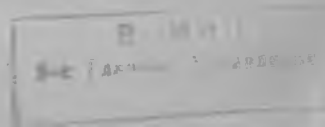


ТРУДЫ ВНИИП

ТОМ I

ГЕОЛОГИЯ, РАЗВЕДКА
И РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО КРИСТАЛЛОСЫРЬЯ

МОСКВА 1957





МИНИСТЕРСТВО РАДИОТЕХНИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ
СБОРНИК

МОСКВА 1957

Т Р У Д Ы

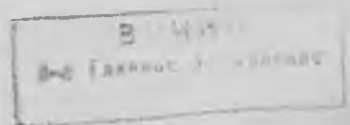
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ИНСТИТУТА
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ I

ВЫПУСК I

7573
ГЕОЛОГИЯ, РАЗВЕДКА И РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО КРИСТАЛЛОСЫРЬЯ

МОСКВА 1957



Редакционная коллегия:

Канд. техн. наук *В. В. Вершинин*, *Н. И. Воробьев*, канд. геол.-минерал. наук *В. Е. Дибров* (отв. секретарь), д-р геол.-минерал. наук *Н. П. Ермаков* (отв. редактор), *Е. Я. Киевленко*, *О. П. Коमारов*, канд. геол.-минерал. наук *Л. П. Чернышкова* (зам. отв. редактора), канд. геол.-минерал. наук *М. М. Хотенок*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В обширной отечественной литературе, посвященной минеральному сырью, до последнего времени пьезооптическим минералам уделялось совершенно недостаточное внимание. Это отрицательно сказывалось на развитии геологических исследований и работ по синтезу, направленных на усиление сырьевой базы промышленности, все более широко и разнообразно использующей пьезо- и оптические кристаллы. Между тем к настоящему времени и за рубежом, и в особенности в Советском Союзе накоплен значительный опыт в разностороннем изучении кристаллосырья, нуждающийся в освещении и обобщении. С этой целью Всесоюзный научно-исследовательский институт пьезооптического минерального сырья Министерства радиотехнической промышленности СССР предпринимает регулярное издание своих Трудов, в выпусках которых будут освещаться вопросы свойств кристаллов, используемых в радиотехнике и электропромышленности, вопросы геологии и генезиса месторождений пьезооптического кристаллосырья, поисков и разведки, минералогии и кристаллографии, пьезотехники и обработки кристаллов.

Значительное внимание будет уделяться горному делу и особенностям проектирования работ на месторождениях пьезооптического кристаллосырья, а также технике и изобретательству в специфической области его использования. Для ознакомления отечественных специалистов с зарубежным опытом в области изучения месторождений кристаллов и искусственного получения кристаллосырья в Трудах будут помещаться также систематические обзоры и библиография опубликованных работ, а также краткие сообщения и дискуссии по отдельным вопросам.

Редколлегия приглашает специалистов, работающих в области изучения природного и искусственного пьезооптического кристаллосырья, присылать свои статьи, отвечающие тематике Трудов, в Отдел научно-технической информации ВНИИПа.

Г. М. САФРОНОВ и Л. П. ЧЕРНЫШКОВА

К ПРОБЛЕМЕ СИНТЕЗА КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

В статье дается краткий обзор состояния проблемы искусственного выращивания пьезокварца за границей.

Успехи науки и опыт экспериментальных работ при использовании последних технических достижений позволили перевести синтез минералов из области лабораторных исследований в область производства. Во многих отраслях техники в настоящее время употребляется искусственное минеральное сырье. В области пьезотехники также применяются искусственно выращиваемые кристаллы — заменители некоторых природных минералов. В настоящее время как у нас, так и за рубежом ставится задача замены природного пьезокварца синтетическим.

Отдельные опыты по выращиванию кристаллов кварца производили, начиная с середины XIX века, Сенармон, Шаухейтль, Машке, Хрущов, Добре, Специа и другие. Лучших результатов удалось добиться Специа (Италия, 1895—1909 гг.). Полученные им прозрачные кристаллы кварца достигали величины 1—2,5 см.

До сороковых годов текущего столетия искусственное выращивание кварца не вызывало практического интереса. С возникновением второй мировой войны спрос на пьезокварц резко возрастает, он заносится в список стратегических минералов, в результате чего начинается усиленная разработка его природных месторождений и углубляются исследования по его синтезу.

Работы по искусственному выращиванию кристаллов кварца производились во многих странах, в том числе: в Германии, где с 1930 г. над этим успешно работал Р. Наккен; в США, где известны работы А. Уокера, Е. Бюлера (фирма «Белл-телефон»), Д. Хейля (фирма «Браш») и другие; в Англии, где большие успехи были достигнуты Н. и В. Вустерами, Л. Томасом; во Франции (Франке и Лонгшамп).

В настоящее время к работе над синтезом кварца за границей привлечены крупные силы, проектируются и строятся заводы по выращиванию искусственного пьезокварца, а в некоторых странах начато его производство.

Пьезокварц необходим для развития многих видов техники. Главными его потребителями являются радиотехническая, электротехническая, оптическая и другие отрасли промышленности.

Большим спросом пользуются, например, кварцевые резонаторы, работающие в основном как стабилизаторы частоты генераторов; кварцевые фильтры, разделяющие колебания различных частот, и т. д.

Свойство пьезокварцевых пластин превращать электрическую энергию в механическую и наоборот позволяет использовать их при изготовлении акустических и механических преобразователей для измерения вибраций, давлений, для получения ультразвуковых колебаний и т. п. Высокая прозрачность кварца для лучей ультрафиолетовой части спектра делает его незаменимым при изготовлении многих оптических приборов. Плавленый кварц употребляется для высокожаропрочной особо чистой химической посуды, имеющей применение в полупроводниковой промышленности, металлургии, химии, а также при изготовлении оптических изделий.



Объединенный обзор по US Bureau of Mines Minerals Yearbook.

Рис. 1

Для перечисленных выше целей пригодны кристаллы кварца, обладающие совершенной однородностью строения, монокристаллы, отсутствием примесей, включений, свилей, двойников. Такие кристаллы в природе очень редки. В мире известно лишь несколько месторождений, поставляющих промышленности пьезокварц. Из них главным поставщиком на мировом рынке являются бразильские месторождения, кроме того, часть кварца поставляют месторождения Мадагаскара, Китая и отчасти Индии. Главным потребителем пьезокварца являются США.

Для иллюстрации можно привести следующие данные: США, удовлетворявшие потребность в пьезооптическом кварце за счет ввоза бразильского, а отчасти тайваньского, мадагаскарского и индийского кварца, импортировали в 1944 г. 2 300 500 английских фунтов кварца на сумму 11 178 643 доллара и выпустили 29 939 000 пьезоэлектрических деталей (в том числе осцилляторы, резонаторы и др.). В 1950 г. импортировано 310 250 английских фунтов кварца на сумму 791 412 долларов и выпущено 1 614 100 пьезоэлектрических деталей. В настоящее время потребность США в пьезокварце непрерывно возрастает, но импорт остается значительно ниже военного времени.

В целях экономии и сокращения импорта США стремятся лучше использовать кристаллы кварца за счет уменьшения отходов при обработке и сокращения габаритов некоторых массовых изделий, а также организовать производство синтетического кварца. Работы по синтезу кварца

в США финансируются Управлением связи армии, которое усиленно привлекает к этому различные фирмы, научно-исследовательские организации, университеты и колледжи.

В настоящее время получение искусственных кристаллов кварца производится методом гидротермального синтеза — из горячих водных растворов при высоких давлениях.

Было экспериментально исследовано несколько методов гидротермального синтеза:

а) *изотермический метод*, основанный на разной растворимости различных модификаций кремнезема при одной и той же температуре; перенасыщение, необходимое для кристаллизации, создавалось благодаря более легкой растворимости скрытокристаллического и аморфного кремнезема;

б) *метод охлаждения*, при котором кристаллизация происходила благодаря охлаждению предварительно насыщенного в горячем состоянии раствора без дополнительного его насыщения во время кристаллизации;

в) *метод температурного градиента*, основанный на создании разности температур в различных частях кристаллизационного сосуда (или в различных соединяющихся сосудах), благодаря чему в одной части раствор нагревался сильнее и насыщался, растворяя измельченный кварц (шихту), а в другой части охлаждался и отдавал избыток кремнезема в виде кристаллов, образующихся на затравке.

Наиболее эффективным и технически совершенным представляется метод температурного градиента, при котором обеспечивается многократная циркуляция раствора между областью растворения и областью кристаллизации с почти полной утилизацией растворяемого кварца — шихты. Описание этого метода можно найти в статьях А. Уокера (3—5) и в других зарубежных публикациях.

В настоящее время разработано много различных вариантов метода температурного градиента. Один из них представлен в оригинальной конструкции фирмы «Браш». Конструкция состоит из двух, соединенных трубами спаренных автоклавов, из которых один является камерой растворения, а другой — камерой кристаллизации.

Разработанные А. Уокером новые методы получения достаточно чистых кристаллов, пригодных для промышленного использования, имеют ряд преимуществ. Однако это ни в коей мере не снижает значения разработки месторождений природного кварца, который по техническим условиям пока незаменим для некоторых изделий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутузов В. П., Икорникова Н. Ю. Жидкие включения в искусственном кварце. ДАН СССР, т. 104, № 1, 1955.
2. Шефталъ Н. Н. Первые советские опыты выращивания кварца. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1955.
3. Walker A., Buehler E. Growing Large Quartz Crystals. Ind. Eng. Chem., 42, 7, 1369—1375, 1950.
4. Walker A. Hydrothermal Synthesis of Quartz Crystals. Amer. Ceram. Soc. 36, No. 8, 250—256, 1953.
5. Walker A. Hydrothermal Growth of Quartz Crystals as related to phase considerations. Ind. Eng. Chem., 46, 8, 1670—1676. 1954.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО КРИСТАЛЛОСЫРЬЯ

Л. П. ЧЕРНЫШКОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ, ИХ МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

В статье описываются вещественный состав и этапы формирования волынских пегматитов, содержащих крупные скопления мориона.

Геологическое положение волынских пегматитов в общей структуре Коростенского плутона

Волынские пегматиты пространственно и генетически связаны с интрузивными породами Коростенского плутона, расположенного в северо-западной части Украинского кристаллического щита.

Строение Коростенского плутона определяется следующими особенностями.

В центральной части расположены два крупных габбро-анортозитовых массива—так называемый «большой», или Коростенский, и «северный», или Чеповичский, почти смыкающиеся друг с другом юго-восточнее г. Коростеня. Они представляют собой наиболее ранние образования коростенского интрузивного комплекса и разбиты крупными разломами глыбового типа. Вокруг этих массивов располагаются кислые породы того же интрузивного цикла, представленные главным образом порфиоровидными гранитами типа рапакиви — мелко- и крупноовоидными.

Наиболее распространенные мелкоовоидные разновидности носят название коростенских гранитов. Порфиоровидные граниты, образуя окаймление для основных пород, так же как эти последние, местами несут следы глыбовых расколов, преимущественно северного и северо-западного направлений. Вдоль этих расколов в гранитах наблюдаются выходы небольших массивов основных пород, вытянутых вдоль западного эндоконтакта большого габбро-анортозитового массива.

Вблизи села Дашенки массивы основных пород, по данным бурения, представляют собой «окна», обнажающиеся под полого покрывающими их гранитами. При этом обнаруживается неровный рельеф поверхности габбро-анортозитового массива.

Взаимоотношения между кислыми и основными породами характеризуются тремя типами контактов: 1) тектоническим; 2) интрузивным тонкопереслоенным с образованием мигматитов и обособлением мелкозернистых разновидностей пород, объединяемых под названием краевой фации; 3) интрузивным с постепенным изменением состава и структуры

пород, с образованием промежуточных типов пород, без четко фиксированных контактов между ними.

Наиболее распространен последний тип контактов, вблизи которых располагаются крупнейшие пегматитовые образования, например в западном эндоконтакте габбро-анортозитового массива.

Здесь контакт имеет пологий характер с широкой полосой развития гибридных пород, представленных габбро-монцонитами, сиенитами, грано-сиенитами и другими породами переходного состава от основных к кислым. Смена этих пород более однообразными биотитовыми и лейкократовыми гранитами с гранофировой основной массой пород фиксирует места приконтактной зоны, наиболее благоприятные для скопления пегматитовых тел.

Участки пегматитов тяготеют к зонам потенциальных разломов в гранитах, вытянутых в северо-западном направлении.

Типичные черты пегматитового процесса, связанные с обращением магмы легколетучими компонентами, начинают проявляться еще в период главной кристаллизации гранитной магмы. Коростенские граниты содержат ряд разновидностей с типичными минеральными ассоциациями: флюорит—альбит—жильбертит—черный кварц (морион), которые описаны под названием пегматоидные, чернокварцевые, флюоритовые и др.

Характерной особенностью гранитов, вмещающих пегматиты, является развитие гранофировой структуры и микропегматитовое строение основной массы пород, в которой расположены оvoidные вкрапленники полевых шпатов с зональным строением.

К моменту остаточной кристаллизации гранитной магмы относится образование ряда крупных пегматитовых тел, разместившихся как среди материнских гранитов типа рапакиви вдоль контакта их с «большим» габбро-анортозитовым массивом, так и непосредственно в контакте с основными и гибридными породами, образующими мелкие массивы.

Таким образом, волынское пегматитовое поле представляет собой комплекс пегматитовых образований, генетически связанных с последней стадией формирования порфиroidных гранитов типа рапакиви, сопровождавшейся ассимиляцией ранее образованных пород кислой магмой. Возраст пегматитового поля, соответственно возрасту Коростенского плутона, определяется как протерозойский (альгонк).

Наблюдается кольцевое размещение пегматитовых тел вокруг габбро-анортозитового массива соответственно кольцевому расположению порфиroidных гранитов, неотъемлемую часть которых они представляют. Рассматривая геологические разрезы, некоторые исследователи (Н. П. Ермаков (5), В. Т. Клочков, Е. Д. Полякова) приходят к заключению о возможном экранировании летучих составных частей магмы ранее сформированными основными породами, в связи с чем предполагается окаймление последних пегматитовыми образованиями и на глубине.

Текстурно-морфологические типы пегматитов Волыни

По морфологии и характеру залегания все пегматиты Волыни можно объединить в три группы (рис. 1):

1. Пегматиты шлировые, заключающие занорыши, располагаются среди порфиroidных коростенских гранитов и гранит-пегматитов группами в виде сочетания крупных и мелких пегматитовых тел неправильной формы. Крупные тела их, получившие название пегматитовых штоков (по соотношению с боковыми породами они скорее сравнимы с гигантскими шлирами), хорошо дифференцированы, в них четко проявлены текстуры замещения и зоны свободного роста крупных кристаллов, на-

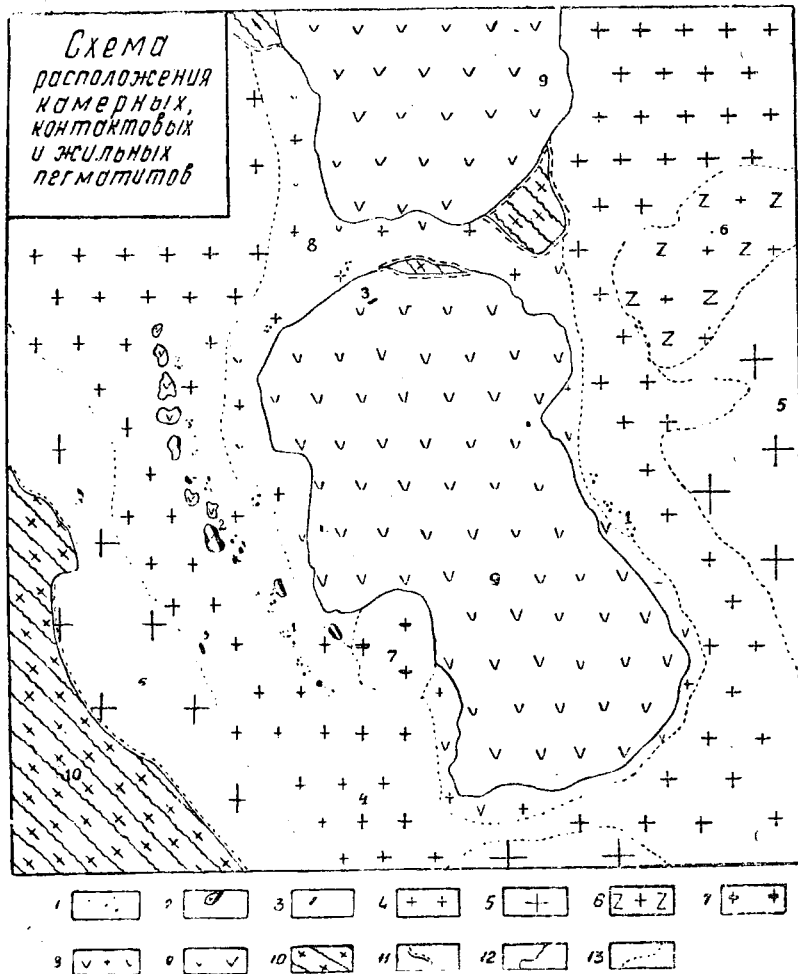


Рис. 1

1 — пегматиты камерного типа; 2 — пегматиты контактовые блокового типа; 3 — пегматиты жильные, блоково-пегматоидные и аплито-графические; 4 — граниты мелкоовондные (коростенского типа); 5 — граниты крупноовондные (рапакиви); 6 — граниты пегматоидные; 7 — граниты равномерно-зернистые (лезниковского типа); 8 — гибридные породы; 9 — габброиды, лабрадориты, нориты; 10 — гранито-гнейсовый комплекс; 11 — контакты межформационные; 12 — контакты междуфазные; 13 — контакты внутрифазные

зываются занорышами или камерами. Отсюда и пегматиты получили название занорышевых или камерных (5). В практике, на пегматитовых месторождениях пьезокварца занорышами или камерами называют участки пегматита, где образовались кристаллы кварца, топаза, берилла, слюды и других минералов, обычно сопутствуемых слюдисто-глинистыми и охристыми образованиями.

Для этих пегматитов характерно наличие минералов фтора (топаз, флюорит), лития (литиевые слюды), бериллия (берилл), кремния (морион), калия и натрия (микроклин, альбит). Кроме того, в составе минералов в незначительных количествах встречаются элементы: Nb, Ta, Ga, Rb, Sr, Cs, Ti, Sn, Cl и другие.

Группа шлировых пегматитов занорышевого (камерного) типа наиболее интересна в промышленном и минералогическом отношении.

2. Пегматиты внутриконтактовые (межформационные) блокового типа образуются непосредственно в контакте кислых и основных пород, следуя формам контакта и образуя как бы прокладку между кислыми и основными породами. Форма их совершенно произвольная, неправильная, залегание прерывистое, характер контактов непостоянный—то резкий, то с постепенными переходами к вмещающим породам.

Эти пегматиты порой отличаются крупными размерами и вытянуты по простиранию на десятки и сотни метров. В них часто обособляются две-три зоны с развитием аплитовой, графической и блоковой структур, иногда четко выделяются обособления серого кварца, но образования крупных полостей свободного роста кристаллов (занорышей) не наблюдалось, хотя и было разведано несколько таких тел.

Внутриконтактовые гранитовые пегматиты со стороны контакта с основными породами иногда характеризуются минералогическим своеобразием (развитием кальцита, хлорита, зеленой роговой обманки, пироксена, апатита и др.). Иногда гранитовые пегматиты дают ответвления в основные породы, резко меняя при этом состав и текстуру и тонко пронизывая вмещающие породы с образованием как бы «слоеного пирога».

Детальное изучение минералогии внутриконтактовых пегматитов еще в достаточной степени не производилось и здесь возможны новые интересные находки минералов. По химическому составу контактовые пегматиты беднее литием, бериллием, калием и фтором, а с переходом к пегматитам линии скрещения в них резко повышается роль тяжелых металлов (Ti, Fe).

3. Пегматиты жильного типа с пегматоидно-графической и блоковой текстурой представляют собой изолированные пегматитовые тела плоской жильной формы, где зоны свободного роста кристаллов мелки либо не образуются совсем. В отличие от первых двух типов эти пегматитовые тела не характеризуются ни групповым расположением, ни крупными размерами. В них хорошо развиты аплитовые или графические структуры и обычно незначительны блоковые обособления кварца и полевого шпата.

