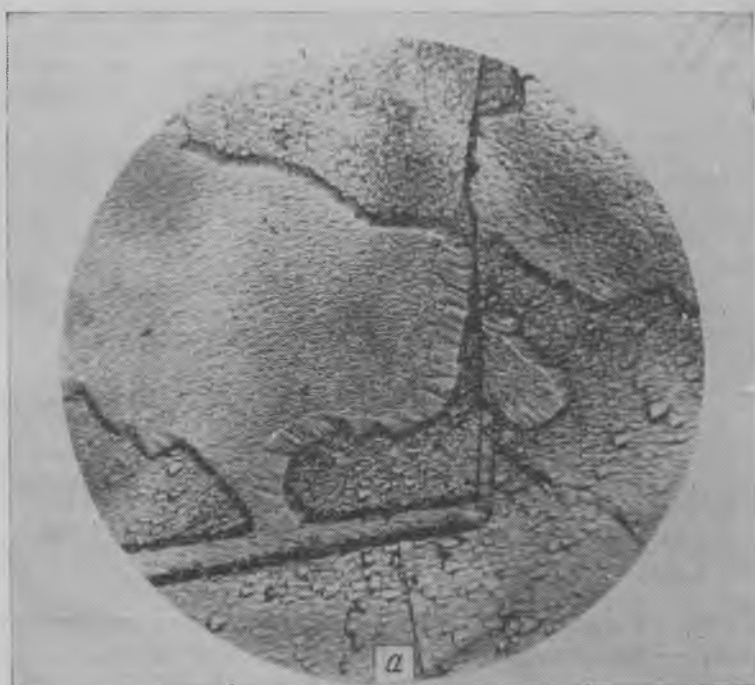


Рис. 1. Контуры двойников (а) и фигуры травления (б)



*a*

*Рис. 2.* Бразильские и дофинейские двойники, выявленные травлением шлифованной поверхности кварца (*a*), дофинейские двойники (*б*), бразильские двойники на той же поверхности того же образца, видимые при ином, косом, освещении (*в*)



*б*



*в*

щениях с грани положительного ромбоэдра у кристалла, выросшего на монокристалльной затравке. Бразильские двойники с прямолинейными границами влетают в причудливые округлые контуры дофинеиных двойников (рис. 2, а). Дофинеиные двойниковые поля вследствие, возможно, более быстрого роста разбросаны более крупными полями (рис. 2, б), чем бразильские (рис. 2, в).

Послойная шлифовка образца показала, что образование бразильских двойников предшествовало появлению дофинеиных; бразильские двойники превышают глубину дофинеиных и рассеяны мелкими островками по всей поверхности растущей грани. Двойники присутствуют только в последних слоях роста кристалла, достигающих толщины 3—5 мм.

Бразильские двойники, характерные своими прямолинейными очертаниями, являются «оптическими» двойниками. Они не поддаются раздвойникованию, поэтому область применения такого кварца сужается.

Дофинеиные двойники роста приурочены иногда к области прикрепления кристалла к металлической петле для подвешивания в автоклаве. Вследствие различных коэффициентов расширения у металла и у кварца при нагревании в кристалле возникают внутренние напряжения, которые и порождают двойники.

Следует заметить, что процесс вторичного двойникования на пластинках косых срезов протекает эффективнее по сравнению с пластинками, вырезанными параллельно оси  $z$ . Анизотропия роста двойников в твердой фазе согласуется с анизотропией структуры: направление, наибольшей скорости роста (параллельно оси  $z$ ) совпадает с наибольшими параметрами решетки кварца.

Опробование кварца на способность двойниковаться при механических способах (сосредоточенной нагрузкой, деформацией, изгибом или кручением) или при термическом ( $\alpha \leftrightarrow \beta$ -превращение) основано на травлении. Двойники кварца являются своего рода письменами, которые документируют внутреннюю морфологию кристалла, отражают его генезис, указывают на наличие или отсутствие примесей [4]. На травленной поверхности кристалла кварца выявляется характер и закономерность в рисунке вторичного двойника. Рисунки двойников поддаются морфологическому исследованию на разных этапах выращивания.