Ввиду отсутствия занорышей или мелких размеров их условия для образования крупных кристаллов кварца и других минералов в этих пегматитах неблагоприятны. Для жильных пегматитов характерны резкие «припаянные» контакты с боковыми породами и отчетливо видно, что они являются результатом заполнения трещин. Жильные пегматиты встречаются как среди кислых, так и среди основных пород Коростенского плутона.

Когда жилы гранитовых пегматитов залегают среди основных пород, во вмещающих породах иногда наблюдаются признаки сульфидного оруденения. По минералогической характеристике жильные пегматиты в зависимости от вмещающих пород близки или к пегматитам шпирового типа, или к контактовым пегматитам.

Из приведенной краткой характеристики видно, что описанные три группы пегматитов обладают достаточно характерными чертами отличия как по их взаимному расположению, форме, размерам, так и по степени их дифференциации, по текстурным, структурным и минералогическим особенностям. Вместе с тем все они связаны с единым первоисточником—очагом гранитной магмы Коростенского плутона, и между ними имеются различные переходные типы.

Ниже рассматриваются некоторые особенности гранитовых пегматитов занорышевого типа, отнесенных к первой группе.

Штокообразные шлировые пегматиты, заключающие занорыши

Процесс кристаллизации представлен в пегматитах этого типа наиболее полно; все стадии его—от наиболее высокотемпературных до низкотемпературных—ясно фиксированы в виде обособленных, различных по структуре зональных образований.

Отчетливо дифференцированные пегматитовые тела, называемые пегматитовыми штоками, имеют овоидальные, грушевидные, грибообразные, столбообразные и неправильно разветвленные формы. Они характеризуются асимметрично-зональным строением. Размеры их составляют от 2—3 до 40—50 м в поперечнике.

Для штокообразных пегматитов характерно их групповое размещение в определенных приконтактных участках гранитного интрузива. Группы или узлы пегматитовых тел состоят из одного либо нескольких крупных штоков с камерами—занорышами и более мелких тел неправильной округло-линзовидной или плоской формы, не включающих занорышей.

Иногда наблюдается связь между отдельными телами в группе в виде соединительных звеньев, проводничков, минерализованных трещин, но часто ее невозможно установить. Только четкообразное расположение их как бы по одной линии или вдоль нескольких параллельных линий, возможно, указывает на приуроченность к определенным тектоническим направлениям или зонам потенциальных разломов. В плане расположение пегматитовых тел внутри группы выглядит в виде совокупности мелких и крупных пятен более или менее изометричной формы. То же удастся наблюдать и в разрезах. В некоторых случаях по периферии таких групп располагается целая сеть переплетающихся пегматитовых прожилков с преобладающей вытянутостью в северо-западном направлении и преобладающим падением на юго-восток.

В расположении пегматитовых тел камерного типа в западной части Коростенского массива намечаются следующие определенные закономерности:

1. Размещение пегматитов подчинено северному—северо-западному направлению, т. е. преобладающему направлению вытянутости контакта основных пород и главному направлению тектонических структур района.

2. Крупнейшие сгущения (узлы) пегматитовых тел располагаются в полосе гранитов, удаленной от контакта с основными породами до 1,5—2 км и вытянутой почти параллельно контакту с юго-востока на северо-запад. Протяжение пегматитоносной полосы свыше 20 км, ширина ее 1—2 км.

3. Узлы нередко образуются на скрещении двух цепочек пегматитовых тел, из которых одна (главная) тянется в северо-северо-западном направлении, а пересекающая ее—перпендикулярно контакту в направлении, близком к широтному. Расстояния между пегматитовыми телами в группе измеряются иногда метрами, обычно десятками метров и редко доходят до 200—300 м.

В промежутках между узлами, равных нескольким сотням метров, а иногда 1—2 км, крупные пегматитовые тела обычно не встречаются и известны лишь единичные исключения.

4. По направлению с юго-востока на северо-северо-запад пегматитовые тела в группах становятся более мелкими, нечетко обособленными; они теснее связаны друг с другом сетью мелких пегматитовых жил и сами по типу более приближаются к жильным пегматитам, образуя уплотненные ветвящиеся, трубообразные формы. Соответственно размеры камер и количество кварца в них также уменьшаются. Пегматитовые тела с наиболее развитой занорышевой зоной, порой преобладающей над

всеми другими, встречаются в центральной части полосы западного эндоконтакта. В юго-восточном направлении размеры пегматитовых тел хотя и увеличиваются, но блоковая зона преобладает над занорышевой, и выход монокристаллов ограничен.

Возможно, одной из причин закономерных изменений в характере и расположении пегматитовых тел является различный уровень эрозионного среза по отношению к гранитовому массиву. В северной части рассматриваемой полосы, по-видимому, представлена апикальная часть интрузива с многочисленными реликтами кровли, отторженцами, ксенолитами и резко изменяющимися по составу интрузивными породами; в южной части, где обнажены более глубокие срезы интрузива, не наблюдается такой пестроты пород.

Геохимия этих пегматитов более всего приближает их к IV (фторо-бериллиевого) типу по классификации А. Е. Ферсмана, с которым тем не менее их нельзя отождествлять из-за своеобразных отличий.

Позднейшие работы Б. А. Гаврусевича (1929—1955), М. М. Ивантишина (1951—1953), А. Л. Литвина (1954—1955), Л. П. Чернышковой (1948—1955) и др. дополнили сведения о геохимии пегматитов Вольни, которые описаны под названием топазо-морионовых и являются источниками добычи совершенно иных полезных ископаемых, чем пегматиты IV типа. Фтор, литий, калий, кремний наряду с алюминием, кислородом, водородом и в отдельных случаях бериллием и железом исчерпывают список преобладающих типичных элементов, тогда как IV тип А. Е. Ферсмана характеризуется наличием других редких элементов и бора.

Эти пегматиты можно было бы охарактеризовать как фторо-литиевые—тип, не выделенный А. Е. Ферсманом. Они отличаются по типичному парагенезису от IV фторо-бериллиевого типа (здесь характерны топаз, аквамарин, мусковит, турмалин) и от V типа—натро-литиевых пегматитов (типичны альбит, шерл, спессартин, апатит, мусковит или спессартин, рубеллит, лепидолит, сподумен, розовый берилл).

В камерах—занорышах, составляющих отличительную черту морфологии топазо-морионовых пегматитов, наблюдаются следующие преобладающие сочетания минералов: а) морион и топаз; б) морион, берилл, калиево-литиевые слюды; в) морион, топаз, литиево-железистые слюды; г) морион, топаз, берилл, литиевые слюды.

В процессе образования занорышей отмечается последовательное замещение железа литием и алюминием, калия — литием и фтором, алюминия — кремнием; в гидротермальной стадии процесса увеличивается роль гидроксильных групп, вытесняющих из соединений фтор и способствующих образованию листовых решеток силикатов.

Строение штокообразных камерных пегматитов

Пегматитовые штоки отчетливо дифференцированы, и в них при документации легко выделяются участки различного сложения, которые в практике и по текстурно-генетической классификации, предложенной К. А. Власовым (1, 2, 3), получили названия зон: графической, пегматоидной, блоковой и зоны замещения. Кроме того, выделяется широко представленная на примере вольнских пегматитов зона свободного роста кристаллов или занорыш. Различные по структуре зоны имеют неравномерное и асимметричное развитие. Зоны, соответствующие конечным стадиям пегматитового процесса (блоковая, зона замещения и зона свободного роста кристаллов), в камерных пегматитах получили преобладающее развитие по сравнению с аплито-графической и пегматоидной зонами.

Структурные особенности зон в значительной мере определяются различием взаимоотношений кварца и полевого шпата в процессе пегматитообразования.

Ниже приводится описание строения наиболее типичных пегматитовых штоков; их морфология изображена на прилагаемых схемах (рис. 2).

Вещая порода — мелкоовоидный порфирированный гранит типа рапакиви, обычно с поверхности измененный вторичными про-

СХЕМЫ СТРОЕНИЯ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ

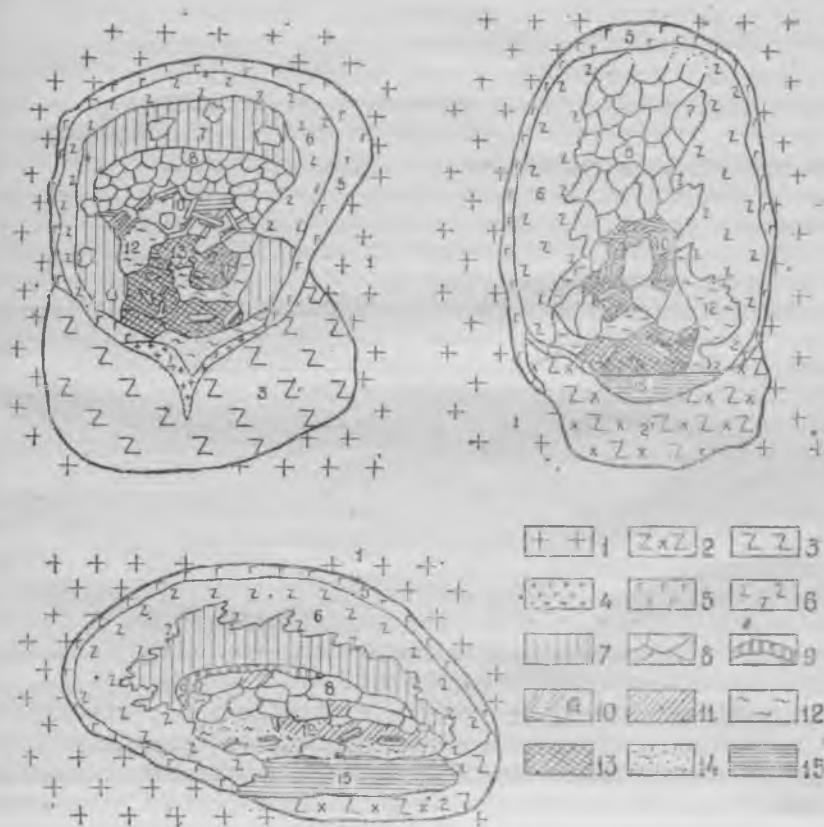


Рис. 2

1 — гранит порфирированный, мелкоовоидный; 2 — биотито-полевошпатовая порода (зона); 3 — биотито-полевошпатовая порода с флюоритом и литиевой слюдой; 4 — аплит; 5 — письменный гранит (графическая зона); 6 — пегматит (пегматоидная зона); 7 — полевошпатовые обособления (блоковая зона); 8 — кварцевое ядро (блоковая зона); 9 — слюдяное обособление; 10 — брекчиевидный кварц (в зоне замещения); 11 — замещение калчевых полевых шпатов топазом, альбитом, литиевой слюдой, кварцем; 12 — полевой шпат, замещенный каолином, слюдой; 13 — кристаллы мориона, топаза, берилла в слюдяно-каолиновой массе (занорышевая или камерная зона); 14 — рыхлые, сыпучие массы кварц-полевошпато-слюдяные с топазом, бериллом, морионом; 15 — глины мономинеральные черные, желтые, зеленые, белые

цессами, плотный, зеленоватого или серого цвета. Вблизи пегматитовых тел гранит несколько меняет состав и структуру. В нижней придонной части пегматитовых штоков гранит часто переходит в равномернозернистую породу пегматоидной структуры, почти лишенную кварца, с повышенным содержанием биотита (30—40%), сростки которого чередуются с идиоморфными зернами микроклин-пертита. Иногда эта порода обогащена альбитом, флюоритом и зеленой литиевой слюдой. Она типична по

облику, всегда сопутствует крупным пегматитовым штокам и выделяется под названием «слоя» меланократовых пород, имеющего мощность от 2 до 10 м. Вблизи пегматитов наблюдается также наличие гранофириового гранит-пегматита и своеобразного кавернозного гранита с кольцевым расположением зерен кварца, образующих подобие петель в микроклипертите. Мелкие каверны выщелачивания у границ кварцевых зерен содержат остатки эпидотизированных темноцветных минералов, резорбированных и позже замещенных кварцем, флюоритом и литиевой слюдой. Описанные вмещающие породы и другие разновидности гранит-пегматитов иногда образуют общий фон для группы сближенных пегматитовых тел и являются одним из поисковых признаков, указывающих на близость занорышевых пегматитов.

Графическая зона отчетливо выделяется и представляет собой внешнее окаймление пегматитового тела в верхней и боковых его частях (рис. 2). Краевая часть графической зоны, мощностью 0,1—0,3 м, представлена мелкозернистым письменным гранитом—микропегматитом, в котором развиты микрографические, гранитные, гранофириовые структуры и реликтовые овоидальные порфиробласты полевого шпата. Эти породы — серого, реже розового цвета и состоят из массивного полевого шпата с плохо различимыми границами зерен, густо пронизанных кварцевыми ихтиоглиптами. Кварц и микроклин, выделяясь одновременно, образуют закономерные взаимопрорастания, в которых расположение ихтиоглиптов кварца подчинено особенностям кристаллического строения микроклина (как в микропертитах), а сами ихтиоглипты представляют собой как бы скелетные формы равной степени развития. Этим объясняется однотипность «знаков» кварца в каждом кристалле полевого шпата. За краевой частью графической зоны следуют пегматоидно-графические структуры, отмеченные следующими особенностями: увеличением размеров минеральных зерен, наличием длинных лейст литиево-железистых зеленых (и черных) слюд размером до нескольких сантиметров и вытянутых скелетных кристаллов кварца. Скелетные формы кварца здесь более развиты, чем в краевой части зоны, и приобретают часто ельчатый облик (скелеты ромбоэдров). Обычны также выделения кварца почти квадратной и шестигранной формы в сечении.

Другой разновидностью пород в графической зоне являются кварц-полевошпатовые образования со сферолитовыми радиально-лучистыми структурами, которые образованы концентрическим расположением закономерных вростков кварца вокруг центров кристаллизации, в пределах зерен полевого шпата. Кварцевые ихтиоглипты в этом случае увеличиваются от микроскопических размеров в центре сферолита до 1—2 см. Породы с пегматоидно-графической и сферолитовой структурой имеют мощность 0,3—1 м.

Пегматоидная зона прерывиста, неравномерна по мощности (от 0,1—0,2 до 1—2 м) и в подстилающих частях пегматитового тела нередко сменяется «слоем» меланократовых пород. Эта зона в значительной мере теряет свое характерное строение в связи с наложением более поздних процессов замещения. Границы ее с графической зоной иногда маскируются чередованием участков различной структуры. Особенности строения этой зоны характеризуются срастанием параллелепипедальных блоков кварца и полевого шпата, при этом первый подчинен формам второго. Часть выделений кварца имеет форму крупных скелетных кристаллов, продолжающих развитие по случайным направлениям в полевошпате после прекращения его роста. С переходом от графической к пегматоидной зоне (соответственно от эпимагматической к пегматоидной стадии процесса) взаимоотношения между кварцем и полевым шпатом принципиально меняются. Выделения

кварца и микроклина (с тонким микрографическим взаимопроникновением кварц—полевого шпата) здесь не происходит. Вместо этого выделяются гигантские кристаллы микроклин-микропертита с тесным взаимопроращением микроклина и альбита и мономинеральные агрегатные обособления непрозрачного серого кварца. Морфологически альбит по отношению к микроклину здесь напоминает положение кварца в микроклин-графической зоне. В пегматитной зоне наблюдаются калиевые литий-содержащие (светлые) и литиево-железистые (темные) слюды в виде обособленных сростков и плоских кристаллов, которые по форме подчинены спайности микроклин-пертита.

Блочные зоны представлены мономинеральными обособлениями полевого шпата и молочно-белого, серого кварца. Они достигают по весу нескольких сотен тонн. В практике скопления полевого шпата получили название полевошпатовой зоны, а обособления кварца—кварцевой шляпы, кварцевого ядра или стержня. В блоковой зоне наблюдается иной характер взаимоотношений между минералами, а именно—образование индукционных граней, благодаря которым они свободно отделяются друг от друга.

Полевой шпат, обособляясь в отдельный слой, образует сплошные массы, состоящие из сростков неправильных зерен или кристаллов, плотнейшим образом сложенных друг с другом, но легко отделяющихся по индукционным граням, вдоль которых иногда развивается слюда. Кристаллы микроклин-пертита, микроклина и альбита (и их сростки) достигают 50 см в поперечнике, а вся полевошпатовая оболочка—нескольких метров. Образование щелочных полевых шпатов достигает своего максимума при развитии блоковой зоны, так как в дальнейшем преобладают процессы замещения, которые приводят к разрушению полевых шпатов. В блоковой зоне наблюдаются ленточные пертиты замещения микроклина альбитом, так что роль альбита в полевошпатовых обособлениях возрастает, а рост его продолжается после окончания роста зерен микроклин-микропертита; иногда альбит обособляется в отдельные кристаллические зерна и сростки, подчиненные по форме зернам микроклина. В окаймлении полевошпатовой зоны располагаются изредка обособления слюды и обычно кварцевая шляпа, скрывающая под собой занорыш.

Кварцевые шляпы в волыньских пегматитах достигают 20—30 м в наибольшем измерении, имеют грибовидные и столбообразные формы и представляют собою блоковые сростки массивного кварца. Кварц белого или серого цвета, по виду сходный с обычным жильным кварцем безрудных жил, имеет неоднородное агрегатное строение и состоит из незаконномерно срастающихся микрористаллических зерен, в изобилии содержащих включения. Он образует глыбовую параллелепipedальную отдельность и сильно разбит трещинами. Наряду с массивным встречаются иные текстурные разновидности кварца: друзовый, полосчатый кварц и другие.

Зона замещения развивается на месте ранее образованных структурных зон пегматита главным образом за счет блоковой (полвошпатовой) и пегматитной зон. Структуры замещения характерны для волыньских пегматитов. Замещение идет выборочно и приводит к разрушению породы.

В зоне замещения полевые шпаты претерпевают полное изменение. В зернах микроклин-пертита развиваются крупные ленточные выделения альбита, на границе которых появляются пластинчатые кристаллы мусковита и кварца. Иногда переслоенные слюдой выделения кварца могут достигать значительных размеров, и рост зерен кварца продолжается после прекращения роста слюды, параллельно с ее превращением в сло-

дисто-каолиновый агрегат. При дальнейшем развитии процессов на месте микроклина появляются альбит, топаз, мусковит, литиевые слюды. Наряду с интенсивной альбитизацией отмечаются более поздние новообразования окислов и гидроокислов железа, гидрослюды и каолинистые минералы. Зона замещения характеризуется типичными светлыми окрасками с яркими пятнами ржаво-бурого и черного цвета. В этой же стадии появляются монокристалльные выделения черного кварца (морнона).

Интенсивное проявление процессов замещения способствует образованию крупных зон свободного роста кристаллов, поэтому при сильно развитых явлениях замещения наблюдается образование крупных занорышей.

Зона свободного роста кристаллов (занорыш) отчетливо обособлена и легко выделяется при документации. Величина



Рис. 3. Волынские кристаллы морнона

занорышей—от 1—2 до 10—20 м в наибольшем измерении. Мелкие занорыши, подобно гнездам гидротермальных месторождений, иногда имеют простое строение и представляют собой окаймленные кристаллами полые камеры, частично заполненные рыхлым материалом: обломками кристаллов, слюдой, глинистыми минералами. Иногда в таких занорышах преобладает в одних случаях топаз, в других—берилл. Мелкие занорыши не характерны для крупных негматитовых штоков. Чаще всего в них содержится один крупный занорыш, занимающий главную, обычно центральную часть штока, в которой преобладают кристаллы морнона, реже—бесцветного горного хрусталя. В области свободного роста кристаллов расположены рыхлые массы так называемого гнездового заполнения, состоящие из мономинеральных обособлений мелкочешуйчатых слюд (литиевых и калиевых), минералов каолиновой группы и разнообразных охристо-глинистых, порошковидных гелеобразных продуктов пневматолитовой и гидротермальной переработки силикатов. Встречаются также песчанистые скопления регенерированных зерен дымчатого кварца, содержащего битуминозные включения. В эти массы погружены

крупные глыбы и кристаллы агрегатного и монокристалльного кварца (бесцветного, дымчатого и мориона), а также топаза и берилла (рис. 3). Наблюдаются минеральные ассоциации берилла с фиолетовой и зеленой литиевой слюдой (лепидолитом, протолитионитом), топаза со светлой и золотисто-бурой слюдой (циннвальдитом, литий-содержащим мусковитом), мориона с белыми минералами группы каолинита. Полевой шпат в занорышевой зоне нацело замещен слюдистыми или каолиновыми минералами. Благодаря выборочному замещению в породе сохраняются реликты первичных структур, а продукты замещения отдельных минеральных зерен различны по составу и строению.