Сопоставляя полученные в результате опытов морфологические данные с диагностируемым образцом, можно судить об условиях, при которых происходило двойникование. По форме и протяженности вторичных двойников можно определить кристаллографическое направление роста двойника.

Методом травления легко выявляется мозаичное строение кварца, который сильнее разъедается кислотами и щелочами на свилеватых участках. Свилеватость наблюдается в кристаллах, выросших как без добавок примесей, так и с ними, в частности с алюминием ( $Al^{3+}$ ), германием ( $Ge^{4+}$ ), литием ( $Li^{1+}$ ). Мозаичность в кварце обнаруживается по типичному «сетчатому» сколу (рис. 3), получаемому на треснувшей при  $\alpha \leftrightarrow \beta$ -превращении пластинке, вырезанной в любом направлении и из любого искусственного или природного кварца. Другим надежным диагностическим признаком присутствия свилей является рисунок вторичных двойников, образующихся при любом методе искусственного двойникования кварца: контур таких двойников отличается изорванностью. Это объясняется тем, что двойник растет только вдоль свили, не пересекая ее. В переходной зоне на границе двух смежных мозаичных блоков процесс двойникования тормозится вследствие искажения решетки.

При травлении обнаруживается зонарно-секториальное строение кристалла, которое хорошо подчеркивается первичными двойниками или вторичными, которые можно получить на исходно монокристалльных пластинках методами искусственного двойникования.



Рис. 3. Сетчатый скол пластинки толщиной 0,8 мм из свлеватого кварца

В процессе обработки искусственных монокристаллов иногда порождаются дофинейские двойники. Так, при изготовлении резонаторов, во время термического припаивания электродов, пьезопластинки с большой легкостью сдвойниваются и проявляют отчетливую закономерность в рисунках вторичных двойников. Методом  $\alpha \rightarrow \beta$  = превращения или деформации кручением они также легко переходят в монокристалльные, которые вновь не сдвойниваются и при наложении электрического поля возбуждаются с нормальной частотой колебания.

На способность к двойникованию искусственного кварца был проверен ряд образцов из серии высококачественных кристаллов. Все эти кристаллы оказались легко двойникуемы, что и следовало ожидать по аналогии с природным чистым кварцем. Кристаллы искусственного кварца совершенно не двойниваются в помутневшей затравке и в первых выросших слоях. На рис. 4 видно, как на закономерно сдвойниковавшейся пластинке два параллельных прикраевых поля в виде «занавески» резко обрываются на границе непрозрачной полосы. Это объясняется тем, что мутная область в кристалле вблизи границы с затравкой изобилует тонкодисперсными частицами маточной среды, так называемой «тяжелой фазой», захватываемой в процессе роста.

Исследуемые автором искусственные кристаллы кварца, выращенные без добавок примесей, при облучении рентгеновскими лучами приобретали окраску различной интенсивности и выявляли различную плотность дислокации. Пластинки, изготовленные для резонаторов, оказались почти или совершенно без дислокации. Кварц, окрашивающийся

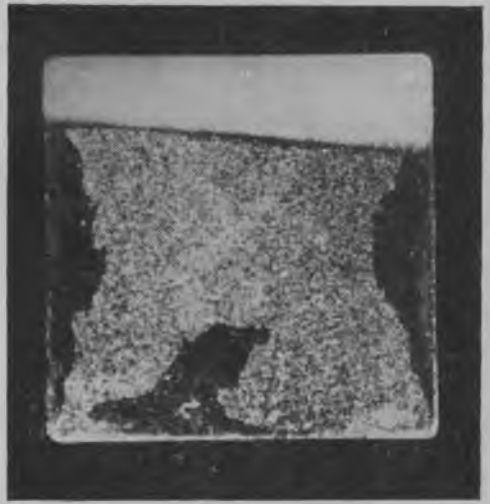


Рис. 4. Остановка роста двойника инверсии на границе области, изобилующей «тяжелой фазой» и препятствующей двойникованию

сильнее рентгеновскими лучами, содержит больше «тяжелой фазы», имеет большую плотность дислокации и двойникуется труднее.

Следует отметить, что в некоторых искусственных кристаллах кварца наблюдаются «голубые лучи» (blue niddles) [7] (рис. 5), часть из



Рис. 5. «Голубые лучи» в кварце, обнаруженные оптическим методом на сколе пластинки толщиной 0,8 мм

которых при длительном травлении становится полыми каналами (рис. 6), имеющимися в вершине ямки травления [5]. В начальных



Рис. 6. Фигуры травления с каналами и без них.  
x 400

слоях роста кристалла, прилегающих к затравке, образуются типичные включения с жидкой и газообразной фазой (рис. 7).

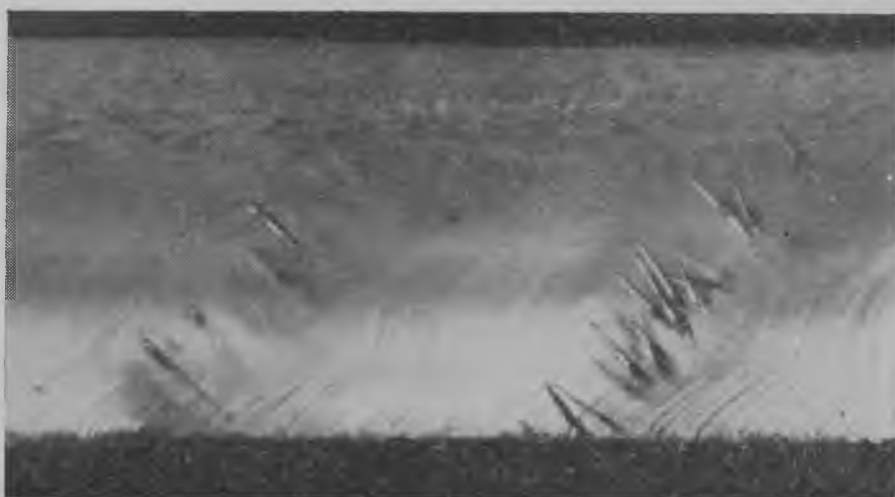


Рис. 7. Включения с двух сторон затравки

Чистота кварца связана с его склонностью к легкому двойникованию. Важно найти способ стабилизации решетки кварца с сохранением его хороших упругих свойств. Такую роль могут играть примеси [3] или обработка монокристалльных пластинок электрическим полем.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Леммлейн Г. Г. Искажения облика кристаллов кварца, обусловленные их положением во время роста. Докл. АН СССР, т. 33, № 6, 1941.
2. Леммлейн Г. Г. Травимость бесцветных и окрашенных кристаллов кварца. Докл. АН СССР, т. 56, № 8, 1947.
3. Цинзерлинг Е. В. Искусственная стабилизация решетки кварца. Докл. АН СССР, т. 95, № 3, 1954.
4. Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд-во АН СССР, 1961.
5. Gülzof—Qual G. Phys status solidi 1, 1, 62—67, 1961.
6. Mügge O. Rosenbusch—Festschrift Stuttgart, 96—126, 1906.
7. Samuel G. Gordon. Amer. Mineral. 30, 5—6, 287, 1945.

В. Г. ЛУШНИКОВ

### К ВОПРОСУ О РАСТВОРИМОСТИ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ КАЛЬЦИТА В РАСТВОРАХ ХЛОРИСТОГО АММОНИЯ<sup>1</sup>

Как известно, месторождения крупных кристаллов кальцита образовались в последнюю стадию гидротермального процесса [2, 10, 13]. Кристаллы кальцита росли из малоконцентрированных существенно хлоридных низкотемпературных (от 40 до 200°C) растворов в приповерхностных условиях [4] при давлениях до 30 атм. Известны случаи [4, 17] роста кристаллов кальцита из хлоридно-карбонатных термальных источников (Уаираки в Новой Зеландии, Салфер-Банк в Калифорнии и ряд других), содержащих в своем солевом составе хлористый аммоний. Экспериментальные данные [7] показывают, что наиболее значительное переотложение карбоната кальция в растворах LiCl, NaCl, KCl и CaCl<sub>2</sub> происходит при температуре 300—350°C и выше.