Таблица 1

Текстури-парогенетические зоны	Волны кварца	Кварц	Блок кварца	замещения	занорышевая (генетическая)
микроклин ортоклаз					
микроклин пертит					
альбит					
микробит циннвальдит припалитионит					
шпаты					
топаз берилл лепидолит					
минералы серицит флюиды и другие минералы (включаются и исключаются в зависимости)					

Кварц продолжает свой рост и кристаллизацию тем интенсивнее, чем сильнее проявляется замещение силикатов. Эти процессы идут параллельно, на что указывают включения в кристаллах кварца, тождественные окружающим кристаллы минеральным массам. Химическое разложение при дальнейших стадиях процесса способствует обрушению пород, прилегающих к занорышу, благодаря чему он увеличивается в размерах, а новообразованные кристаллы кварца и его спутников (топаза, берилла, слюды) с глыбами агрегатного и пластинчатого кварца погружаются в рыхлую массу и здесь, регенерируя, продолжают dorастать.

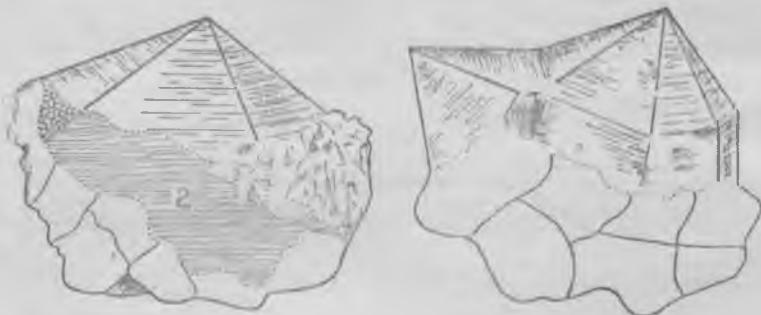
Так образуются обычные для Волыни всесторонне ограненные и многоглавые неправильные кристаллы. В кристаллах весом в несколько сот килограммов удается наблюдать кварц различных генераций, образовавшийся в разные стадии пегматитового процесса—агрегатный, полосчатый, сотовый монокристалльный и мозаичный (рис. 4). Таким образом, устанавливается следующая последовательность в образовании занорышей:

1) метасоматическое замещение отдельных минералов (крупных блоков полевого шпата, калиевой слюды и др.) с образованием метакристаллов мориона, топаза, берилла при сохранении реликтов первичной текстуры породы. Период образования сотового кварца (псевдоморфоза β -кварца по α -кварцу);

2) обрушение части пород с увеличением объема занорыша за счет других, ранее образованных зон пегматита; перемещение продуктов хи-

ТЕКСТУРЫ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

НА ВНЕШНЕЙ СТОРОНЕ



В РАЗРЕЗАХ ВДОЛЬ ОСИ L^3

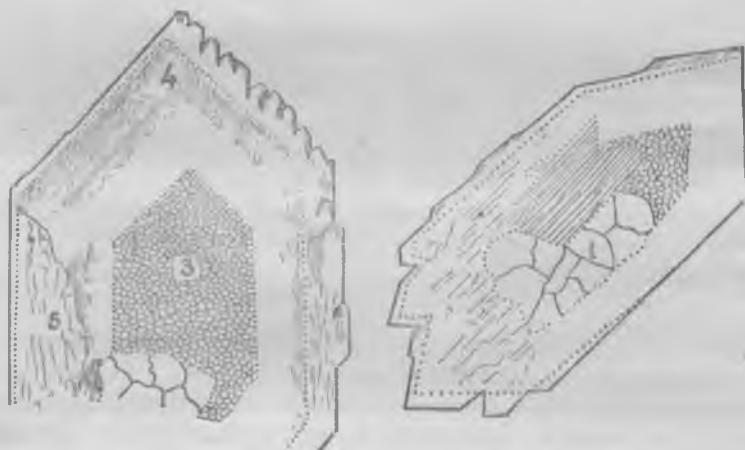


Рис. 4

1 — массивный кварц агрегатного сложения; 2 — кварц полосчатый стекловидный; 3 — кварц с сетчатой структурой («сотовый»); 4 — кварц монокристалльный (бесцветный, дымчатый, черный); 5 — кварц мозаичного строения, свилеватый; 6 — граница текстурных разновидностей кварца

мического разложения и дорастание монокристаллов кварца, топаза, берилла в рыхлой слюдисто-каолинистой массе. Нацело замещаются реликты начальной текстуры пород, происходит образование монокристалльного бесцветного и темноокрашенного кварца;

3) гидротермальное переотложение минералов с образованием мономинеральных, правильно чередующихся слоев, однородных по составу—белых, розовых каолиновых глин, мелкошуйчатых белых, фиолетовых, светло-зеленых слюд либо яркоокрашенных желтых, зеленых, черных иловатых образований. Начальная текстура пород не сохраняется. В этот период образуется внешняя часть кристаллов—«рубашка» мозаичного бесцветного, светло-дымчатого или светло-фиолетового кварца (аметиста).

На табл. 1 приведена схема минералообразования в волынских пегматитах.



Рис. 5

1 — пегматит письменной и гранитной структуры (графическая зона); 2 — микроклиновые блоки и кристаллы (пегматоидная зона); 3 — кварцевые блоки, ядра и пояса (блоковая зона); 4 — зона замещения (альбит, мусковит, топаз, лепидолит, кварц пластинчатый и другие); 5 — перекристаллизованный кварц с выделениями редкометалльных и других минералов (берилл, топаз); 6 — кристаллы мориона и других минералов (топаз, берилл, лепидолит) в слюдисто-каолиновой массе (камерная или занорышевая зона свободного роста кристаллов); 7 — биотито-полевошпатовые зоны и оторочки

Место камерных пегматитов в текстурно-парагенетической классификации К. А. Власова (2) иллюстрируется приведенной схемой (рис. 5).

Специфичность процессов, приводящих к образованию пегматитов, главной особенностью которых являются наличие крупного занорыша, его своеобразная морфологическая и геохимическая характеристика и связь с ним определенного комплекса полезных ископаемых позволяет выделить волынские пегматиты в особый тип занорышевых или камерных пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов К. А. Значение формы гранитных пегматитов. ДАН СССР, 41, № 9, 1943.
2. Власов К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. ДАН СССР, 53, № 9, 1946.
3. Власов К. А. Генезис гранитных пегматитов. ДАН СССР, 28, № 2, 1951.
4. Гаврусевич Б. А. О геохимико-генетических типах пегматитов правобережной Украины. Тр. Ин-та им. Ломоносова АН СССР, Мин. В. 2, 1933.
5. Ермаков Н. П. Происхождение пегматитов камерного типа. Тезисы докладов Геол. фак-та на юбилейной научной сессии МГУ. Изд. МГУ, 1955.

6. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни. Тр. 17-й сессии Международн. геолог. конгресса, т. 2. М., 1939.
 7. Половинкина Ю. И. О характере остаточной кристаллизации некоторых гранитных магм Украинского кристаллического плутона. Геол. журнал, X, вып. 4, 1950.
 8. Половинкина Ю. И. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1954.
 9. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Учен. зап. Львовск. ун-та, IV. Серия геолог. Вып. 5, 1947.
 10. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд. АН СССР, 1952.
 11. Ферсман А. Е. Избранные труды. 1. Изд. АН СССР, 1952.
 12. Чернышкова Л. П. Топазы Волыни. Минералог. сборн. Львовск. геолог. о-ва, № 6, 1952.
-

Н. П. ЕРМАКОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСТАТОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАМЕРНОГО ТИПА НА ВОЛЫНИ

Светлой памяти академика А. Е. Ферсмана

В статье дается краткая характеристика бескорневых пегматитовых образований Волыни, расшифровывается механизм их образования из перемещенных «остаточных» гранитных расплавов, образующих дочерние очажки в коре формирующегося плутона, и обосновывается их выделение в особый камерный тип, противопоставляемый жильному типу пегматитов в морфолого-генетической классификации этих образований.

ВВЕДЕНИЕ

В 1949—1952 гг. автор по договору Львовского университета с Волынской экспедицией Главного управления МРТП занимался изучением пегматитовых месторождений Коростенского плутона на Украине.

В результате проведенных полевых и лабораторных исследований, с учетом изучения во включениях кристаллов остатков минералообразующих сред, были получены разнообразные материалы, уточнявшиеся позднее в связи с получением нового опыта по изучению некоторых пегматитовых полей Казахстана, оказавшихся генетически близкими пегматитам Волыни.

Освещению строения и генезиса жильных мусковитоносных и редкометальных пегматитов, как известно, было посвящено много статей и монографий. Несмотря на то, что такими пегматитами занимается весьма широкий круг геологов, механизм их образования и причины последовательной кристаллизации минералов в них до сих пор еще остаются спорными. Точно так же высказываются разнообразные мнения относительно происхождения в пегматитах пустот — занорышей, обычно вмещающих ограниченные кристаллы различных минералов.

По волыньским месторождениям морионов геологи, занимавшиеся их изучением, пытались применять те или иные известные воззрения, основанные на изучении жильных пегматитов, так как до самого последнего

времени не было достаточного материала для выделения в особый тип камерных пегматитов и для выяснения механизма их формирования.

Схема геологического положения пегматитовых полей

(Осадочные отложения сняты)

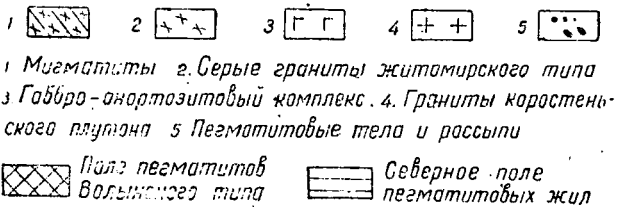
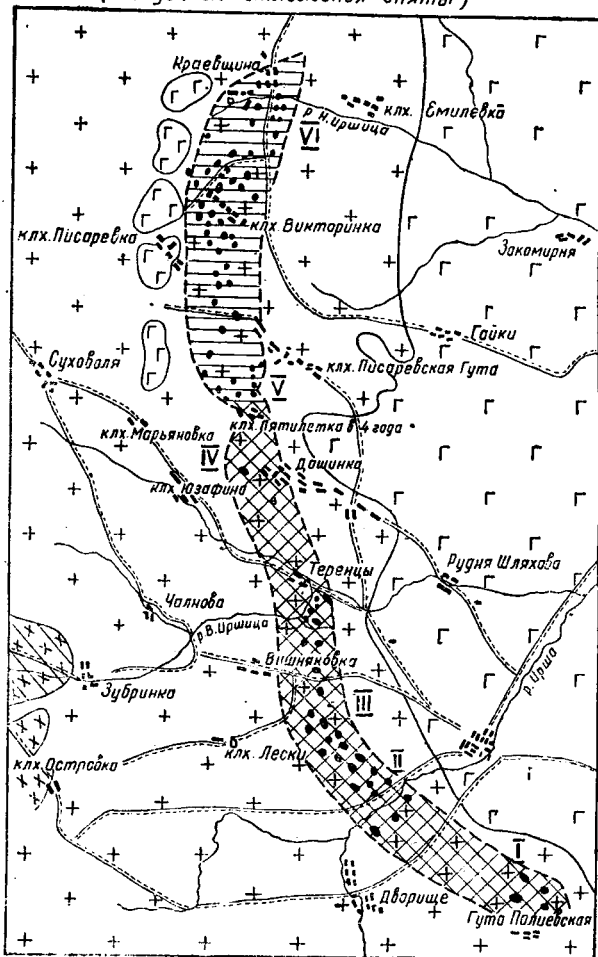


Рис. 1

Тем более неизвестными оставались процессы образования природных внутрипегматитовых резервуаров—камер, а также процессы минералообразования, обусловившие заполнение этих камер—погребов—хорошо ограниченными крупными минеральными индивидами,

Освещению этих вопросов мы должны будем предпослать краткий обзор мнений исследователей относительно природы пегматитов Волыни.

Б. А. Гаврусевич (6) рассматривает пегматиты коростенских гранитов как инъекционные образования, что правильно лишь для северного поля жильных пегматитов (рис. 1).

Ю. Ю. Юрк (23) полагает, что полости, в которых образовались продуктивные пегматитовые тела, представляют собою пустоты охлаждения в границах Коростенского плутона. Образование этих пегматитов, по его мнению, связано с определенной зоной тектонических нарушений, служившей как бы каналом для внедрения пегматитовой магмы. В доказательство этого автор отмечает факт наличия в некоторых пегматитах Краевщины и Писаревки брекчий трения, состоящих из обломков полевого шпата, серого кварца, мориона, сцементированных позднее халцедоном и опалом.

По мнению В. П. Ключкова и Е. М. Цыганова, фактические данные, полученные в результате разведки и эксплуатации пегматитов, не согласуются с тектонической гипотезой, якобы объясняющей закономерное распространение пегматитов Волыни в виде полосы. Одним из таких фактов является независимая и неправильная форма большинства пегматитовых тел этой полосы. Эти тела не имеют субмеридиональной вытянутости, а приближаются к изометричным формам. Контакт пегматитовых тел с вмещающими их биотит-роговообманковыми и биотитовыми порфиридовидными гранитами не резкий, тектонический, а весьма постепенный, неясный, сопровождающийся появлением субграфических участков в приконтактовой части самих гранитов.

Е. М. Цыганов (20) полагает, что наличие таких участков с субграфической и даже с микропегматитовой структурой свидетельствует об образовании штокообразных письменных пегматитов за счет перекристаллизации самих гранитов в местах максимального развития трещиноватости. Подтверждением этой точки зрения, по его мнению, является сходство химического состава гранитов и пегматитов, обогащение гранитов кварцем и некоторыми летучими компонентами.

Как нам кажется, впервые к правильному объяснению природы волыньских пегматитов близко подошел Н. И. Безбородько (1), который по отношению к вмещающим породам различал эндогенетические и экзогенетические пегматитовые тела. Локализованное скопление пегматитов на Волыни объяснялось им как закономерное обособление пегматитовых расплавов в последнюю стадию кристаллизации коростенских гранитов.

Однако на раскрытии сложного механизма образования этих пегматитовых тел и пустот в них исследователи пегматитов Волыни сколько-нибудь подробно не останавливались. При объяснении происхождения камер, послуживших природными резервуарами — кристаллизаторами, обычно делалась ссылка на пузыри газов, которые вызывали образование пустот внутри пегматитовых тел.

Естественно, что образования пегматитов, аналогичные или близкие по своей природе к камерным пегматитам, отмечались или описывались некоторыми авторами как у нас, так и за границей (5, 7, 24). Однако внимание к таким пегматитам по сравнению с жильными пегматитами было крайне ограниченным. Только этим можно объяснить отсутствие в литературе описания их генезиса.

Для выяснения природы пегматитовых месторождений Волыни мы должны расчленить проблему этих сложных полигенных образований на части.

Во-первых, оказывается необходимым рассмотреть причины и время возникновения участков «остаточной» магмы в теле формирующегося интрузива,

Во-вторых, необходимо дать представление об особенностях формирования различных оболочек камерных пегматитовых тел, приводящих к образованию внутренней камеры—кристаллизатора.

В-третьих, необходимо выяснить генезис ограниченных кристаллов, образовавшихся внутри этих камер, и определить границы действия остаточных расплавов, газовых и жидких гидротермальных растворов в процессе образования пегматитов.

Наконец, в-четвертых, необходимо определить место камерных пегматитов в общей морфолого-генетической классификации пегматитовых тел.

Перед освещением этих вопросов необходимо на примере вольских пегматитов уточнить понимание ряда научных терминов, которые придется использовать в последующем тексте.

Под магмой мы будем понимать расплавленно-жидкие, в основном силикатные массы взаиморастворенных в условиях высоких температур и давлений резко доминирующих нелетучих и легколетучих веществ, подчиняющиеся правилу фаз.

Под интрузиями разумеются внедрения существенно-силикатных расплавов, образующие в земной коре в тот или иной период активные магматические очаги разных размеров, а под интрузивами или плутонами понимаются глубинные тела магматических пород, возникшие в результате охлаждения и раскristаллизации (затвердения) интрузий. Сам процесс внедрения, естественно, следует называть интрузивной деятельностью, а действие выделяющихся из интрузий эманаций—постмагматической деятельностью.

Под остаточным расплавом понимается возникающий в верхних частях интрузий магматический расплав с повышенным против среднего содержанием растворенных в нем легколетучих компонентов, понижающих его вязкость и температуру раскristаллизации.

Под ультраостаточным расплавом и расплавом-рассолом будет пониматься жидкий расплав—раствор, который по очень высокому содержанию легколетучих компонентов и галоидных соединений приближается к гидротермальной рапе.

Реликты магматических расплавов в минералах интрузивов наблюдаются в виде кристаллизованных включений, а остаточных и ультраостаточных расплавов—в виде кристалло-газовых включений.

Как известно, пневматолитовые минералы содержат во множестве газовые включения, а гидротермальные—жидкие многофазовые и двухфазовые включения водных растворов (9).

С помощью этих остатков минералообразующих сред представляется возможным изучить развитие процессов образования полигенных месторождений, определить границы и относительное время действия расплавов и растворов разного состава и агрегатного состояния. Сочетание методов геолого-минералогического изучения пегматитов Вольни и использования включений в минералах имело решающее значение для выяснения природы этих очень сложных, генетически различных образований.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАХОЖДЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ И МОРИОНОВЫХ РОССЫПЕЙ

В районе развития промышленных пегматитовых тел наблюдаются две резко различные формации геологических образований: древнейшие протерозойские породы магматического комплекса (17) и мезозойские осадочные наслоения. С первыми по возрасту и отчасти генетически связаны коренные тела мориононосных и других пегматитов, а со вторыми—

россыни морионов, возникшие в разное время в местах вскрытия денудационной пегматитовых погребов.

В магматическом комплексе, образующем сложный разновозрастный Коростенский плутон, древнейшими являются мигматиты и основные интрузивные породы, представленные лабрадоритами (анортозитами), габбро-норитами, габбро-монзонитами и габбро-порфиритами (16). Крупный габбро-лабрадоритовый массив этих пород к югу от г. Коростеня со всех сторон окружен несколько более молодыми гранитами, среди которых В. С. Соболев (19) различает собственно граниты, эндоконтактовые и контаминированные граниты и жильные породы гранитового ряда. Наиболее поздними докембрийскими магматическими породами являются эгириновые и кварц-авгитовые щелочные сyenиты и жильные ортофиры. Граниты представлены биотито-амфиболовыми рапакиви, которые образовались, по-видимому, до биотитовых гранитов. Широко развиты и так называемые оvoidные граниты (разновидность рапакиви), названные коростенскими гранитами.

К юго-западу от г. Володарск-Волынска вдоль контакта с габбро-лабрадоритами в этих гранитных полосах располагаются тела продуктивных топазово-морионовых пегматитов. Здесь граниты содержат участки с пегматитовой и гранофировой структурой и обогащены дымчатым, иногда почти черным кварцем. Как указал Л. Л. Иванов (12), такие породы уклоняются от типичных коростенских гранитов в сторону обогащения кварцем, биотитом и обеднения плагиоклазом. При их формировании магма коростенского типа развивалась в направлении остаточного пегматитового расплава. Приуроченность к эндоконтактовой зоне наиболее продуктивного Володарско-Волынского пегматитового поля, вытянутого в виде дуги и имеющего весьма характерные черты, объяснима тем, что мы здесь имеем дело с относительно пологой кровлей гранитов, уходящей под габбро-лабрадориты (10).

Если в этом южном районе пегматитового поля мы не встречаемся со сколько-нибудь интенсивными проявлениями тектоники, то на севере, в районе Краевщины, крупные тектонические трещины и внутриминерализационные подвижки с образованием мощных брекчий бросаются в глаза и накладывают явный отпечаток на формирование этого, в основном жильного пегматитового поля, входящего в пегматитовый пояс Волыни (см. рис. 1).

Как будет показано ниже, разный тектонический режим в период становления плутона коростенских гранитов в районах Дашинка — Паромовка и Писаревка — Краевщина имел существенное значение в отношении генезиса и морфологии пегматитов, а также образования погребов в них. Контакт гранитов с габбро-лабрадоритами в северном районе значительно более крутой, и это также наложило свои особенности на развитие пегматитов.

От альгонка до верхнего мела интересующий нас район Волынской пегматитовой провинции представлял собой область суши, интенсивной денудации и сноса. К меловому времени была размыта мощная кровля плутона и образовалась древняя кора выветривания гранитов, местами (Дворище и другие) сохранившаяся после абразии мелового и третичного времени, значительно снивелировавшей палеорельеф района. Под покровом мезо-кайнозойских отложений рельеф ложа докембрийских пород характеризуется чередованием мелких впадин и поднятий.

По отношению к кровле гранитного плутона эрозионный срез по восточному («западному») его контакту в южном поле пегматитов представляется незначительным, и с этим связана концентрация в обнаженной здесь эндоконтактовой части интрузива своеобразных пегматитовых тел.

На структурных глинах коры выветривания гранитов в качестве базального слоя меловых (?) отложений местами наблюдаются песчаные глины с катунами «каолина». Над ними почти горизонтально залегают темные, с большим количеством ильменита и глауконита песчаники, желтовато-серые и светло-серые мелкозернистые пески, а выше — плотные песчаники с тонкими прослоями светло-серых кремней.

Мощность этих, предположительно верхнемеловых, отложений достигает 8—10 м (рис. 2).



Рис. 2

Над ними горизонтально залегают хорошо отсортированные третичные светло-серые и пестроцветные пески полтавской свиты, имеющие мощность до 10—12 м. Эти пески содержат линзы песчаников и залегают иногда непосредственно на кристаллическом фундаменте. Во многих местах они оказались размыты в четвертичное время.

Среди четвертичных отложений различают рисские и ресс-вюрмские флювиогляциальные, древнеаллювиальные, аллювиально-озерные рыхлые отложения и местами участки перемытых морен. В покрове четвертичного времени, естественно, участвуют и современные осадки.

Россыпы морионов и топазов, таким образом, могут иметь домеловой, третичный и четвертичный возраст, а иногда являются совмещенными по возрасту. Так или иначе, они располагаются на плотике кристаллических пород или на структурных глинах древней коры выветривания.

Такова в самых общих чертах геологическая позиция коренных и россыпных месторождений морионов Вольни.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И МОРФОЛОГИИ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ ВОЛЫНИ

Пегматиты на Вольни встречаются не только среди материнских коростенских гранитов (пегматиты чистой линии), но и на их контакте, и в габбро-норитовых породах кровли. Во втором случае они не несут промышленной минерализации и представлены прерывистыми по простиранию жилами пегматитов, относящихся часто к разновидностям линии скрещения. Описание этих внутриконтрастных пегматитов мы опускаем.

Морфология и строение пегматитов чистой линии, развитых в коростенских рапакивиобразных гранитах, разнообразны, и среди них выделяются четыре типа:

1) камерные тела полнодифференцированного симметричного или асимметричного зонального строения, неправильно-округлой, эллипсоидной, грушевидной и чечевицепоподобной формы, с внутренней камерой — погребом;

2) шпировые тела неполнодифференцированные или азональные, небольших размеров, без внутренней камеры;

3) жильные тела в трещинах гранитов симметричного строения, иногда с мелкими занорышами и апофизами;

4) штоковые тела неправильно трубчатой, штоко- и столбовообразной, реже грибовидной формы, иногда с небольшими пустотами — кристаллизаторами.

Из указанных четырех типов пегматитов, как увидим ниже, только первый имеет на Вольни большое практическое значение.

1) Камерные пегматиты

Принятый в промышленности термин «штоки» для этой группы топазо-морионовых пегматитов нельзя признать удачным. Эти пегматитовые тела имеют «дно» и по своей форме скорее напоминают кристаллически дифференцированные жеоды гигантских, до 50 м в поперечнике и до 40 м по вертикали, размеров. Длинная ось таких пегматитовых жеод может быть горизонтальной, вертикальной или, часто, наклонной. В зависимости от ее положения и степени вытянутости морфологически можно различить округлые, грушевидные, чечевицеобразные и совершенно асимметричные тела. Характернейшей чертой их является постепенный переход к вмещающим крупнозернистым гранитам и первичное зональное строение, изученное В. Т. Ключковым и другими геологами (1, 6, 10, 12, 20).

От периферии к центру таких пегматитовых тел камерного типа различаются следующие первичные зоны дифференциации пегматитов, имеющие равномерное или неравномерное, прерывистое развитие:

а) графическая зона — от мелкографической до крупнографической внутри. Главные минералы: микроклин, пронизывающий его ихтиоглиптовый кварц, альбит, иногда развивающийся по микроклину. Второстепенные — биотит, лейкоксен, шпинель и другие минералы. Длинные оси ихтиоглиптов кварца обычно направлены по радиусам к центру, и размеры их увеличиваются в этом же направлении. Мощность этой зоны различна для разных тел пегматитов и даже в пределах одного тела;

б) пегматоидная зона — крупнокристаллической, ортотектовой структуры с постепенным, но хорошо заметным переходом от пильчатой зоны. Кроме серого кварца и розового микроклина, из главных минералов в ней встречается олигоклаз. Второстепенными и вторичными минералами являются циннвальдит, флюорит, гидрослюда и др. Мощность зоны различна и достигает в крупных телах 3—4 м;

в) полевошпатовая (гигантокристаллическая) зона имеет постепенные переходы к пегматоидной зоне. Состоит в основном из крупных кристаллов микроклина, иногда находящегося в индукционных сростаниях с кварцем и замещающегося альбитом. Здесь встречаются те же второстепенные минералы, что и в пегматоидной зоне. Полевошпатовая зона развивается хорошо только в крупных телах пегматитов и местами достигает мощности в 5—6 м;

г) кварцевая (силекситовая) зона представлена массивным серым или молочно-белым — до розового — блоковым кварцем зернистой структуры. Из второстепенных минералов в этой зоне, образующей как бы кварцевое ядро пегматитовых тел, встречены полевые шпаты, жильбертит, флюорит, хлорит, гетит и гидрогематит. Мощность зоны очень непостоянна;

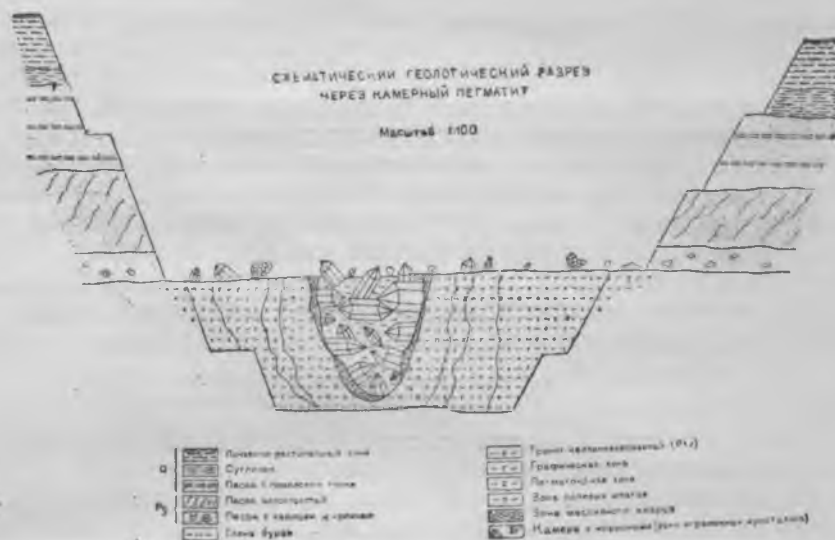


Рис. 3

д) друзовая зона или зона ограниченных кристаллов представляет собой неравномерное окаймление внутренней камеры, служившей природным резервуаром — кристаллизатором минералов, росших в свободном пространстве. Кристаллы имеют идиоморфную форму и часто крупные размеры. Вес отдельных кристаллов кварц-мориона достигает иногда 10 т, а кристаллов топаза 67 кг.

Качество кристаллов бывает различным, а количество кристалло-сырья зависит в общем от размеров погребка, нередко составляющих более 50—60 м³.

Форма пегматитовых кристаллизационных камер — погребов обычно неправильна и лишь в самых общих чертах отвечает форме самих пегматитовых тел. В настоящее время они обычно заполнены эпигенетическим, в основном глинисто-слюдистым веществом, в котором располагаются хорошо ограниченные кристаллы и обломки кварца, топаза и других минералов (рис. 3).

В погребках из разновидностей кремнезема встречаются массивный блоковый кварц, на котором нарастает «сетчатый» кварц, претерпевший $\alpha \rightarrow \beta$ -превращение, дымчатый кварц, морион, бесцветный горный хрусталь, образующие зоны в крупных кристаллах, или же отдельные кварцевые кристаллы, на которых иногда нарастают аметист, халцедон и опал.

Из других минералов вместе с кварцем встречаются топаз, берилл и фенакит. В виде твердых включений в кварце иногда бывают развиты гидрогематит, гематит, гётит, рутил, хлорит и другие минералы.

Естественно, что в различных погребках и занорышах развиты далеко не все перечисленные минералы¹.

Характерной чертой поллюидифференцированных тел пегматитов является отсутствие аплитовой зоны и резких границ с вмещающими рапакивиобразными гранитами.

2) Шлировые пегматиты

Выделения шлировых пегматитов среди эндоконтактовой зоны коростенских гранитов имеют неправильно округлую форму, небольшие размеры—от нескольких дециметров до первого десятка метров—в диаметре и расплывчатые границы с вмещающими их материнскими породами. Они встречаются в сообществе с камерными пегматитами и по своей природе представляют собою как бы их недоразвитую, лишенную внутренней камеры и обычно неполнодифференцированную или азональную разновидность. В случаях наиболее полной дифференциации, наблюдающейся в относительно крупных телах шлировых пегматитов, иногда имеется силексовая сердцевина или ядро, лишенное внутренней миаролы. Явления замещения здесь не наблюдаются или развиты слабо.

3) Жильные пегматиты

Пегматитовые жилы очень широко развиты в нарушенных тектонических трещинами коростенских гранитах северной части пегматитового пояса Волыни и совершенно не характерны для центральной и южной его частей (см. рис. 1). Они представляют собой плитообразные и линзовидные тела заполнения трещин разной мощности и протяженности, иногда осложненные апофизами. Жильные пегматиты являются эпигенетическими образованиями по отношению к вмещающим породам и имеют с ними очень резкие контакты, подчеркнутые обычным развитием аплитовой зоны в зальбандах жил. Зональность в разных жилах представлена различно и всегда менее полно по сравнению с камерными пегматитами. В частности, полевошпатовая и кварцевая зоны часто выпадают. Только внутренние части мощных жил на Краевщине представлены тонкозернистым серым кварцем, иногда включающим кристаллы или обломки кристаллов микроклина полевошпатовой зоны. Такие жилы были явно подвержены раннеминерализационным тектоническим подвижкам, по которым внедрялся ультраостаточный расплав-раствор. Более поздние повторные подвижки приоткрывали по швам этих жил пути движения постмагматических газовых и жидких эманаций. В этих случаях в жильных пегматитах в противоположность камерным широко развиваются явления перекристаллизации и замещения, возникает наложенная, довольно пестрая, в том числе сульфидная, минерализация. В тектонических пустотах брекчированных пегматитов наблюдаются даже незначительные скопления горного хрусталя.

¹ Описание минералов и освещение некоторых геохимических особенностей содержится в статье Л. П. Чернышковой, помещенной в настоящем сборнике.

4) Штоковые пегматиты

В переходной зоне эндоконтакта в районе Дашинки и Писаревки, разделяющей поля камерных и жильных пегматитов, в коростенских гранитах встречались штоковые тела, имеющие значительную протяженность в одном направлении и относительно небольшие поперечные размеры. Обычно они имеют крутой угол ныряния при неправильно трубчатой, рукавообразной, штоко- или столбообразной форме. Протяженность их на глубину часто остается неизвестной, и можно предполагать, что она обычно в 5—10 и более раз превышает поперечные размеры таких тел. Контакты последних с гранитами довольно четкие и иногда отличаются появлением участков с аплитовой структурой. Внутреннее строение характеризуется развитием поперечной зональности, значительно более четкой, чем в жильных пегматитах, но менее полной и прерывистой по сравнению с камерными пегматитами. Изменения в характере зональности таких пегматитов на глубине (вдоль длинной оси тел), к сожалению, остаются не прослеженными.

Центральная часть в штоковых пегматитах обычно представлена кварцевой сердцевинной, внутри которой, особенно в раздувах, развиваются миароловые пустоты, иногда содержащие значительное количество кристаллосырья. Иногда от таких тел отходят апофизы, что вместе с развитием четких контактов и участков аплитов свидетельствует о некотором перемещении остаточных расплавов.

По особенностям образования и внутреннего строения, а также по практическому значению штоковые тела, по-видимому, занимают промежуточное положение между жильными и камерными пегматитами и отвечают описанному А. И. Гинзбургом (7) эпигенетическим (выжатым) пегматитам, кристаллизующимся в спокойной тектонической обстановке.

3. ГЕНЕЗИС ОСТАТОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАМЕРНОГО ТИПА НА ВОЛЫНИ

Как отмечалось ранее, продуктивное пегматитовое поле Волыни приурочено к относительно пологому эндоконтакту Коростенского гранитного плутона с более древними габбро-лабрадоритами. Таким образом бесспорно то, что в зоне этого пегматитового поля мы имеем дело с внешней частью коры плутона гранитов. Формирование этой коры происходило в ранний период становления плутона, что было связано с первоочередным охлаждением периферии интрузии. По причине неровного рельефа экранирующей кровли габбро-лабрадоритов в ряде участков под начавшей формироваться корой Коростенского плутона произошло относительно интенсивное обогащение магмы летучими. В результате дальнейшего утолщения коры оказались обособленными дочерние очажки гранитной магмы, повышенно насыщенные минерализаторами, снизившими температуру кристаллизации минералов в объеме этих очажков. Позднее вследствие прогрессирующего охлаждения коры образующегося плутона началась запоздавшая кристаллизация в пределах этих полуизолированных или изолированных участков остаточной магмы, приуроченных к возвышенным местам интрузии (рис. 4).

В каждом дочернем очажке остаточного расплава раньше всего начиналась одновременная кристаллизация микроклина и кварцевых ихтиоглиптов. Последние росли своими вершинами параллельно с кристаллизацией полевого шпата, угнетавшего их рост. Каждый из ихтиоглиптов или целые их группы прекращали свой рост, как только нара-

СХЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПЕГМАТИТОВ КАМЕРНОГО ТИПА.



Рис. 4

щивание граней полевого шпата опережало темп продвижения головок кристаллов кварца и изолировало их от питающей среды остаточного магматического резервуара.

Кварцевые ихтиоглипты в общем вытягивались в направлении к центру каждого такого остаточного магматического резервуара и вначале обусловили образование мелко-, а затем крупнографической структуры в полевых шпатах. Так возникла самая характерная зона пегматитов, обусловившая их наименование («пегма» — крепкая связь, сплочение).

По мере выкристаллизации полевых шпатов и кварца в письменной, а затем пегматоидной и полевошпатовой зонах относительное количество летучих в соответствующих сокращающихся объемах внутреннего резервуара все более и более увеличивалось. Внутри формирующегося пегматитового тела в очажке остаточной магмы происходила постепенная концентрация несиликатной составной части, приводящая, в конце концов, к возникновению ультраостаточного расплава-раствора. Такой расплав, отжатый затвердевшими внешними зонами — оболочками — во внутреннюю часть формирующегося пегматитового тела, представлял собою жидкость, в которой соотношение нелетучих и минерализаторов существенно изменилось в сторону резкого увеличения последних. Однако это был еще гомогенный магматический, в основном кремне-галлоидно-водный расплав-раствор, приближающийся по своему составу к гидротермальной рапе (9), но еще содержащий преобладающее количество нелетучих компонентов.

По мере утолщения коры формирующегося гранитного плутона

происходило отодвигание магматического очага на глубину. Неизбежно должна была понижаться температура верхней части коры и замкнутых в ней пегматитообразующих включений ультраостаточного расплава-раствора.

Понижение температуры и давления вызвало в один из моментов быстрое выделение внутренней оболочки мелкозернистого кварца, известной под названием «кварцевой шляпы» пегматитовых погребов.

Сливные кварцы этой оболочки аналогичны так называемым силикатам жильных пегматитовых тел блоковой структуры. Выделение кварцевой оболочки окончательно сформировало внутреннюю камеру остаточных пегматитов, заполненную ультраостаточным, еще более разжиженным расплавом-рассолом. В таком природном резервуаре-кристаллизаторе далее начинался рост уже хорошо ограненных, часто крупных индивидов α -кварца, характеризующихся сетчатой трещиноватостью. Этот наиболее высокотемпературный ограненный кварц заполнения погребов представляет параморфозу α — β -кварца и в ряде пегматитовых тел Володарск-Волынского пегматитового поля образует стержневую часть крупных кристаллов. Он является самым поздним пирогенным кварцем и наиболее ранним образованием тела морионовых кристаллов. В нем обнаруживаются еще недостаточно изученные, но безусловно специфические первичные кристаллогазовые включения ультраостаточного расплава-рассола, в вакуолях которых после охлаждения до комнатной температуры кристаллы силикатов и галоидов занимают объем больший, чем газовый пузырек и остаточная жидкость.

Быстрое выделение из ультраостаточного расплава-рассола последней крупной порции нелетучих компонентов в виде кристаллически-зернистого, а иногда и ограненного α -кварца завершило магматический этап пегматитообразования. Образование кварцевой оболочки («шляпы») ознаменовало переход к новому этапу минерализации внутри каждой саморазвивающейся системы дочернего магматического очажка. При этом резкое уменьшение концентрации нелетучих в системе сопровождалось спадом давления, по определению В. А. Калюжного (13), примерно до 400—500 атм и спадом температур до значения, близкого к 600°. Эти быстрые изменения взаимосвязанных физико-химических параметров при определенном соотношении T — P — X , с одной стороны, вызвали трансформацию жидкой среды в газообразную, а с другой — обусловили α — β -превращение кварца. Это превращение, если оно происходит быстро, сопровождается возникновением в теле кристаллов кварца специфических сетчатых трещин, что было экспериментально доказано Е. В. Цинзерлинг, а позднее Ю. А. Долговым (8). Именно такой типичной полигонально-сетчатой трещиноватостью оказались поражены кристаллы пирогенного кварца в камерных пегматитах Волыни, содержащие первичные кристаллогазовые включения и бесчисленное количество мнимовторичных газовых включений, находящихся в залеченных сетчатых трещинах (9). Очевидно, газовые растворы, возникшие в камере пегматитов, сразу же проникали по этим трещинам внутрь тела трансформировавшегося α -кварца и, залечивая трещины в нем, оставляли огромное количество мнимовторичных газовых включений, фиксировавших начало пневматолитового процесса в камерном пегматитообразовании.

Продолжавшееся охлаждение систем надкритических растворов в пегматитовых очажках в дальнейшем приводило к отложению на гранях кристаллов бывшего α -кварца зон первичного β -кварца в виде мориона, дымчатого раухтопаза, бесцветного горного хрусталя и аметиста.

Зоны различных кварцев в кристаллах морионов, так же как и зоны самих пегматитовых тел, фиксируют нам стадиюность процесса, отражают последовательные и разнообразные изменения мине-

ралообразующих сред в виде остаточных расплавов и растворов, принадлежащих саморазвивающимся дочерним очажкам магмы, а также, возможно, растворов более позднего действия, поступающих из глубины.

Учитывая продолжавшееся длительное существование магматического очага в глубине формирующегося гранитного плутона, мы можем допустить проникновение надкритических эманаций через сформировавшуюся кору плутона в пегматитовые обособления этой коры. Способность перегретых газов, находившихся в магматическом очаге под очень высокими давлениями, к проникновению даже через тончайшие поры и волосные трещины в породах должна быть высокой. Остатки этих надкритических и гидротермальных растворов в виде вторичных газовых включений мы находим иногда в залеченных трещинках пирогенного кварца гранитов, подстилающих камерные пегматиты.

Образование трещинок в зернах кварца и межзерновых приоткрытий, по-видимому, не обязательно всегда связывать только с явлениями катаклаза гранитов. Существенную роль в происхождении скважности и проницаемости гранитов, по нашему мнению, играл процесс $\alpha \rightarrow \beta$ -превращения пирогенного кварца этих пород. Охлаждение коры формирующегося плутона до 600° должно было по этой причине вначале вызвать сокращение объема кристаллов кварца на 0,86%, до 500° — еще на 2%, до 400° — на 1,5% и затем до 300° — еще на 1%. По мере остывания вмещающих гранитов и отодвигания вглубь магматического очага могло происходить последовательное приоткрытие в нем тончайших путей для проникновения в пегматитовые камеры вначале высокотемпературных надкритических, а позднее и жидких гидротермальных растворов.