О растворимости и перекристаллизации кальцита в системе CaCO<sub>3</sub>—NH<sub>4</sub>Cl—H<sub>2</sub>O в научной литературе имеется мало сведений. В 1916 г. Т. Варинским и С. Куропатвинской [16] были опубликованы результаты исследований растворимости кальцита в водных растворах хлористого аммония при температуре 60°C, а в 1960 г. Н. Ю. Икорниковой [7] — при 450°C. Ими было установлено, что ввиду интенсивного гидролиза хлористого аммония при повышенных температурах водные растворы его обладают большей растворяющей способностью, чем растворы других солей (CaCl<sub>2</sub>, LiCl, NaCl и KCl). Степень растворимости кальцита при прочих равных условиях находится в прямой зависимости от концентрации хлористого аммония в растворе и температуры.

Специальные опыты по исследованию растворимости кальцита в системе CaCO<sub>3</sub>—NH<sub>4</sub>Cl—H<sub>2</sub>O нами не проводились. Были сделаны только отдельные попытки определить относительные значения растворимости кальцита при 200°C попутно с проведением опытов по перекристаллизации. С этой целью были изготовлены 10 стеклянных ампул, содержащих образец кальцита и раствор хлористого аммония. Коэффициент заполнения ампул подбирался таким образом, чтобы внутреннее давление в них при нагревании до 200°C было примерно равно давлению в автоклаве. Обработанные литературные [7, 16] и наши данные были сведены в таблицу, на основании которой были построены кривые

<sup>1</sup> Автором был сделан доклад на эту тему 25 мая 1962 г. в г. Ленинграде на Федоровской научной сессии, посвященной 50-летию открытия дифракции рентгеновских лучей.

## Данные по растворимости кальцита в водных растворах хлористого аммония

Концентрация $\text{NH}_4\text{Cl}$ , вес. %	Растворимость кальцита, г/л			
	при 60°С ( $P=1$ атм, $\tau=6$ суток) [16] <sup>1</sup>	при 200°С ( $P=150$ атм, $\tau=6$ суток)	при 450°С $P \approx 1800$ атм, $\tau \approx 5$ суток) [7] <sup>2</sup>	при полном разложении хлористого аммония в растворе (расчетные данные)
0,0	0,03	—	—	0,00
0,1	0,16	—	—	0,94
0,3	—	—	2,8	2,80
0,5	0,33	—	—	4,67
0,7	—	—	5,7	6,54
1,0	0,45	—	9,4	9,35
2,5	0,66	—	—	23,37
5,0	0,93	7	—	46,75
8,0	—	10	—	74,80
10,0	—	12	—	93,50
15,0	1,21	—	—	140,25

<sup>1</sup> Сделан пересчет табличных значений величин концентраций, приводимых авторами [16], с г-мол/л  $\text{NH}_4\text{Cl}$  на вес. % и г-мол/л  $\times 10^{-4}$   $\text{CaCO}_3$  на г/л.

<sup>2</sup> Данные по концентрации  $\text{NH}_4\text{Cl}$  в растворе и растворимости кальцита получены по средним точкам графика [7] (рис. 1).

зависимости потери веса кальцита от концентрации хлористого аммония в растворе (рис. 1). В связи с этими данными вызывает интерес крайний случай «растворимости» кальцита в исследуемой системе, когда

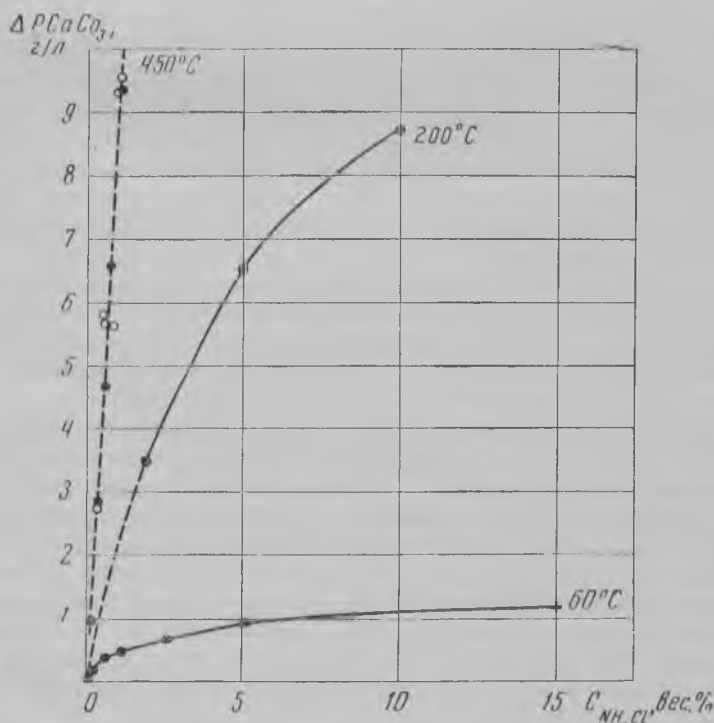
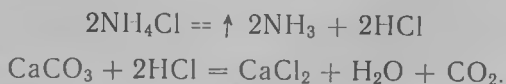