Естественно, что наиболее существенному воздействию этих растворов могла подвергаться верхняя приконтактовая часть плутона, где под наклонной экранирующей кровлей габбро-лабрадоритов могло происходить их медленное просачивание. Таким образом возможно допустить дополнительное питание растворами камер-кристаллизаторов в пегматитовых телах Волыни и завершение кристаллизации в них наружных зон кварца, топаза и других минералов.

По мере прогрессировавшего отодвигания вглубь активного магматического очага плутона от его эндоконтакта и от сформировавшихся тел остаточных пегматитов эманации должны были проходить все больший и больший путь и на подходе к камерам пегматитов становиться для каждого последующего отрезка времени все более охлажденными.

Параллельные температурные и другие изменения испытывали и остаточные растворы, обособившиеся внутри камер-кристаллизаторов после выделения пирогенных кварцев.

Наиболее ценные в промышленном отношении монокристалльные зоны морионов, как выявляется по включениям, начали отлагаться из остаточных растворов в области перехода от пневматолитового к гидротермальному состоянию. Эти изменения в растворах для разных зон роста кристаллов фиксируются переходом от газово-жидких включений, гомогенизирующихся по II типу с точкой инверсии и с критической точкой, к включениям жидким, гомогенизирующимся с точкой кипения растворов (9). Вскипающие и кипящие растворы, оставляющие в одной и той же залеченной ими трещине включения с самым различным отношением фаз, действовали кратковременно при достижении строго определенного соотношения в факторах $P-T-X$ внутри камеры кристаллизатора.

Действие остаточных гидротермальных и пневматолитовых растворов сказывалось не только в новообразовании кристаллов внутри пегматито-

вых камер. Эти растворы в некоторой степени проникали из центрального резервуара в окружающие оболочки — зоны дифференцированных пегматитовых тел, вызывали в них слаборазвитые процессы замещения микроклина альбитом, отложение гидрослюд и некоторых других вторичных минералов.

Усиление деятельности жидких гидротермальных растворов в процессе образования друзовой зоны камерных пегматитов Волини шло параллельно с отодвиганием в глубину активного магматического очага по мере формирования плутона. В некоторых пегматитовых кристаллизаторах участков Дашинка и Вишняковка устанавливался на длительный период устойчивый режим действия гидротермальных растворов, спокойно, при медленном падении температуры кристаллизовавшихся кондиционный морион, а также наружные зоны и мелкие кристаллы низкотемпературного горного хрусталя, иногда принимавшего участие также и в регенерации сколов кристаллов.

Последняя стадия деятельности кремне содержащих гидротермальных растворов, превратившихся в низкотемпературные, оказалась зафиксированной кристаллизацией аметиста и, наконец, образованием на всех более ранних минералах корок халцедона и опала, выделявшихся уже теплопроводными коллоидными растворами.

Об интервалах температур образования ограниченных кристаллов кварца в камерных пегматитах Волини во всей динамике их изменений, естественно, мы можем судить только по жидким включениям. Высшая температура гомогенизации, выявленная по многофазным газовойм включениям в кварцах Волини, составила 510° .

Первичные затвердевшие кристалло-газовые включения расплава-рассола в параморфозе α — β -кварца («сетчатый кварц») в этом отношении изучены еще очень мало; по-видимому, к ним следует отнести температуры гомогенизации в жидкой фазе в 585 и 600° , установленные для многофазовых включений. Наблюдавшееся в таких включениях растворение минералов-узников при температуре 40 — 60° может быть отнесено к сильвину, а растворение—плавление при температуре 170 — 260° —к галиту. Во всяком случае наличие этих минералов-узников само по себе свидетельствует о большом насыщении пегматитового ультраостаточного расплава-рассола галоидными соединениями.

Морионовые зоны кристаллов кварца являются по включениям водных растворов высокотемпературными и чаще среднетемпературными (350 — 200°), а бесцветный горный хрусталь и аметист—низкотемпературными образованиями. Выявленные в морионах по двухфазовым жидким включениям ряды минимальных температур гомогенизации (без поправок на давление) характеризуются для нескольких изученных кристаллов цифрами 383 — 343 — 333 — 300 — 289 — 279 — 247 — 236 — 225 и 214° .

В самой наружной зоне мориона в ряде случаев замерены температуры от 203 до 191° . В нарастающей на ней зоне горного хрусталя установлен ряд снижающихся температур: 193 — 183 — 175 — 164 — 152 — 141° . Такие крупные спады температур в одном и том же кристалле, выявленные в разных зонах от его центра к периферии, характерны для очень дефектных кристаллов, переполненных включениями в связи с быстрой кристаллизацией. Значительно более узкие интервалы температур в пределах указанных их значений обычно характерны для кондиционных зон мориона и горного хрусталя.

Аметисты встречаются на поверхности кристаллов в виде «нашлепок» или «островков» и показывают наличие низкотемпературных жидких включений, гомогенизирующихся при температурах от 150 — 130° до 80 — 60° . Халцедон и опал отлагались на аметистах, горном хрустале

и морионе при еще более низких температурах гидротермальных растворов.

Таким образом, остаточные камерные пегматиты Волыни выявляются как полигенные образования, сформировавшиеся в магматическом, пневматолитовом и гидротермальном этапах процесса.

Естественно, что весь описанный нами общий ход минералообразования в пегматитовых телах Волыни не является стандартным для каждого из них в отдельности. На фоне общего сходства индивидуализация в образовании отдельных пегматитовых тел одного и того же участка проявляется в выпадении тех или иных оболочек, а внутри камер—зон кристаллов кварца. В некоторых камерах, кроме кварца, выростали также кристаллы топаза, берилла и реже фенакита.

Отличие Володарск-Волынского пегматитового поля от его северного участка (Дашинка) и тем более от пегматитов Краевщины связано с целым рядом геологических и главным образом тектонических причин, нарушавших описанный ход равномерного и полного развития процесса пегматитообразования.

Возникновение даже небольших трещин в месте формирования того или иного пегматитового тела в один из моментов кристаллизации минералов в погребах могло приводить, например, к быстрому уменьшению давления, трансформации гидротермальных жидких водных растворов в паробразные, вызывавшие эпизоды пневматолита или вскипания растворов, фиксирующиеся соответствующими включениями.

Любые нарушения в равномерном, последовательном минералообразовании в пегматитовых камерах-кристаллизаторах, приводящие к быстрым изменениям физико-химических параметров кристаллизации, крайне неблагоприятно отражались на качестве кристаллов.

В процессе кварцеобразования на Волыни в связи с изменениями давлений и температур, определяющих пульс минерализации, мы наблюдаем иногда очень сложное переплетение процессов пневматолита и гидротермальной деятельности, участвующих не только в формировании друзовой зоны в целом, но и в образовании отдельных крупных кристаллов кварца или топаза.

Наиболее неблагоприятным в отношении образования хрусталеносных погребов и отдельных кристаллов в них мы должны признать северное поле пегматитов, расположенное между Дашинкой и Краевщиной (см. рис. 1). В этом районе уже с самого начала становления Коростенского плутона и образования его коры тектонические движения были значительно более интенсивны, чем в южном Володарск-Волынском пегматитовом поле, а крутой контакт гранитов с габбро-лабрадоритами не служил сколько-нибудь удовлетворительным экраном для магматических эманаций. Зарождавшиеся дочерние очажки остаточных магматических расплавов, не имея условий для своей полной консервации в тех или иных участках коры плутона, интродировали по трещинам в верхние горизонты коры гранитов и даже габбро-лабрадоритов с образованием пегматитовых жил или в лучшем случае штоковых тел.

При этом перемещении остаточная магма часто впустую теряла большую часть своих летучих компонентов, которые поэтому не могли обеспечить образование в таких телах пегматитов значительных резервуаров-кристаллизаторов для образования крупных, хорошо ограненных кристаллов.

Проникшие по трещинам и быстро оказавшиеся обедненными летучими веществами, порции остаточных магматических расплавов формировали стандартные жилы с аплитовой оторочкой в зальбандах, графической и пегматоидной зонами в центре. Иногда эти разные зоны образуют и самостоятельные жилы. В пегматитах жильного типа не наблюдается сколько-нибудь интересных в промышленном отношении хрус-

таленосных гнезд (по количеству и качеству кристаллосырья), несмотря на то, что и в районе их развития отчетливо действовали позднейшие пневматолитовые и гидротермальные растворы. Последние на путях своего продвижения вверх не встречали крупных природных резервуаров-кристаллизаторов, в которых на какой-то период мог бы установиться застойный режим с относительно медленными изменениями физико-химических факторов минералообразования.

Пути движения этих растворов оказывались или обособленными от пегматитовых тел или же совпадали с тектоническими зонами, нарушавшими жильные пегматитовые тела и вызывавшими в них брекчирование. В этих случаях пневматолитовые и гидротермальные растворы вызывали метасоматоз и перекристаллизацию минералов, а также цементировали кварцем разных генераций участки дробления без образования сколько-нибудь интересных в промышленном отношении хрусталоносных гнезд и крупных кристаллов.

4. МОРФОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Как видно из приведенной выше характеристики геологического положения пегматитов Коростенского плутона, описания их строения, минералогического состава, морфологии и генезиса, пегматитовые тела Волыни очень разнообразны, и часть их не может найти места в принятых классификациях этих образований. Последние в первую очередь

МОРФОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ



Рис. 5

должны быть подразделены на две принципиально отличные друг от друга группы: пегматиты инъекционные, возникшие из перемещенных расплавов, и пегматиты остаточные, образовавшиеся из неперемещенных расплавов, на месте изоляции в коре плутонов дочерних очажков остаточной магмы (рис. 5).

При образовании инъекционных пегматитов остаточный расплав в процессе перемещения по открытым тектоническим трещинам с падением внешнего давления интенсивно терял летучие компоненты, а от соприкосновения с окружающими породами быстро охлаждался с образованием характерной аплитовой зоны.

Остаточные пегматиты формируются только в спокойной тектонической обстановке прямо на месте обогащения материнского расплава

летучими компонентами при медленном и равномерном снижении температуры и давления в относительно замкнутой системе.

По отношению к вмещающим породам первые могут быть чужеродными телами, в частности пегматитами линии скрещения (22), а вторые — только близкородственными образованиями, располагающимися в зоне эндоконтактов гранитных интрузивов.

Морфологически инъекционные пегматиты могут быть жильными, вытянутыми в двух направлениях, или штоковыми, трубообразными телами, вытянутыми на глубину в одном направлении. Первичная зональность в этих телах часто неполная.

Остаточные пегматиты представляют собою изометрические тела, или относительно крупные, полнодифференцированные, с закономерно возникающей внутри полостью камерные пегматиты, или небольшие, неполнодифференцированные или азональные, без внутреннего занорыша шпировые пегматиты.

Поскольку каналы продвижения остаточных расплавов при образовании инъекционных пегматитов часто играли ту же роль для позднейшего проникновения магматических эманаций, в этих пегматитах значительно интенсивнее, чем в остаточных, проявляются явления метасоматоза и редкометального оруденения. Эта особенность инъекционных пегматитов находит отражение в текстурно-парагенетической классификации (4).

Таким образом, под пегматитами следует понимать крупнокристаллические, особой структуры и текстуры геологические тела, родственные по составу материнским интрузиям и образующиеся при кристаллизации минералов из повышенно обогащенного летучими компонентами магматического расплава. Этот остаточный расплав или перемещался вверх по трещинам разного возраста или кристаллизовался на месте своего образования в замкнутых очажках коры материнского интрузива.

Во внутренних полостях камерных пегматитов постмагматические растворы часто образуют крупные скопления драгоценных и пьезооптических минералов. В инъекционных телах гранитных пегматитов чистой линии и линии скрещения интенсивно развивается деятельность пневматолитовых и гидротермальных растворов, вызывающая перекристаллизацию, метасоматоз и концентрацию редких и легколетучих элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безбородько Н. И. Граниты Волини и их пегматиты. Вісн. Укр. відд. геол. ком., вып. 13, 1929.
2. Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, 1953.
3. Бурьянова Е. З. Минералогия гранитных пегматитов Коростенского плутона на Волини и исследование железистых биотитов. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 69, № 4, 1940.
4. Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, 1953.
5. Власов К. А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955.
6. Гаврусевич Б. А. О геохимико-генетических типах пегматитов правобережья Украины. Тр. Ин-та им. Ломоносова АН СССР, вып. 2, 1933.
7. Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов. «Разведка недр», № 2, 1952.
8. Долгов Ю. А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. Мин. сборник ЛГО, № 9, 1955.
9. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, 1950.
10. Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа. Тезисы докладов геологич. факультета МГУ на Юбилейной научной сессии. Изд. МГУ, 1955.
11. Заварицкий А. Н. О промежуточном положении пегматитов между горными породами и рудными телами. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 76, № 1, 1947.

12. Иванов Л. Л. К минералогии топазовых месторождений Волини. Труды ин-та им. Ломоносова АН СССР, вып. 3, 1936.
13. Калюжный В. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр. Мин. сборник ЛГО, № 9, 1955.
14. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Записки Ленингр. горн. ин-та, т. XXX, вып. 2, 1955.
15. Оссовский Г. Горный хрусталь на Волини. Волинские губернские ведомости, 1866 г., № 2.
16. Полканов А. А. Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Волини. Тр. Ленингр. о-ва ест., т. 17, вып. 2, 1938.
17. Половинкина Ю. И. О характере остаточной кристаллизации некоторых гранитных магм Украинского кристаллического массива. Геол. журн. АН УССР, т. X, вып. 4, 1950.
18. Семененко Н. П. Структура Украинского кристаллического массива. Геол. журн. АН УССР, т. IX, вып. 3, 1948.
19. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Учен. зап. Львовск. ун-та, сер. геол., вып. 5, 1947.
20. Цыганов Е. М. Минералогия кварцев и сопровождающих их минералов Волини. Автореферат диссертации. Львов, 1951.
21. Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд. Львовского ун-та, 1955.
22. Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Изд. 3. АН СССР, 1940.
23. Юрк Ю. Ю. Про гранітні пегматити Волині. Геолог. журн., т. IX, вип. 1—2, 1948.
24. Cameron E. N., Jahns R. H., Mc Nair A. H. and Page I. R. Internal Structure of granitic pegmatites. Monogr. 2, Ec. geol., Urb., III, 1949.

Е. Я. КИЕВЛЕНКО

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В статье приводится новая классификация месторождений исландского шпата Сибирской платформы, связанных с трапповой формацией, и кратко освещаются их геологическая позиция и генетические особенности.

О наличии исландского шпата в Восточной Сибири стало известно после экспедиций С. Пспова в 1794 г. и Р. Маака в 1853—1854 гг. на р. Вилюй и А. Чекановского в 1873 г. на р. Нижнюю Тунгуску. В связи с трудной доступностью месторождения начали изучаться только в конце двадцатых годов текущего столетия (1927—1928 гг.) и быстро приобрели большое практическое значение, являясь до настоящего времени основным источником получения этого вида оптического минерального сырья.

В данной краткой статье на основе личного опыта автора и в результате обобщения материалов исследований последних лет намечаются главные типы восточносибирских месторождений исландского шпата, знание которых необходимо для обоснованного направления и успешного проведения поисковых и разведочных работ.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Первая попытка классификации месторождений исландского шпата Сибирской платформы была сделана В. П. Левским (2), работавшим в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски с 1931 по 1934 г. На основании ограниченного материала им выделялись два типа месторождений, из которых первый связывался с мандельштейнами (миндалекаменными основными породами), а второй — с зонами контакта траппов с известняками и туфами. К первому типу В. П. Левский относил месторождения среди эффузивных траппов среднего течения р. Нижней Тунгуски, считая их единственно ценными в промышленном отношении.

Затем интересующий нас вопрос затронул В. С. Соболев (4, 5), разделивший сибирские месторождения на три типа: 1) исландский шпат в миндалекаменных диабазах лавовых покровов — наиболее важный по его мнению тип; 2) прозрачные кристаллы в жилах мелкозернистого

кальцита, секущих туфы, и, реже, интрузивные диабазы; 3) исландский шпат в «трапповой брекчии, заполняющей вулканические каналы». К последнему типу В. С. Соболев причислял известное Ахтарандинское (Аламджахское) месторождение, отмечая, впрочем, дискуссионность своей точки зрения.

В 1946 г. М. Б. Григорович опубликовал статью (1), в которой по литературным данным относил месторождения рек Нижней Тунгуски и Вилюя к группе гидротермальных, связанных с эффузивами основной магмы. При этом он ошибочно считал вилюйские и нижнетунгусские месторождения однотипными, полагая, что как те, так и другие приурочены к мандельштейнам единого траппового поля.

Весьма оригинальную точку зрения на характер вулканизма Сибирской платформы и генезис месторождений исландского шпата недавно высказал А. В. Скропышев. По мнению этого автора все месторождения образованы единым гидротермальным процессом и локализованы в вулканических трубках (реки Джекинда и Аламджах в системе Вилюя), в линзах вулканических шаровых агломератов (р. Нижняя Тунгуска), по трещинам в мандельштейнах лавовых покровов (там же) и в шаровых лавах, слагающих основания таких покровов. К сожалению, представление А. В. Скропышева выглядят недостаточно аргументированными и в ряде случаев противоречат имеющимся фактам.

Наконец, в изданном в 1955 г. методическом руководстве по поискам и разведке пьезооптических минералов Р. В. Нифонтовым (3) использована предложенная нами классификация месторождений исландского шпата в трапповых формациях, изложенная, однако, очень кратко и чрезвычайно схематично.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения исландского шпата Сибирской платформы генетически и пространственно связаны с нижнемезозойской трапповой формацией, в состав которой входят пирокластические образования, лавовые покровы и гиабиссальные интрузии основной магмы.

Граница распространения траппов в общем совпадает с контуром Тунгусской синеклизы, охватывающим среднее течение р. Ангары, значительную часть бассейнов рек Подкаменной и Нижней Тунгусок и верховьев рек Хеты, Котуя и Вилюя. Синеклиза представляет собой огромную по площади мульду, заложенную в среднем верхнем карбоне и неравномерно прогнутую в различных местах. Она выполнена отложениями так называемого Тунгусского комплекса, подразделяющегося на продуктивную угленосную ($P+C_{2-3}$), туфогенную (T_1) и лавовую (T) толщи общей мощностью до 3—3,5 км. В последние годы в восточной части синеклизы обнаружена также обширная область распространения континентальных отложений ниже- и среднеюрского возраста.

Основная масса траппов представлена однообразными оливиновыми базальтами и долеритами, гораздо реже встречаются пикритовые, гиперстеновые и троктолитовые долериты, тешиниты, долерит-пегматиты и другие дифференциаты траппов нормального ряда. Интрузивные траппы обычно залегают в виде силлов, даек, штоков и жил, причем для осадочных хорошо слоистых палеозойских пород наиболее характерны согласные пластовые интрузии, а в туфах чаще встречаются различные секущие тела.

Все месторождения исландского шпата по своему генезису являются гидротермальными и образованы циркуляцией поствулканических горячих растворов, отлагавших своеобразный комплекс минералов из кальцита,

натрово-кальциевых цеолитов (морденита, натролита, гейландита, десмина, шабазита и др.), анальцима, апофиллита, кварца, халцедона, опала, хлоритов, гидрослюд, монтмориллонита, иногда сульфидов (пирита, марказита, халькопирита).

В общей схеме гидротермального процесса трапповой магмы шпатоносная цеолито-кальцитовая минерализация, по-видимому, относится к наиболее низкотемпературной стадии. Парагенетические минеральные ассоциации и характер изменения вмещающих пород позволяют предполагать, что шпатообразующие растворы отвечали мофеттам, т. е. состояли в основном из воды, насыщенной углекислотой. Они активно взаимодействовали с боковыми породами, вызывая их цеолитизацию и хлоритизацию, и дополнительно обогащались кальцием, главным образом в результате выщелачивания основных плагиоклазов в туфах, базальтах и долеритах.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Месторождения исландского шпата встречаются в породах Тунгусского комплекса и подразделяются на две группы: 1) исландский шпат в туфогенной толще и 2) исландский шпат в лавовой толще. В свою очередь каждая группа включает несколько типов месторождений, различающихся по составу вмещающих пород, структурным признакам и особенностям генезиса (см. таблицу на стр. 49).

1. Исландский шпат в туфогенной толще

Туфогенная толща Сибирской платформы сформировалась в раннюю фазу траппового вулканизма путем эксплозионных извержений из многочисленных каналов центрального типа. Туфогенные отложения имеют относительно большую мощность (350—400 м в среднем течении р. Нижней Тунгуски), что составляет характерную особенность Сибирской трапповой формации, отличающую ее от аналогичных образований в Южной Америке, Индии, Южной Африке и других местах. Извержение громадного количества эруптивного материала и пирокластов почти не сопровождалось излияниями лав.

В строении туфогенной толщи участвуют типичные пирокластические породы, представленные разнообразными агломератовыми, пемзовидными, пизолитовыми и пепловыми туфами, и их переотложенные фации, содержащие значительную примесь осадочного материала. Толща включает интрузивные трапповые тела, обычно имеющие форму штоков, а также жилообразных и пластообразных тел.

Воздействие трапповых интрузий на вмещающие их туфы в большинстве случаев проявлено незначительно и сказалось главным образом в приконтактовом ороговиковании и цеолитизации. Однако в зонах трещиноватости на путях движения отщепленных магматических эманаций, располагающихся чаще всего над еще не вскрытыми эрозией интрузивными телами и, возможно, в вулканических трубках, иногда наблюдается интенсивный гидротермальный метаморфизм туфогенных пород и частично траппов. При этом за счет туфов возникают скарновые породы пироксено-гранатового, гранатово-кальцитового, везувиано-гранатового, кальцито-магнетитового состава и более низкотемпературные эпидотоцеолитовые, кальцито-хлоритовые и хлорито-цеолитовые породы.

В туфогенной толще известны два промышленно ценных типа месторождений исландского шпата, образовавшихся в зонах дробления туфов или тесно связанных с секущими интрузиями траппов.

1) *Месторождения в зонах дробления туфов.* Такие месторождения

встречены по р. Илимпее возле устьев ее небольших притоков — рек Янгуракты, Куктуле и Огнекона (Эвенкийский национальный округ). Все они находятся в агломератовых туфах, залегающих, по-видимому, вблизи мест извержения, и лишены непосредственной связи с трапповыми интрузиями.

Зоны дробления обычно имеют крутое падение, сравнительно небольшую мощность (от 1—2 до 10—15 м) и по простиранию прослеживаются на несколько десятков метров. Раздробленные породы сцементированы выделениями гидротермальных минералов, глинистым материалом и иногда сильно измененной стекловатой лавой.

Среди минералов цемента преобладает мелкозернистый, а также шестоватый и крупнокристаллический кальцит, жилы и прожилки которого скрепляют обломки туфов на месторождениях Куктуле и Огнекон. Кроме него присутствуют сульфиды (пирит, марказит, редко халькопирит) и анальцим. Очень характерно ничтожное количество цеолитов и слабое развитие минералов группы кварца.

Исландский шпат образует гнездовые скопления в местах крупноглыбового дробления туфов, наиболее благоприятных для возникновения крупных пустот. Его кристаллы обычно слабо окрашены в лимонно-желтый цвет, но легко обесцвечиваются после кратковременного облучения ультрафиолетовым светом. Самым распространенным их первичным дефектом являются мельчайшие пылевидные включения, видимые только при четырех-шестикратном увеличении.

Наибольший практический интерес имело Янгуракское месторождение, залегавшее в крупнообломочных агломератовых туфах. Зона дробления здесь цементировалась сильно измельченным глинисто-обломочным материалом, пропитанным мелкозернистым кальцитом, сульфидами и анальцимом. Кристаллы исландского шпата или, точнее, их сложно сдвойникованные сростки весом от 3—5 до 80—100 кг извлекались из участков грубого раздробления туфов в верхней части минерализованной зоны.

Описанные месторождения формировались в местах интенсивного развития в туфах несколько сопряженных систем сколовых и разрывных трещин, впоследствии служивших путями циркуляции гидротерм. Процессы гидротермального минералообразования начались с кристаллизации жильного кальцита, сульфидов и анальцима, сменившись затем стадией свободного роста крупных кристаллов исландского шпата.

2) *Месторождения, связанные с секущими интрузиями траппов.* Месторождения этого типа известны в бассейне верхнего течения р. Вилюя—по рекам Аламджаху, Джекинде и Мархае (Якутская АССР). Они приурочены к небольшим штоко- и жилообразным телам и коротким дайкам дифференцированного строения, сложенным средне- и крупнозернистыми долеритами, габбро-долеритами, иногда палагонитовыми долеритовыми порфиритами и тешенитами. Подобные тела, вероятно, внедрились в последние фазы траппового магматизма или представляют собой интрузии так называемых жерловых фаций, располагающиеся в пределах вулканических горловин.

Скопления исландского шпата в таких месторождениях находятся в зонах гидротермального изменения траппов и частично туфов, чрезвычайно сильно цеолитизированных и превращенных в пироксено-цеолитовые и эпидото-цеолитовые породы. Положение минерализованных зон контролируется структурно-тектоническими факторами. Так, на Аламджахском месторождении гидротермально измененные породы наблюдаются вдоль разлома на протяжении более 400 м, а максимальная гидротермальная минерализация локализована в месте пересечения жилообразного траппового тела с дайкой палагонитового долеритового порфи-

рита, внедрившейся по этому разлому. На Джекиндинском месторождении пироксено-цеолитовые породы образовались в трещиноватой апикальной части жилообразной дифференцированной интрузии. Благоприятные условия для развития трещиноватости и дробления пород возникают также в ослабленных участках на контакте трапповых тел с туфами, т. е. на стыке пород разной податливости.

В минералогическом составе шпатоносных зон доминируют цеолиты (гейландит, десмин, сколецит, натролит, томсонит), в значительно меньшем количестве встречаются кальцит, анальцит, эпидот, хлориты и некоторые другие минералы.

Кристаллы исландского шпата выполняют пустоты тектонического происхождения в гидротермально измененных породах и часто отличаются большими размерами и высокими качествами. На Джекиндинском месторождении были обнаружены уникальные монокристаллы весом до 1500 кг, совершенно бесцветные и обладавшие высокой светопропускаемостью в ультрафиолетовой области спектра.

Гидротермальный процесс, приводивший к образованию подобных месторождений, протекал в несколько стадий. В первой из них происходила гидротермальная переработка траппов, сопровождавшаяся анальцитизацией плагиоклазов. По мере насыщения растворов кальцием эта стадия сменилась отложением кальциево-натровых цеолитов, а затем кристаллизацией в пустотах кальцита и исландского шпата.

В туфогенной толще встречаются также проявления исландского шпата других типов, не имеющие промышленного значения. Из них в первую очередь следует отметить одиночные существенно кальцитовые жилы или серии тонких цеолито-кальцитовых прожилков, пересекающих туфы и содержащих в раздувах небольшие полупрозрачные и прозрачные кристаллы кальцита.

Крупные скопления кальцита бывают связаны со скарнообразными гранатовыми породами и залегающими в них магнетитовыми телами (реки Средняя Кочема, Илимпя, Яду и др.). Однако наблюдающиеся здесь кристаллы сильно трещиноваты, сдвойникованы, имеют включения рудного минерала и не годятся для оптических целей.

2. Исландский шпат в лавовой толще

Вся северо-западная часть Сибирской платформы занята лавовой толщей, имеющей в горах Путорана максимальную мощность около 2 км. Толща сложена многочисленными горизонтальными базальтовыми покровами с подчиненным количеством туфопесчаников и туфов.

Каждый отдельный лавовый покров в общем случае состоит из базальта со столбчатой или призматической отдельностью и миндалекаменной шлаковидной корки — мандельштейна. Кроме того в толще имеются типичные шаровые (подушечные) лавы, в которых округлые глыбы базальта или мандельштейна разделены обломками стекловатой породы и скоплениями различных гидротермальных минералов.

Строение лавовой толщи в разрезе неоднородно, и многочисленные сравнительно тонкие лавовые покровы нижнего горизонта, чередующиеся с прослоями туфогенных пород и линзами шаровых лав, выше сменяются мощными однородными базальтовыми покровами со слабо развитой миндалекаменной коркой.

Исландский шпат в лавовой толще встречается в мандельштейнах и в шаровых лавах, распространенных в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски (Эвенкийский национальный округ).

1) *Месторождения в мандельштейнах.* Мандельштейны слагают верхние части базальтовых покровов и представляют собой миндалекаменные стекловатые породы, застывшие при непосредственном сопри-

косновении с атмосферой. Мощность зоны мандельштейна обычно колеблется от одного до нескольких метров и мало зависит от мощности всего покрова.

Многочисленные миндалины мандельштейнов целиком или частично выполнены халцедоном, кальцитом, хлоритами, палагонитом, монтмориллонитом, цеолитами. Кроме них иногда наблюдаются крупные свободные полости размером до 1—1,5 м в поперечнике.

Скопления исландского шпата тяготеют к трещиноватым сильно минерализованным участкам мандельштейна. Необходимо отметить, что ввиду большой пористости и наличия первичных пустот мандельштейны весьма благоприятны для обогащения циркулирующих в них гидротерм окисью кальция и свободной кристаллизации исландского шпата. В тектонических трещинах базальтов образуются только жилы плотного халцедона и тесно сросшегося крупнокристаллического кальцита, хотя иногда здесь также встречаются кристаллы оптического качества.

Самым обычным спутником исландского шпата в таких месторождениях является жильный яшмовидный халцедон красного, зеленого или голубого цвета, из других минералов распространены анальцим, гейландит и десмин. Исландский шпат находится в гнездах, обычно расположенных со стороны висячего бока пологопадающих халцедоновых жил (месторождение «Шпат»), либо связан с существенно кальцитовыми, халцедоно-кальцитовыми и цеолито-кальцитовыми жилами и прожилками. Кристаллы исландского шпата обычно сдвойникованы и в различной степени окрашены в желтый цвет.

Месторождения такого типа, по-видимому, возникли в результате деятельности гидротермальных растворов, поднимавшихся по зонам тектонической трещиноватости и разломам в лавовой толще. Интенсивное минералообразование происходило главным образом в мандельштейнах, представляющих для этого наиболее благоприятную среду в химическом и структурном отношении.

2) *Месторождения в шаровых лавах.* По большинству существующих представлений (6, 9) шаровые лавы образуются при излинии магмы в водную среду или на влажный субстрат. В таких условиях благодаря резкому охлаждению и внедрению большого количества водных паров лава разбивается на отдельные сфероидальные блоки, приобретающая характерную «подушечную» текстуру. Шаровые лавы изобилуют скоплениями гидротермальных минералов: цеолитов, кальцита, халцедона, хлоритов, анальцима, апофиллита, которые вместе с обломками измененного витробазальта занимают межшаровые пространства.

На Сибирской платформе шаровые лавы формировались в континентальных условиях, где отсутствовали глубокие водоемы, поэтому, в отличие от обычных пиллоу-лав, они, как правило, слагают только нижнюю часть некоторых базальтовых покровов. Затем, в противоположность спилитам, сибирские шаровые лавы характеризуются не альбитизацией, а цеолитизацией плагиоклаза, что, возможно, объясняется излинием в пресную воду, почти не содержащую натрия.

Полупрозрачный кальцит и исландский шпат встречаются между сфероидами и «подушками» витробазальта или мандельштейна в тесной ассоциации с цеолитами, главным образом морденитом, который часто бывает включен в их кристаллы. Вследствие этого, а также из-за наличия ряда других дефектов (окрашенность, жидкие включения, замутненность и т. п.) исландский шпат в целом имеет низкое качество.

Генезис месторождений рассматриваемого типа, вероятно, очень своеобразен. Можно предположить, что гидротермальная минерализация в шаровых лавах связана с циркуляцией внутривулкановых растворов, весьма обильных благодаря поглощению лавой большого количества

внешней воды из нацело выпаренных бассейнов. Этим, в частности, объясняется широкое площадное развитие кальцито-цеолитовой минерализации и ее независимость от тектонических нарушений.

Растворы такого происхождения могут мигрировать в нижележащие породы, при соответствующих условиях минерализуя их. На явление такого рода нами впервые было обращено внимание в 1952 г. во время изучения Гончакского месторождения, где минерализация шаровых лав и подстилающих их мандельштейнов оказалась взаимной. В этом случае кристаллы исландского шпата из жил и гнезд в мандельштейнах были слабоокрашенными или бесцветными и почти не содержали включений морденита.

Процессы минералообразования в шаровых лавах, по-видимому, протекали аналогично с процессами минералообразования в месторождениях других типов. Внутрикоровые водные растворы также заимствовали кальций и некоторые другие элементы, разлагая вулканическое стекло и плагиоклазы, и затем отлагали перечисленный выше комплекс минералов в многочисленных порах и пустотах породы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на Сибирской платформе встречено четыре типа промышленных месторождений исландского шпата, сравнительная характеристика которых дана в приведенной здесь таблице.

Сравнительная таблица основных типов месторождений исландского шпата Сибирской платформы

	Месторождения исландского шпата			
	в зонах дробления туфов	в секущих интрузиях траппов	в мандельштейнах	в шаровых лавах
Вмещающие породы	Агломеративные туфы	Долериты, габбро-долериты, тешениты	Мандельштейны, редко базальты	Шаровые лавы, мандельштейны, базальты
Минералогические ассоциации	Кальцит, сульфиды (пирит, марказит), анальцим	Цеолиты (натролит, гейландит, десмин, сколецит), кальцит, эпидот, анальцим	Халцедон, кварц, кальцит, цеолиты (гейландит, десмин), анальцим	Цеолиты (морденит, гейландит), кальцит, халцедон, хлориты, гидрослюда, анальцим
Тип скоплений исландского шпата	Гнездовой, гнездово-жильный	Гнездовой	Жильный, гнездово-жильный	Гнездовой, жильный
Дефекты кристаллов исландского шпата	„Пылевидная“ замутненность, двойники, окрашенность (легко обесцвечивается)	Грубая замутненность, двойники	Окрашенность (трудно обесцвечивается), твердые включения, двойники	Твердые включения, замутненность, окрашенность, двойники

Каждый из них имеет свои геолого-генетические особенности, причем наиболее своеобразны месторождения в шаровых лавах, в образовании которых важную роль играла внешняя вода, испаренная лавовым потоком.

Для поисков исландского шпата в туфогенной толще наибольший интерес представляют площади интенсивного проявления траппового вулканизма с широким развитием агломератовых туфов и секущих жилло- и штокообразных дифференцированных интрузий. Большое значение имеют тектонические факторы, в первую очередь зоны разломов, выведшие к поверхности трапповую магму и ее гидротермальные дериваты.

Месторождения в лавах следует искать исключительно в нижнем горизонте толщи, сложенной многочисленными эффективными покровами базальтов с хорошо развитой миндалекаменной частью и линзами шаровых лав, подстилающимися туфопесчаниками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорович М. Б. О типах месторождений исландского шпата. Сов. геол. № 10, 1946.
 2. Левский В. П. Исландский шпат (район Тунгуски). Сов. аркт. № 4, 1935.
 3. Нифонтов Р. В. Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1955.
 4. Соболев В. С. Геолого-петрографический очерк р. Илимпеи. Изв. Рос. геогр. о-ва № 6, 1935.
 5. Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст. т. 43, 1936.
 6. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. И.Л. 1950.
 7. Вруант. Iceland Spar in South Africa. S. Afr. Min. and Ind. Journ. v. XL, p. 11, № 1982, 1929.
 8. Каспар J. O. Islandskem vapenci. Praha, 1940.
 9. Lewis J. Origin of pillow lavas. Bull. Geol. Soc. Am., 25, 1914.
-

Е. М. ЛАЗЬКО

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ НА АЛДАНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ

В геологическом строении Верхнеалданского хрусталеносного района главная роль принадлежит архейским образованиям алданского комплекса, среди которых весьма широко распространены кварциты, различающиеся по составу, степени метаморфизма и другим признакам (6). В кварцитовых массивах, залегающих среди других пород алданского комплекса в виде мощных прослоев и линз, обнаружено большое количество хрусталеносных кварцевых жил, довольно разнообразных по форме и группирующихся в несколько структурно-морфологических типов (5). С этими хрусталеносными жилами связаны различные околожилные изменения.

Процессы гидротермального метаморфизма, обуславливающие появление зон околожилных изменений, довольно отчетливо проявляются в пределах минерализованных зон хрусталеносных месторождений даже в тех случаях, когда вмещающими породами являются такие неблагоприятные для активных химических преобразований породы, как почти мономинеральные массивные кварциты. При залегании месторождений в силлиманитовых, полевошпатовых и других разностях кварцитов гидротермальные изменения проявляются более четко. Гидротермальный метаморфизм резко проявляется также в прослоях и жилах гранито-гнейсов, пегматитов, амфиболитов, основных кристаллических сланцев и других пород, располагающихся среди кварцитов и пересекаемых хрусталеносными кварцевыми жилами.

Среди гидротермальных преобразований вмещающих пород наиболее широко распространены и интенсивно проявлены процессы серицитизации, каолинизации, а также перекристаллизации и растворения кварцитов. Подчиненным развитием пользуется хлоритизация, а также своеобразный процесс образования титановых минералов — в первую очередь анатаза, в меньшей мере рутила и крукита. Ничтожное значение имеют процессы эпидотизации и цонзитизации.

Гидротермальные преобразования обычно локализуются в узких зонах тектонически нарушенных пород, в которых располагаются и хрусталеносные жилы. Мощность таких гидротермально измененных участков, получивших название минерализованных зон, обычно невелика и измеряется несколькими метрами; лишь на отдельных крупных месторождениях ширина их достигает десятков метров. Ширина минерализованных зон, как правило, не зависит от мощности хрусталеносных кварцевых

жил, но нередко участки наиболее интенсивно измененных вмещающих пород примыкают к хрусталеносным полостям.

Один из наиболее характерных процессов гидротермального метаморфизма для алданских хрусталеносных месторождений — процесс серицитизации; вместе с ним ниже рассматриваются процессы мусковитизации и образования гидрослюд, так как разграничение этих процессов в большинстве случаев является весьма затруднительным.

Общие вопросы, касающиеся серицит-содержащих пород и серицитизации, недавно подробно освещены в печати (3), и поэтому здесь мы коснемся только конкретных проявлений этого процесса на алданских месторождениях.

Серицитизации подвержены все породы, однако в наиболее ярком виде она проявляется в кварцитах, особенно при наличии в них алюминий-содержащих силикатов.

Очень интересно развивается процесс серицитизации и отчасти мусковитизации силлиманитовых кварцитов, в которых нередко расположены хрусталеносные жилы. Изучение шлифов показало, что силлиманит может замещаться серицитом и мусковитом в различной степени. На ранних стадиях процесса мусковит и серицит обычно содержат в себе включения не целиком замещенных призматических кристаллов силлиманита. Нередко эти минералы, образуя псевдоморфозы по кристаллам силлиманита, имеют волокнистую форму. Такие псевдоморфозы слюд мусковитового состава по силлиманиту давно уже были описаны в качестве нового минерала — шилкинита (7), однако позже было доказано (8), что шилкинит не является новым минеральным видом. На Алдане шилкинит, если применять это название к чешуйчатым псевдоморфозам серицита и мусковита по силлиманиту, является весьма распространенным образованием в зонах гидротермальных изменений, особенно на месторождениях Холодном и Новолустьичном. На ряде месторождений серицит встречается в виде тонкочешуйчатого агрегата, покрывающего стенки трещин в пределах минерализованных зон, или заполняет такие трещины в виде тонких жилок. Как показали исследования под микроскопом, обычной формой нахождения серицита является его концентрация в виде тонких чешуек и их скоплений в промежутках между дернами кварцитов, а также в виде зерен, которые вырастают в кварц, частично его замещая. Эти наблюдения подтверждают давно высказанное мнение о том, что все минералы, включая кварц, могут быть замещены серицитом, если гидротермальные процессы протекали достаточно энергично, а растворы имели соответствующий состав (9, 10).

Кроме серицита, в пределах минерализованных зон на месторождениях Холодном, Курумкан, Барсучки и других широким развитием пользуется мусковит, отличающийся от серицита большей крупностью зерен, достигающих нескольких миллиметров в поперечнике, и зеленой окраской, нередко очень интенсивной. Наряду с ярким травяно-зеленым мусковитом, показатель преломления которого $N_m = 1,594—1,597$, отмечается мусковит бледно-зеленого цвета. Как показали исследования Е. И. Лавренко, показатель преломления бледно-зеленых разновидностей заметно снижается до $N_m = 1,570—1,573$. По-видимому, это изменение оптических свойств и окраски зависит от степени гидратации мусковита, постепенно преобразовывающегося в гидрослюду.