Рис. 1. Зависимость потери веса кальцита ( $\Delta P$ ) от концентрации хлористого аммония ( $C$ ) в растворе для изотерм 60°, 200° и 450°С

произойдет полное разложение хлористого аммония с образованием в свободном виде соляной кислоты, т. е.



Произведенный нами расчет показал, что при разложении 1%-ного раствора  $\text{NH}_4\text{Cl}$  будет «растворяться» 9,35 г/л  $\text{CaCO}_3$  (см. таблицу). Из таблицы и рис. 1 видно, что расчетные данные совпадают с данными, полученными экспериментально, по потере веса кальцита в растворе хлористого аммония при температуре 450°C. В связи с этим можно сделать вывод, что при 450°C в описанных условиях [7] полностью разлагается хлористый аммоний в системе. В то же время при температуре 60 и 200°C происходит лишь частичный гидролиз хлористого аммония, что и определяет, как указывалось выше, растворимость кальцита. Изотерма 60°C (см. рис. 1) показывает, что до 1—5% концентрации хлористого аммония кривая растворимости кальцита сложна. Это объясняется тем, что при малых концентрациях происходит почти полная диссоциация  $\text{NH}_4\text{Cl}$  в растворе. Можно предположить, что с изменением температуры от 60 до 450°C будут постепенно спрямляться изотермы растворимости кальцита.

Из литературных источников, посвященных синтезу минералов, только в монографии Н. И. Чирвинского [14] имеются сведения о синтезе кальцита в системе  $\text{CaCO}_3\text{—NH}_4\text{Cl—H}_2\text{O}$ . В этой работе описаны опыты, проведенные в 1886 г. Л. Буржуа, который при нагревании в стеклянной ампуле аморфного карбоната кальция с 10%-ным водным раствором хлористого аммония до 150—180°C получил ромбоэдрические кристаллы кальцита до 0,5 мм по ребру.

В 1960—1962 гг. автором были проведены работы по исследованию явления перекристаллизации кальцита в водных растворах хлористого аммония. Опыты проводились методом температурного перепада в стальных автоклавах объемом 3 л, футерованных платиной и фторопластом-4. Использовался 1—10%-ный раствор  $\text{NH}_4\text{Cl}$  при температуре 160—200°C. Шихтой и затравками служили спайные обломки кристаллов природного кальцита.

В опытах с сильно концентрированными растворами хлористого аммония в верхней части автоклава наблюдалось образование поликристаллического «мраморовидного» нароста (рис. 2). Этот нарост представляет собой так называемую «друзу нарастания» [6], выросшую из случайно расположенных зародышей [5], которые образовались спонтанно на стенках и крышке платинового вкладыша [15] в результате большого пересыщения раствора карбонатом кальция. При увеличении концентрации хлористого аммония в рабочем растворе возрастала мощность отлагаемого кальцитового нароста, а отдельные кристаллики в нем увеличивались до 17 мм по оси  $L_3$ . Среди них было обнаружено небольшое количество прозрачных кристалликов с головкой, ограниченной спайными ромбоэдрами (рис. 2, а).

Если в камеру кристаллизации помещались кальцитовые затравки, то за 6 суток на поверхность спайного ромбоэдра нарастал монокристалльный слой толщиной до 3 мм (рис. 3). Хотя в исследуемой системе процесс перекристаллизации кальцита прерывист [7, 12], все же можно на основании этих данных предположить, что кристаллы кальцита в природных условиях могут расти со скоростью, превышающей 0,5 мм/сутки.



Рис. 2. Поликристаллический «мраморовидный» нарост на стенках платинового вкладыша

*a* — поперечный разрез нароста,  $\times 10$ ; *b* — нарост со стороны прилегания его к стенке; *в* — вид на растущую поверхность нароста,  $\times 2$



*Рис. 3.* Поперечный разрез кристалла кальцита.  $\times 14$   
*а* — выросший слой; *б* — затравка



*Рис. 4.* Кристалл кальцита, выросший на затравке спайного ромбоэдра. Поверхность образца задымлена окисью магния.  $\times 2$

Наши выводы о возможной скорости роста кристаллов природного кальцита находятся в некотором противоречии с заключением Ф. В. Сыромятникова [12].

Интересно отметить, что ни на одном из наших кристаллов кальцита не наблюдалось грани базиса, характерной для кристаллов, выращенных в системах  $\text{LiCl}-\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O}$  или  $\text{CaCl}_2-\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O}$  [7, 14]. Ввод в систему небольших добавок  $\text{LiCl}$  способствует развитию на кристаллах этой грани. На гранях спайного ромбоэдра, обращенных во время роста кристалла кверху, часто нарастают разноориентированные кристаллики кальцита спонтанного зарождения (рис. 4). В присутствии газовой фазы в системе рост кристалла на затравке происходил только в области раздела газа и жидкости, где последняя обогащена растворенной углекислотой.

При микроскопических исследованиях поверхности грани  $(10\bar{1}1)$  кристаллов кальцита как спонтанного зарождения, так и выращенных на затравках, были обнаружены формы скелетного и многоглавого роста, а также акцессории роста в виде микроскопических бугорков с гладкой поверхностью или концентрически-слоистых с четырьмя намечающимися ребрами. Проекция этих ребер на плоскость  $(10\bar{1}1)$  почти перпендикулярны к ребрам спайного ромбоэдра (рис. 5, а). Цепочки, группы и отдельные акцессории приурочены к выходам на поверхность роста различных видов внутренних дефектов кристалла. Впоследствии в условиях недосыщенного раствора карбоната кальция наблюдалось образование отрицательных форм травления на поверхности кристалла и частичное растворение акцессорий роста вплоть до появления усеченных четырехгранных пирамид (рис. 5, б, в). Последние очень напоминают по форме «останцы» — положительные фигуры растворения, описанные Н. П. Алексеевым для кристаллов алюмокалевых квасцов [1].

В некоторых кристаллах кальцита были обнаружены первичные и вторичные двухфазовые включения (рис. 6, а, б). Подобные морфологические типы включений описаны Е. Я. Киевленко [9] и В. И. Бергером [3] для природных кристаллов кальцита.

В некоторых опытах наблюдались дисковидные радиально-лучистые агрегаты кальцита (рис. 7) и сферолиты арагонита (рис. 8), сформировавшиеся по третьему способу — в результате роста расщепляющихся кристаллов [5]. Появление таких агрегатов связано с удалением из реакционного объема во время опыта части  $\text{CO}_2$  при нарушении герметичного уплотнения вкладыша. При этом образующийся избыток ионов  $\text{Ca}^{++}$  в растворе способствовал возникновению арагонитовой фазы. О подобном влиянии химизма среды на зарождение различных модификаций и форм кристаллов карбоната кальция ранее высказывались Х. Креднер (1870 г.) и Х. Фатер (1893—1899 гг.) [14].