Уместно будет здесь же отметить, что гидрослюды входят в существенных количествах в состав глин, часто выполняющих хрусталеносные полости или отдельные участки минерализованных зон. Оптические и термические исследования глин показали, что нередко гидрослюды являются главным их компонентом. Гидрослюды глин представляют собой чешуйчатый агрегат с низкими показателями преломления— $N_m = 1,569$ и $N_g = 1,574$; как видно, по оптическим свойствам эти внутригнездовые гидро-

слюды близки к упоминавшимся выше разностям, образованным за счет гидратации мусковита.

Наряду с серицитизацией наиболее типичным процессом гидротермальных преобразований является каолинизация. Каолинизация развита повсеместно, прежде всего в тех участках минерализованных зон, где имеются силлиманитовые и фельдшпатизированные кварциты, а также пегматиты. В результате каолинизации полевые шпаты и силлиманит полностью или частично замещаются минералами каолиновой группы.

Особенно ярко проявляется интенсивная каолинизация силлиманитовых кварцитов на верхних горизонтах месторождения Холодного. Здесь каолин, замещая силлиманит, образует прекрасные псевдоморфозы, сохраняя длиннопризматическую форму силлиманита. Принадлежность замещающего минерала к каолину доказана оптическими и термическими исследованиями.

Нелишне будет подчеркнуть здесь, что в составе новообразований зоны гидротермально измененных пород ряда месторождений, в частности на месторождении Холодном, совместно находятся такие минералы, как мусковит, серицит и минералы каолиновой группы, формирующиеся, согласно имеющимся данным, в различных температурных условиях. Этот факт говорит о значительном температурном интервале гидротермального процесса, что находится в полном соответствии с данными по температурам гомогенизации включений в гидротермально измененных кварцитах, жильном кварце и горном хрустале.

Пегматиты и фельдшпатизированные кварциты в пределах минерализованных зон нередко полностью разложены с замещением полевых шпатов минералами каолиновой группы, причем нередко последние образуют псевдоморфозы по полевым шпатам. В горных выработках иногда удается проследить постепенный переход от слабо измененных пегматитов, через их участки, в которых полевые шпаты псевдоморфно замещены каолиновыми минералами, до участков развития бесструктурных глинистых масс различной окраски. Иногда пегматиты сохраняют первоначальную структуру, образуя так называемые «структурные» глины. Нередко процесс гидротермальных преобразований пегматитов проходит не до конца, и тогда среди глинистой массы наблюдаются изъеденные, наполовину замещенные кристаллы полевых шпатов, а также кварца. Все это ясно указывает на источник значительной части материала внутригнездового выполнения.

Термическими анализами и микроскопическими исследованиями было выявлено, что в составе внутригнездовых глин наиболее часто встречается каолин или каолин совместно с гидрослюдами. В иммерсионных препаратах каолин представляет собой агрегат мелкочешуйчатых зерен с показателями преломления $N_m = 1,560—1,563$ и $N_g = 1,564—1,567$.

Интересно отметить, что чистокаолиновый состав часто имеет глины, образованные не только за счет полевых шпатов, так называемые «структурные» глины, но и глины, образованные за счет силлиманита, что при широком развитии этого минерала в кварцитах ряда месторождений заставляет считать его одним из главных исходных продуктов для образования глин каолинового состава.

Кроме серицитизации и каолинизации, широко распространенными и весьма характерными процессами гидротермальных преобразований являются перекристаллизация и растворение кварцитов.

Массивные, почти мономинеральные кварциты в процессе гидротермальной переработки подвергаются перекристаллизации, которой нередко предшествует дробление. Эта вторичная перекристаллизация кварцитов происходит много позднее их регионального метаморфизма, который имел место еще в архее в связи с общим метоморфизмом пород Алданского комплекса (6). При перекристаллизации кварцитов в резуль-

тате воздействия на них гидротермальных растворов зерна их приобретают прямолинейные очертания, и гранобластовая структура постепенно сменяется шестоватой структурой жильного кварца, в который и переходят интенсивно перекристаллизованные кварциты. Такие перекристаллизованные кварциты обычно массивны и отличаются молочно-белым цветом.

Крайней степенью гидротермальных преобразований кварцитов при их перекристаллизации и одновременном растворении является формирование весьма характерного рыхлого агрегата слабосцементированных зерен и мельчайших кристалликов прекрасно ограниченного горного хрусталя, размеры которых иногда измеряются всего десятками долями миллиметра. Такая форма гидротермальных преобразований кварцитов особенно отчетливо проявилась на месторождении «Соседка».

Для гидротермально перекристаллизованных кварцитов весьма характерно наличие в зернах и кристаллах кварца иногда очень обильных включений, обычно двухфазовых, но также и многофазовых с углекислотой и хлоридами в виде минералов-узников (1).

Перерастворение кварцитов с образованием кавернозных разностей и крупных пустот внутри минерализованных зон является весьма обычным процессом и на некоторых месторождениях достигает очень внушительных масштабов.

Энергичное растворение кварцитов внутри минерализованных зон многих месторождений доказывается прежде всего наличием в пределах этих зон весьма крупных пустот, представляющих в настоящее время погребов и гнезд с горным хрусталем. Размеры, конфигурация и пространственное расположение таких полостей, как показало их детальное изучение, исключают допущение возможности их образования в результате только тектонических причин. Распределение и степень насыщения полостями отдельных участков минерализованных зон на примере ряда месторождений ясно показывают, что процессы растворения кварцитов нередко становятся более интенсивными с глубиной.

Довольно энергичное растворение кварцитов можно наблюдать и непосредственно, особенно в зальбандах жил, где кварциты нередко превращены в кварцевую «губку». Постепенные, совершенно незаметные переходы кварцитов в материал кварцевых жил как в зальбандах, так и в глыбах кварцитов внутри кварцевого материала жил также подтверждают явления растворения. Особенно наглядно это проявляется в сложных многокамерных погребов, где часто образуются эффективные двусторонние друзы.

Кроме описанных выше процессов гидротермальных преобразований, на некоторых месторождениях развивается хлоритизация. Интенсивное развитие хлоритизации характерно для месторождений, в пределах которых среди кварцитов отмечаются прослои и линзы основных кристаллических сланцев, амфиболитов и других пород с существенным содержанием темноцветных минералов; особенно большое количество хлорита отмечается в хрусталоносных полостях, залегающих в таких породах или вблизи них.

Как указывалось нами выше, в составе минерализованных зон алданских месторождений горного хрусталя часто встречаются титановые минералы—рутил, анатаз и брукит. Особенно широко распространены в гидротермально измененных породах рутил и анатаз. Коричнево-красные, иногда почти черные, длиннопризматические кристаллы рутила и бурокрасные или голубые дипирамидальные и таблитчатые кристаллы анатаза встречаются в гидротермально-измененных силлиманитовых кварцитах, амфиболитах, пегматитах, во внутригнездовых глинах и других породах. Количество этих минералов в кварцитах достигает 0,5—0,7% объема минерализованной массы, но особенно большие их количества содержат

ся в некоторых типах внутригнездовых глин—до 1% анатаза и до 4% рутила (в зеленых глинах месторождения Холодного).

Здесь интересно будет коснуться вопроса происхождения титановых минералов, которое может быть двояким—за счет непосредственного выпадения из растворов, несущих титан, или за счет обогащения их этим элементом при разложении темноцветных минералов вмещающих пород. Минералогический состав гранитоидов протерозоя, с которыми связаны генетически хрусталеносные жилы, и состав вмещающих пород оставляют эту дилемму нерешенной. В гранитоидах протерозоя среди второстепенных минералов наиболее обычным является сфен. Как показали химические анализы, содержание окиси титана в этих породах достигает 2,44% (4). Не исключена поэтому возможность обогащения титаном растворов, порожденных протерозойскими интрузиями, особенно в тех случаях, когда в пределах минерализованных зон нет пород, обогащенных темноцветными компонентами, или пород этих крайне мало, как это имеет место, например, на месторождении Холодном.

С другой стороны, исследования Е. И. Лавренко (1953 г.) показывают, что титан в значительных количествах содержится в темноцветных минералах вмещающих пород; особенно много его в биотите. Таким образом, титан мог попасть в растворы и при разложении темноцветных минералов. Как бы то ни было, но изучение минерализованных зон алданских месторождений показывает, что в широко распространенное мнение о весьма малой растворимости титана в природных условиях, обусловленное его малой растворимостью, необходимо внести некоторые коррективы; растворы, способные легко растворять кремнезем, по-видимому, также способны растворять и переносить окись титана.

В процессе гидротермальных преобразований кварцитов и других пород, находящихся в пределах минерализованных зон, из этих пород происходит значительный вынос не только кремнезема, но и других компонентов. Используя методику, предложенную А. Е. Карякиным (2) для вычисления баланса привноса и выноса отдельных компонентов породы при ее гидротермальных преобразованиях, П. П. Токмаков получил ряд интересных цифр, весьма показательных прежде всего с точки зрения выявления источника кремнезема кварцобразующих растворов.

Методика вычисления сводится к тому, что производится пересчет содержания весовых процентов окислов на единицу объема неизменных и гидротермально преобразованных пород с последующим расчетом привноса или выноса окислов (расчет ведется на 1 м³ породы).

Для примера мы приведем весьма показательный расчет баланса кремнезема при гидротермальных преобразованиях кварцитов месторождения Новопустынного.

В приведенной ниже таблице цифры первой колонки представляют собой результат химического анализа образца неизменных кварцитов, взятого за пределами минерализованной зоны, а второй—кварцитов измененных, находящихся вблизи кварцевой жилы. Как видно из этих цифр, общее содержание кремнезема в гидротермально измененных кварцитах даже больше, чем в кварцитах неизменных, и как будто бы мы имеем дело не с выносом, а с привносом кремнезема при гидротермальном преобразовании кварцитов. Однако картина существенно изменится, если произвести пересчеты, приняв во внимание объемный вес кварцитов, для неизменных кварцитов равный 2,61 и для гидротермально преобразованных — 2,49.

Пересчет содержания весовых процентов SiO₂ на единицу объема показывает, что в 1 м³ неизменного кварцита содержится 2610 кг кремнезема, тогда как в гидротермально измененном кварците всего 2490 кг, т. е. при гидротермальных преобразованиях кварцитов близ хрусталеносной

жилы из каждого кубометра их выносятся около 113 кг кремнезема. Соответствующие расчеты для месторождения Хрусталеносного показали, что вынос кремнезема составляет около 433 кг.

Значительный вынос кремнезема происходит и при гидротермальных преобразованиях других пород—пегматитов, амфиболитов и т. д. Данные отдельных анализов дали такие цифры выноса кремнезема: для пегматитов—около 638 кг, а для амфиболитов—около 297 кг.

Химические анализы неизмененных и измененных кварцитов месторождения Новопустынного

Окислы	I	II
SiO ₂	96,18	96,28
TiO ₂	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	2,00	1,79
Fe ₂ O ₃	0,16	0,28
FeO	—	—
MnO	сл.	—
MgO	0,32	0,19
CaO	0,18	0,24
K ₂ O	0,40	0,46
Na ₂ O	0,36	0,27
H ₂ O ±	0,30	0,54
С у м м а	99,97	100,12

В связи с тем, что среди минералов хрусталеносных зон существенное значение приобретают иногда титановые минералы, хлорит и гематит, интересно будет также привести соответствующие цифры, вычисленные П. П. Токмаковым, для TiO₂, MgO и суммы окислов железа. При гидротермальных преобразованиях кварцитов из них происходит вынос (из 1 м³ породы) около 0,8 кг TiO₂ и 3,6 кг MgO; из амфиболитов 11,8 кг TiO₂, 222 кг MgO, 273 кг Fe₂O₃+FeO; из пегматитов—4,8 кг TiO₂ и 38 кг F₂O₃+FeO.

В заключение необходимо вкратце остановиться на значении изучения гидротермально измененных пород для практики поисков хрусталеносных жил на Алдане.

Гидротермально измененные кварциты являются важным косвенным признаком при поисках жил. Довольно мощный плащ элювия и делювия нередко маскирует не только зоны дизъюнктивных нарушений, но и весьма затрудняет обнаружение обломков жильного кварца и кристаллов горного хрусталя. В таких условиях значительную помощь при поисках жил могут оказать находки глыб и скоплений обломков серицитизированных и мусковитизированных кварцитов. В большинстве своем эти породы обладают зеленоватым или зеленовато-серым цветом и ясно выраженной сланцевой текстурой. По сравнению с неизмененными кварцитами они мелкозернисты и нередко несколько жирноваты на ощупь. Ореолы развития этих пород обычно значительно превосходят площади кварцевой минерализации в зонах, и поэтому вероятность их обнаружения в обломках очень велика.

Зоны гидротермально измененных пород могут оказать известную помощь и в полевой оценке хрусталеносных проявлений. Особенно благоприятным в этом смысле является значительная интенсивность гидротермальных преобразований вмещающих пород, связанная с повышенной активностью минералообразующих растворов. Масштаб околожильных изменений в смысле площадного поражения ими кварцитов имеет второстепенное значение, так как нередко весьма интенсивные гидротермальные изменения локализуются в пределах узких зон рассланцевания. При определении интенсивности гидротермальных изменений главное внимание должно быть обращено на количество минеральных новообразований—прежде всего слюдястых минералов и минералов титана, а также на степень каолинизации полевых шпатов и силлиманита. Большое количество новообразованных минералов всегда характеризует интенсивность гидротермальных изменений, а такие изменения обычно предшествуют и сопутствуют обильному хрусталеобразованию.

Об интенсивности гидротермальных процессов свидетельствуют также ноздреватые, сильно выщелоченные кварциты.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что углубленное изучение гидротермального метаморфизма в связи с хрусталеносными кварцевыми жилами представляет собой верный путь к раскрытию многих важных особенностей генезиса этих жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьк. ун-та, 1950.
2. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXX, вып. 2, 1955.
3. Курек Н. Н. и Курек А. И. Серицит-содержащие породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
4. Лавренко Е. И., Лазько Е. М. О породах гранодиоритового ряда из верховьев р. Алдан. ДАН СССР, т. LXXXIX, № 6, 1953.
5. Лазько Е. М. Полевая оценка хрусталеносных жил Алдана. «Советская геология». Сб. № 17, 1946.
6. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львовск. ун-та, 1956.
7. Меркулова Г. В. Новый минерал — шилкинит. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. LXVIII, № 4, 1939.
8. Чирвинский П. Н. Шилкинит и мусковит. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. LXXVII, № 3, 1948.
9. Lindgren W. Metasomatic processes in fissure veins. Trans. Am. Inst. Min. Eng., v. XXX, 1901.
10. Rogebisla. Sericite — a low temperature hydrothermal mineral. Ec. geology, v. 11, № 2, 1916.

М. Х. ХАМИДОВ

О МЕСТЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ ВАНЧА И ЯЗГУЛЕМА (ПАМИР)

В ранее опубликованных статьях (6,7) в общих чертах затрагивалась история магматической деятельности мезокайнозойской складчатой области Памира и доказывалось, что раннеальпийские гранитоидные массивы Ванча и Язгулема формировались в четыре интрузивные фазы. В данной работе, представляющей непосредственное продолжение указанных статей, приводятся только общие выводы и некоторые другие соображения. При этом автор, обобщая собранный им в 1948—1956 гг. материал, пытается выяснить фазы, этапы и глубину формирования гранитоидных интрузивов Ванчского и Язгулемского хребтов с тем, чтобы можно было найти место разновозрастных постмагматических образований, в том числе хрусталеносных кварцевых жил, в этапах интрузивной деятельности.

В геологическом строении Ванч-Язгулемской хрусталеносной зоны Памира в основном участвуют нижнепалеозойские осадочно-метаморфические породы (мощность 4500—5000 м), расчлененные нами на четыре ритмотолщи и шесть свит (8). Для комплекса осадочно-метаморфических пород свойственны сравнительно простые складки крупного радиуса (Ванч-Язгулемский антиклинорий и осложняющие его складки второго и третьего порядков) и обилие разнообразных по характеру, амплитуде смещения и возрасту разрывных тектонических нарушений.

При интенсивном проявлении магматизма в раннеальпийское время, захватившем почти всю территорию Ванчского и Язгулемского хребтов, местами имело место внедрение особенно больших магматических масс, приведшее к образованию многих секущих плутонов и ряда согласных с вмещающими породами пластообразных интрузивов. В пределах Ванч-Язгулемского антиклинория известны следующие выходы гранитоидов: Ванчский, Гумасский, Верхне-Язгулемский, Северо-Мазардаринский, Южно-Мазардаринский, Шабукский, Нижне-Барнаваджский и Джамакский массивы, интрузивы юго-западной части Язгулемского хребта и ряд других мелких выходов. Изучение формы залегания перечисленных интрузивов, их вещественного состава, жильных и постмагматических образований, внутренней тектоники, характера контактового метаморфизма и некоторых других особенностей показывает, что они своим происхождением обязаны одному раннеальпийскому магматическому циклу.

Фазы и этапы формирования раннеальпийских гранитоидных интрузивов Ванча и Язгулема

Магматический период	Фазы	Э т а п ы		
		магматический	жильно-магматический	постмагматический
Раннеальпийский	Первая	Диориты и кварцевые диориты	Аплиты, пегматиты, лампрофиры	Скарнирование, образование кварцевых жил
	Вторая	Гранодиориты и крупнозернистые порфиroidные граниты	Гранодиорит-аплиты и гранит-аплиты, аплиты и аплит-пегматиты, пегматиты, лампрофиры	Скарнирование, скаполитизация, микроклинизация, гематизация, образование сульфидных и кварцевых жил
	Третья	Граниты мелко- и среднезернистые	Гранит-порфиры, аплиты, пегматиты	Скарнирование, образование кварцевых и кварц-карбонатных жил
	Четвертая	Граниты лейкократовые, плагиограниты и аляскиты	Аплиты, пегматиты, альбититы	Альбитизация, грейзенизация, турмалинизация, образование альбито-кварцевых, турмалинно-кварцевых, кварц-сульфидных, кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жил

Формации и фации раннеальпийского гранитоидного комплекса Ванча и Язгулема

Ком-плекс	Формации	Ф а ц и и		
		магматическая	жильно-магматическая	постмагматическая
Раннеальпийский	Диоритов и кварцевых диоритов	Габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, кварцевые сиенито-диориты, гранодиориты, гнейсы, мигматиты и др.	Гранато-плагиоклазовые аплиты, биотито-роговообманковые пегматиты, лампрофиры	Эпидото-амфиболовые, скарны с сульфидным обруденением, кварцевые жилы
	Гранодиоритов и крупнозернистых порфировидных гранитов	Кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты, адамеллиты, крупнозернистые порфировидные граниты	Биотитовые гнейсовидные гранодиорит-аплиты и гранит-аплиты, плагиоклазо-микроклиновые аплиты и аплит-пегматиты, плагиоклазо-микроклиновые пегматиты с кристаллами горного хрусталя, керсантиты и диорит-порфириты	Амфиболовые, пироксеновые, пироксено-плагиоклазовые, эпидото-тремолитовогранатовые, роговообманко-эпидото-тремолито-скаполитовые скарны, скаполитизированные породы, микроклинизированные породы, гематитовые жилы, сульфидные жилы, кварцевые жилы с редкими кристаллами горного хрусталя
	Мелко- и среднезернистых гранитов	Гранодиориты, мелко- и среднезернистые граниты	Биотитовые гранит-порфиры, микроклиновые аплиты, микроклиновые пегматиты	Эпидото-гранатовые скарны, кварцевые жилы (изредка хрусталеносные), кварц-карбонатные жилы (изредка хрусталеносные)
	Лейкократовых гранитов, плагиогранитов и аляскитов	Граниты лейкократовые, плагиограниты, аляскиты	Альбитовые аплиты и аплит-пегматиты, альбитовые пегматиты, альбититы	Альбитизированные, грейзенизированные и турмалинизированные породы, альбито-кварцевые жилы, турмалино-кварцевые жилы с горным хрусталем, кварц-пиритовые жилы с горным хрусталем, кварцевые хрусталеносные жилы, кварц-карбонатные хрусталеносные жилы, карбонатные жилы

На генетическую связь всех гранитоидных выходов Ванчского и Язгулемского хребтов указывает прежде всего положение их в пределах одной структуры — Ванч-Язгулемского антиклинория.