Отдельные кристаллики арагонита в сферолитах достигали 0,4—0,5 мм, при толщине 0,005—0,020 мм. При нагревании с 5%-ным водным раствором  $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$  эти кристаллы окрашиваются в фиолетовый цвет (реакция Мейгера), а позднее арагонит был подтвержден рентгеновским фазовым анализом. Вследствие попадания части раствора в зазор между платиновым стаканом и корпусом автоклава на стенках последнего кристаллизовался магнетит. Появление его в наших опытах происходило при более низких температурах (160°C), чем в экспериментах Н. Ю. Икорниковой [8]. В этих случаях процесс перекристаллизации



Рис. 5. Аксессуары роста на грани спайного ромбоэдра (1011)  
 а — концентрически-слоистые аксессуары роста; б — то же, но частично растворимые; в — растворенная аксессуария роста в виде «останца»



*Рис. 6.* Двухфазовые включения в кристалле кальцита. х 40  
 а — первичное включение, возникшее в процессе скелетного роста кристалла; б — вторичное включение, образовавшееся при заживлении трещины спайности кальцита

кальцита осложняется выделением газовой фазы, состоящей из водорода и метана [8]. На наш взгляд, образование метана связано с водородной коррозией стали, при которой [11] водород реагирует с цементом:

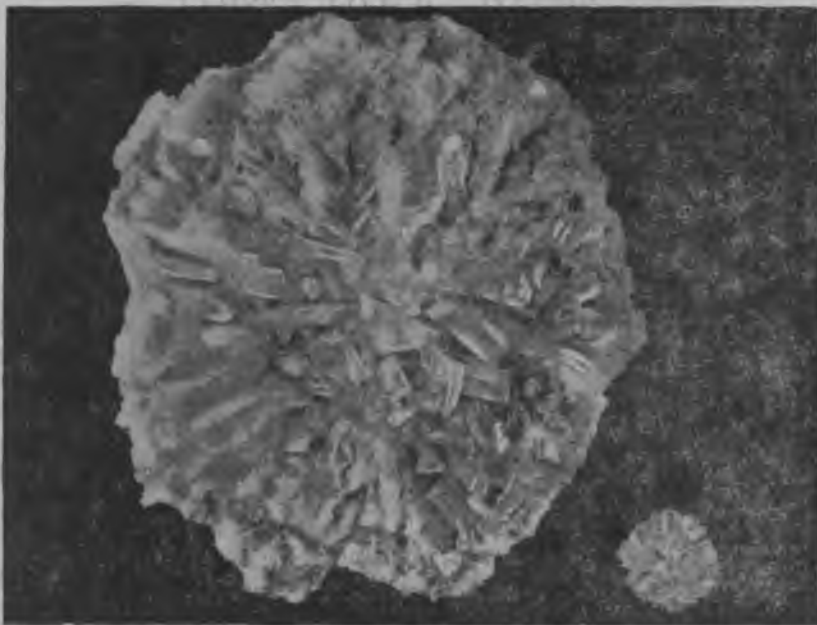


Рис. 7. Дисквидный радиально-лучистый агрегат кристаллов кальцита. х 7

Увеличение объема газовой фазы происходило в течение первых 5—10 суток, создавая после охлаждения автоклава «остаточное» давление. Величина этого давления зависела от концентрации хлористого аммония в растворе (при изменении концентрации  $\text{NH}_4\text{Cl}$  от 0,5 до 6,0% «остаточное» давление возрастало от 30 до 95 атм).

Процесс перекристаллизации кальцита в системе  $\text{CaCO}_3\text{—NH}_4\text{Cl—H}_2\text{O}$  можно схематически описать следующими реакциями:

а) в камере растворения

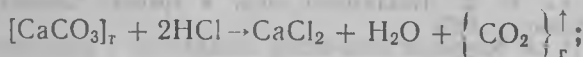
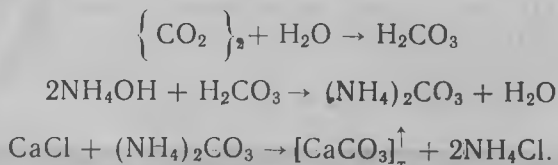


Рис. 8. Сферолиты игольчатых кристаллов арагонита. х 10

б) в камере кристаллизации



Прерывистость роста кристаллов кальцита в разбираемой системе вызвана тем, что не вся выделяющаяся в высокотемпературной зоне автоклава углекислота растворяется в камере кристаллизации.

### ВЫВОДЫ

1. В водных растворах  $\text{NH}_4\text{Cl}$  при температуре 160—200°C происходит интенсивное «растворение» кальцита. За 6 суток на затравках, параллельных спайному ромбоэдру, получено нарастание кальцита толщиной до 3 мм, а также кристаллы спонтанного зарождения до 17 мм по оси  $L_2$ .

2. Скорость роста кристаллов кальцита может достигать в гидротермальных условиях 0,5 мм/сутки.

3. В системе  $\text{CaCO}_3\text{—NH}_4\text{Cl—H}_2\text{O}$  при температуре 160—200°C синтезированы игольчатые кристаллы арагонита.

4. При температуре 160—200°C в системе  $\text{CaCO}_3\text{—NH}_4\text{Cl—H}_2\text{O—Fe}$  возможна кристаллизация магнетита.

Автор выражает искреннюю благодарность В. П. Бутузову за помощь в интерпретации экспериментальных данных и Д. П. Григорьеву за ценные советы и замечания.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Н. П. О спиральных фигурах на кристаллах алюмокалиевых квасцов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 86, вып. 1, 1957.

2. Андрусенко Н. И., Ильин Н. И. Особенности формирования месторождений исландского шпата в карбонатных породах. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 2, 1960.

3. Бергер В. И. Проявление исландского шпата в известняках нижнего карбона в Прибалхашье. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.

4. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

5. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львов, гос. ун-та, 1961.

6. Григорьев Д. П., Капитонов М. Д. Два типа друз минералов. ДАН СССР, т. 89, № 3, 1953.

7. Икорникова Н. Ю. Процесс растворения кальцита в водных растворах хлористых солей при высоких температурах и давлениях. Кристаллография, т. 5, вып. 5, 1960.

8. Икорникова Н. Ю. Кристаллизация магнетита и образование углеводов в системе  $\text{CaCO}_3\text{—NaCl—H}_2\text{O—Fe}$  при высоких температурах и давлениях. ДАН СССР, т. 130, № 3, 1960.

9. Киевленко Е. Я. Опыт изучения жидких включений в исландском шпате месторождений Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 2, 1958.

10. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 1, 1959.

11. Клинов И. Я. Коррозия химической аппаратуры и коррозионностойкие материалы. Машгиз, 1960.

12. Сыромятников Ф. В. Изучение влияния различных факторов на скорость монокристаллического роста кальцита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 90, вып. 6, 1961.
  13. Хитаров Н. И., Ренгартен Е. В., Лебедева Н. Е. Химический состав жидких включений исландского шпата и вопросы генезиса. Геохимия, № 3, 1958.
  14. Чирвинский Н. Н. Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1903—1906.
  15. Grigoriev D. P., Luschnikov V. G. Die Kristallisation von Quarz auf Pegmatit und Granit. Berichte der Geologischen Gesellschaft, Bd. 7, H. 4, 1962.
  16. Warynski T., Kouropatwinska S. Étude sur l'équilibre isotherme de système:  $\text{CO}_2\text{Ca}$  cristallisé +  $\text{NH}_4\text{Cl}$  aq. J. Chim. Phys., № 14, 1916.
  17. White D. E. Thermal springs and epithermal ore deposits. Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume, pt. 1, 1905—1955.
-



О П Е Ч А Т К И

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
70	6 сверху	переботаны	переработаны
114	3 сверху	тренин	трещин
120	Таблица 1	В правой половине таблицы	приведены данные для открытых трещин
132	26 снизу	прокаливания	при прокаливании
157	16 и 17 сверху	$\left\{ \begin{matrix} 10\bar{1}0 \\ 01\bar{1}1 \end{matrix} \right\}, \left\{ \begin{matrix} 10\bar{1}1 \\ 51\bar{6}1 \end{matrix} \right\}$	$(10\bar{1}0), (10\bar{1}1),$ $(01\bar{1}1), (51\bar{6}1)$
157	Подпись к рис. 2	2	×2
173	10 снизу	кальция	кальцита
174	Таблица, 1 снизу	[7] (рис. 1).	[7, рис. 5].
182	2 сверху	$\left\{ \text{CO}_2 \right\}_1$	$\left\{ \text{CO}_2 \right\}_Г$
182	4 сверху	$[\text{CaCO}_3]_Г^\dagger$	$[\text{CaCO}_3]_Г^\dagger$

Цена 78 коп.