Эти интрузивы возникли в результате многократного внедрения магмы из одного и того же магматического очага (6, 7). В отдельных из указанных интрузивах развиты главным образом породы одной (Зайчский, Гумасский), двух (Верхне-Язгулемский), трех или четырех (Ванчский, Джамакский и другие) установленных нами интрузивных фаз.

Характерно, что гранитоиды всех четырех магматических этапов раннеальпийского комплекса сопровождалась своими жильными дериватами и постмагматическими производными. В связи с этим в истории формирования отмеченных выше гранитоидных интрузивов удалось наметить фазы и этапы (табл. 1), которым соответствуют неравномерно распределенные во времени и пространстве раннеальпийские формации и фации (табл. 2). Эти последние в свою очередь прорываются позднеальпийскими магматическими формациями (табл. 3).

Таблица 3

Формации и фации альпийского интрузивного комплекса Ванчского хребта

Комплекс	Формации	Ф а ц и и	
		магматическая и жильномагматическая	постмагматическая
Позднеальпийский	Кварцевых порфиров и гранит-порфиров	Гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, фельзиты, фельзит-порфиры, гранофиры	Турмалино-кварцевые, кварц-сульфидные, кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатно-сульфидные (медь, цинк, свинец, серебро) и другие жилы
	Сиенитов	Роговообманковые сиениты, биотитовые сиениты, кварцевые сиениты	Барито-флюоритовые жилы. Карбонатно-флюоритовые жилы с медным колчеданом и железным блеском

Основными выводами, вытекающими из проделанной работы, являются следующие:

1. В Ванчском и Язгулемском хребтах устанавливается тесная связь между складкообразованием и дизъюнктивными нарушениями, с одной стороны, и магматизмом и постмагматическими процессами, с другой. Все эти процессы представляются нам звеньями единой цепи, связь между которыми является не преемственной, а непосредственной. Интрузии стремились занять при своем внедрении верхние части антиклинальных структур второго порядка, т. е. располагаться в их ядрах. Постмагматические образования, генетически связанные с ними, концентрируются, как правило, в верхних выступах антиклиналей третьего порядка и в кровле интрузивов (6).

2. Многофазные Ванчский и другие гранитоидные интрузивы, расположенные в ядрах антиклиналей второго порядка, образовались в раннеальпийский цикл магматизма вслед (или одновременно) за интенсивными тектоническими движениями, сформировавшими основные черты складчатых и разрывных структур комплекса нижнепалеозойских осадочно-метаморфических пород.

3. Формирование интрузий обусловлено как эндогенными силами магмы, так и характером тектонических движений, которые были различны в рассмотренных четырех фазах магматизма; максимальными эндогенными силами обладали интрузии первой и второй фаз, во времени совпадающие с наиболее беспокойным моментом тектонической жизни

региона. Последние две фазы интрузий в этом отношении были значительно менее активными. Подчеркивая последовательность внедрения интрузивов каждой фазы, мы полагаем, что разделявшие их промежутки времени были различными. Устанавливается, что начальные фазы были отделены друг от друга значительными перерывами, тогда как последние фазы во времени и пространстве стоят близко друг к другу. Все эти гранитоиды произошли из одного очага, причем интрузивная деятельность в течение всего магматического периода не прерывалась эффузивной.

4. Механизм формирования магматических камер был сложным. В течение всего периода магматизма становление их происходило в основном благодаря внутреннему давлению активной магмы и ее ассимиляционной способности. В отдельных участках внедрение магмы сопровождалось обрушением кровли и стенок, а также краевой ассимиляцией. Наличие этих явлений во всех магматических камерах свидетельствует о том, что их расширение происходило не одним каким-нибудь из этих способов, а все они, но в разной мере, принимали в этом участие. Первая и вторая фазы интрузий проявились после образования зон разрывов и трещиноватости во вмещающих породах, создавших ослабленные зоны, что послужило причиной перемещения магматических масс и зональности в распределении пород различных фаз. В дальнейшем указанные зоны были использованы как для подъема магмы в вышележащие горизонты земной коры, так и для формирования магматической камеры.

5. В каждой отдельной фазе магматизма отчетливо различаются три этапа: магматический, жильно-магматический и постмагматический (см. табл. 1). Мы не располагаем конкретными данными о продолжительности того или иного этапа формирования интрузива, но можем предполагать, что эти этапы были отделены друг от друга, по крайней мере для данного эрозионного среза, значительным промежутком времени и что в четырех фазах интрузии этапы жильно-магматические и постмагматические наступили не сразу и не одновременно, а также неодинаковой была и их продолжительность. Основанием для первого предположения служит то, что почти все магматические и постмагматические жилы заполняют трещины, которые относятся к числу наиболее ранних. Основанием для второго предположения служит наличие сложных по внутреннему строению жил, формировавшихся в несколько стадий и связанных с определенными магматическими проявлениями, в то время как с другими связаны простые жилы.

Изучение петрографического состава, структуры и других особенностей гранитоидов показывает, что между внедрением магмы в первую и последнюю фазы интрузивной деятельности существуют большие различия. Наряду с изменением геолого-тектонической обстановки от одной интрузивной фазы к другой постоянно менялся как первичный состав магмы, так и состав постмагматических растворов.

Магматические и постмагматические процессы представляются непрерывно-прерывистыми, что наиболее выпукло проявляется в постмагматическом этапе и в особенности в конечных его стадиях. Это, по-видимому, объясняется тем, что растворы более остро реагируют на колебания температуры и давления. Естественно предполагать также, что и физико-химические условия образования интрузивов и их жильно-магматических продуктов были различными (5).

6. Гранитоиды всех четырех магматических этапов раннеальпийского комплекса сопровождалась четырьмя жильно-магматическими этапами. Образование жильных пород происходило в сложной тектонической обстановке с многократным раскрытием трещин и перемещениями вдоль них. Вслед за раскристаллизацией гранитоидов того или иного магматического этапа каждый раз последовательно возникали трещины, которые позднее выполнялись жильными породами разного состава (гранодиорит-

аплиты, аплиты, пегматиты, лампрофиры и т. д.) и разного возраста. Нередко образование аплитов и пегматитов идет параллельно с формированием гранитоидов и продолжается длительный период времени. В течение процесса формирования жильных пород от этапа к этапу меняются количество и состав магматического расплава, участвующего в жиллообразовании. Жилы отдельных этапов тесно ассоциируют друг с другом и составляют единый генетический комплекс. Высказанное представление о месте жильных пород в процессе становления массивов гранитоидов раннеальпийского комплекса и прерывистости в самом их формировании пока является схематичным, однако имеющиеся факты говорят об относительной разновозрастности жильных тел, а следовательно, и о многоактности внедрения аплитов, пегматитов и других. Дайки и жилы магматических пород имеются во всех интрузивах, но наибольшего развития они достигают там, где контакты пологие. Широкое распространение их наблюдается и в верхних частях интрузивов.

7. Присутствие тех или иных разновидностей жильных образований в одних частях массивов и их отсутствие в других частях противоречит взглядам некоторых исследователей, допускающих поступление магмы и жильных дериватов из особых сверхглубинных магматических очагов. Основными факторами, способствующими образованию жильных тел, мы считаем литологический состав вмещающих пород и тектоническую обстановку, замедляющую или ускоряющую процессы ассимиляции, дифференциации и кристаллизации. Эти явления очень часто носят местный характер, и поэтому жильные породы, образовавшиеся даже в один этап, многообразны. Все вышесказанное имеет прямое отношение и к постмагматическому этапу. Понятие о сверхглубоких источниках гидротермальных растворов не может объяснить локальную приуроченность оруденения к отдельным интрузивам и их жильным дериватам, о чем справедливо писал Х. М. Абдуллаев (1).

8. Все четыре жильно-магматических этапа сопровождались постмагматической деятельностью, интенсивность проявления которой была различна для разных этапов.

В частности, с магматическим и жильно-магматическим этапами первой фазы связана относительно слабая минерализация. В противоположность первой заключительные третья и четвертая интрузивные фазы, становление которых происходило при сравнительно спокойной тектонической обстановке, несут с собой более разнообразную постмагматическую минерализацию.

Среди последней, наряду с различными по вещественному составу и морфологии тел скарнами, встречаются зоны скаполитизации, микроклинизации, альбитизации, грейзенизации, турмалинизации, сульфидизации, кварцевые и карбонатные тела, представленные несколькими типами. Весьма отчетливо устанавливается связь скарнов со второй фазой интрузии. Остальные же постмагматические образования, в том числе кварцевые и кварц-карбонатные тела, связываются с гидротермальной деятельностью третьей и четвертой фаз интрузии. В постмагматических этапах процесс образования кварцевых жил идет то непрерывно, то прерывисто, поскольку происходит чередование моментов заполнения трещин и моментов их дробления.

В этом ритмичном процессе развития серии кварцевых жил скрыта еще другая сторона вопроса—изменение состава минералообразующих растворов во времени, что доказано исследованиями Н. П. Ермакова (2) и А. И. Захарченко (3). Итак, разновозрастным фазам интрузий соответствует разновозрастная по вещественному составу постмагматическая минерализация.

Горный хрусталь в Ванч-Изгулемской хрусталеносной зоне встречается в пегматитах и кварцевых жилах, связанных с гранитоидами второй фазы. Хрусталеносными являются также кварцевые и кварц-карбонатные жилы, последовавшие за жильными гранитоидами третьей фазы. Однако в данном регионе промышленная хрусталеносность связана с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, сопровождавшими лейкократовые граниты и плагιοграниты четвертой фазы.

9. Первоначальная глубина формирования интрузивных массивов, судя по мощности отложений среднего палеозоя в районе и мезозоя в среднем течении р. Ванч, составляла 1,0—1,5 км от дневной поверхности. Крайне слабое развитие пегматитового и пневматолитового процессов указывает на относительно быстрое рассеяние летучих компонентов, связанное со слабым давлением, существовавшим в гипабиссальных условиях.

10. Анализ механизма образования Ванчского гранитоидного интрузива позволяет определить его место в генетической систематике интрузивных тел А. А. Полканова (4). Интрузия диоритов и кварцевых диоритов является недифференцированным первично-прокристаллическим образованием. Массивы гранодиоритов и гранитов (вторая и третья фазы) относятся к первично-паракристаллическим, эндосинкинетическим и первично-прокристаллическим телам. К этим же группам относятся тела гранитов и плагιοгранитов третьей и четвертой фаз интрузии. Необходимо отметить, что термины «первично-прокристаллические» и «первично-паракристаллические массивы» являются не совсем точными. Трудно представить, что движение происходило независимо от кристаллизации.

11. В будущем следует уделить главное внимание изучению морфологии и взаимоотношения различных интрузивных тел, что даст материалы для более четкого разграничения отдельных фаз магматической деятельности. До сих пор проводились лишь небольшие петрографические исследования разобренных друг от друга участков, что подчас приводило к различной трактовке возраста и генезиса одной и той же породы. Выявленные закономерности формирования Ванчского и некоторых других интрузивов помогут расчленению различных в геолого-петрографическом отношении гранитоидных интрузивов Западного Памира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
2. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, 1950.
3. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М., Госгеолтехиздат, 1955.
4. Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Сб. Юбилейной сессии ЛГУ. Т. II, 1945, и Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
5. Смирнов С. С. Рецензия на книгу П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений». Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
6. Хамидов М. Х. О некоторых закономерностях распределения кварцевых жил в районе одного из интрузивов Северо-Западного Памира. ДАН Узб. ССР № 5, 1954.
7. Хамидов М. Х. К истории магматизма и постмагматических процессов мезо-кайнозойских складчатых областей Памира и некоторых других районов юга Средней Азии. ДАН Тадж. ССР № 16, 1956.
8. Хамидов М. Х. Генезис нижнепалеозойских отложений Ванчского хребта (Памир). Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 13, 1956.

В. Е. ДИБРОВ

СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИИ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ПЛУТОНА

Проблема стадийности формирования гранитных интрузий наряду с большим теоретическим интересом представляет известное практическое значение, так как решение ее позволяет в ряде случаев правильно истолковать этапы и место минералообразования во времени. В статье рассматривается случай стадийного формирования интрузий на примере одного полифазного плутона, где удастся четко установить несколько циклов внедрений и связанных с ними стадий гидротермальной минерализации.

Плутон выходит в бассейн р. Наяхан (северо-западное побережье Охотского моря) и характерен сравнительно большими размерами — занимает площадь около 1200 км². В рельефе он представлен группой массивных гольцов при относительном превышении их над дном разрезающих плутон рек и ключей до 100 м. Такая сильная расчлененность в значительной мере способствовала установлению особенностей строения интрузива.

Вмещающие плутон породы представлены сильно дислоцированными осадочными толщами триаса и осадочно-вулканогенными меловыми образованиями. Глинистые сланцы карнийского яруса содержат отпечатки *Halobia austriaca* Mojs, *Halobia* sp., песчано-глинистые сланцы норийского яруса — *Pseudomonotis* ex. gr. *ochotica* Keys. и *Pseudomonotis ochotica* var. *sparsicostata* Tell.

Осадочно-вулканогенные образования мела подразделяются на две свиты — нижнюю и верхнюю.

Нижнемеловая свита представлена порфиритами и их различными туфами, содержащими прослой углистых сланцев, туфов дацитов и кварцевых порфиров. Нижнемеловой возраст этих пород определяется их полным литологическим сходством с туфами порфиритов соседнего района, где они содержат отпечатки *Czekanowskia rigida* Heer., *Pityophyllum angustifolium* и др.

Верхнемеловая свита состоит из кварцевых порфиров, дацитов с прослоями туфоконгломератов и пепловых туфов. В соседних районах

эти образования характеризуются наличием отпечатков многочисленных *Cephalotaxopsis*.

Тектоника района связана с проявлением орогенитических фаз киммерийской и альпийской складчатости, в результате которых сформировался крупный антиклинорий северо-северо-западного простирания, осложненный более мелкими складками второго порядка; в ядре его находится описываемый pluton, вытянутый вдоль крупного разлома, пересекающего эту тектоническую структуру в указанном направлении.

Главный разлом сопровождается серией более мелких дизъюнктивных нарушений типа сбросов различной протяженности с амплитудой от 20—30 до 200—300 м того же северо-северо-западного простирания. Такие нарушения частично затрагивают и периферические части plutона.

Pluton представлен гранодиоритами и кварцевыми диоритами первого этапа, рвушинами образования нижнего мела и трансгрессивно перекрывающимися породами верхнего мела, и интрузиями второго этапа, рвушинами верхнемеловую толщу. Среди последних выделяются биотитовые граниты, пегматитовые порфиroidные граниты и гранит-порфиры, а также аплиты и аплитовидные граниты. Четкой закономерности в распределении отдельных инъекций в теле plutона установить не удастся, однако подмечено, что самые древние из них выходят преимущественно на периферии plutона, а самые молодые тяготеют к его центральной части.



С востока pluton контактирует с осадочными породами верхнего триаса и на сравнительно широкой зоне (до 1—1,2 км) превращает их в кордиеритовые, гранатовые и биотитовые роговики, которые по мере удаления от контакта переходят в слюдястые роговики и пятнистые сланцы.

Вдоль южного контакта plutона, сложенного здесь гранодиоритами постальбского возраста, развиты осадочно-вулканогенные породы верхнего мела, не несущие следов контактового метаморфизма и, более того,

содержащие в своем составе их гальку. По северо-западному же контуру плутона, где в строении его участвуют и биотитовые граниты второго этапа, верхнемеловые породы оказываются измененными на ширину до 0,2—0,25 км.

Контактовые изменения выражены главным образом в преобразовании темноцветных минералов и появлении мелкочешуйчатого зеленого биотита. С приближением к контакту происходит также и ороговикование пород, идущее параллельно с окварцеванием; часто появляется серицит. У самого контакта в двух случаях первоначальная структура полностью элиминирована, и порода превращена в типичный тонкозернистый биотитово-кварцевый роговик с мелкими реликтами полевого шпата.

Наиболее ранние образования плутона — гранодиориты — и их фациальные разности — кварцевые диориты — слагают несколько неравных по площади участков. Наибольший из них, расположенный в южной части плутона, охватывает около 120 км², другие, значительно меньшей площади, выходят вдоль его восточной и северо-западной окраин. Контакты этих интрузий с вмещающими породами характеризуются сравнительно пологими углами, изменяющимися от 25 до 60°. В отличие от них более поздние интрузии имеют преимущественно крутые контакты, достигающие 60—70°.

Комплекс гранодиоритов и кварцевых диоритов прорывается интрузиями более поздних биотитовых гранитов. Лишь на одном участке (в юго-западной части плутона) гранодиориты непосредственно контактируют с пегматитовыми порфиroidными гранитами и гранит-порфирами.

Трудно что-либо сказать о форме и размерах интрузива, сложенного гранодиоритами и кварцевыми диоритами, но несомненно, что первоначально он имел большие размеры, оказавшись, однако, в результате последующего внедрения интрузии биотитовых гранитов в значительной мере синтезированным и ассимилированным. Наличие в более молодых биотитовых гранитах большого количества крупных и мелких ксенолитов гранодиоритов явилось результатом неполного завершения этих процессов.

Сопоставление результатов точных замеров минералов и количественно-минералогических подсчетов в шлифах гранодиоритов и кварцевых диоритов указывает на то, что этот интрузив обладал очень однородным строением.

Следующими по возрасту после гранодиоритов и кварцитов диоритов являются биотитовые граниты, которым ныне принадлежит главная роль в строении плутона. В количественном отношении они занимают около 60% всей его площади.

Биотитовые граниты представляют собой переходные от мелкозернистых к неравномерно-зернистым породы светло-розового цвета, в которых кали-натриевый полевой шпат и кварц резко преобладают над плагиоклазом, с неравномерным распределением в кварц-полевошпатовом агрегате черных листочков биотита. К периферии плутона биотитовые граниты иногда становятся порфиroidными.

В противоположность породам первого этапа они совершенно не несут каких-либо изменений; вторичные процессы, обязанные автоморфизму, затронули их в очень слабой степени. Кали-натриевые полевые шпаты свежи и прозрачны, с проявлением своеобразных ленточных пертитов; они представлены нерешетчатым микроклином и микроклин-анортотоклазом, реже микроклин-пертитом, в отличие от вышеупомянутых гранодиоритов, где полевые шпаты чаще всего представлены ортоклазом с подчиненным значением анортотоклазов.

Темноцветные минералы — биотит и спорадические зерна изумрудно-

зеленой роговой обманки—чисты и лишь частично затронуты вторичными процессами, в то время как в гранодиоритах они почти полностью разрушены и замещены вторичными минералами.

Биотитовые граниты прорывают гранодиориты чаще всего по очень неровному контакту, содержат большое количество ксенолитов гранодиоритов, в которых нередко отчетливо различима оторочка в 3—4 см из гибридных пород мелкозернистого строения. Диоритовый состав этих пород следует связывать с проявлением процессов базификации, получивших развитие при их переработке биотитовыми гранитами. Реже в оторочках ксенолитов наблюдается микропегматит, также возникший в результате проявившихся здесь различных стадий процесса ассимиляции. Наряду с явлениями переработки ксенолиты несут следы контактового метаморфизма. При более интенсивном процессе происходит замещение роговой обманки, первичного бурового биотита и обычно разложенного хлорита свежим мелкочешуйчатым зеленовато-бурым биотитом. Иногда по первичной зеленой и бурой роговой обманке развивается светлая (актинолитового ряда).

В юго-западной части плутона, где биотитовые граниты контактируют с гранодиоритами, наблюдаются небольшие штоки пегматитовых гранит-порфиров. Со штоками, нередко переходящими в дайки таких же пегматитовых гранит-порфиров и порфиroidных пегматитовых гранитов, биотитовые граниты контактируют и в центральной и восточной части массива. На северо-востоке биотитовые граниты прорываются штоками и дайками аплитовидных гранитов и аплитов, внедрение которых уже связано с самой последней, завершающей формирование плутона фазой магматизма.

Таким образом, следующими по возрасту после биотитовых гранитов породами второго этапа формирования плутона являются пегматитовые граниты и гранит-порфиры. Они характеризуются более крупнозернистым, чем биотитовые граниты, сложением, светло-розовой окраской (до белой). Среди них преобладают порфировые разности; в некоторых образцах отчетливо заметны письменные структуры.

В восточной части плутона крупный шток пегматитовых порфиroidных гранитов и гранит-порфиров, рвущий биотитовые граниты, расположен по соседству с крупным ксенолитом гранодиорита, который пересекается отходящим от штока прожилком пегматитовых гранит-порфиров. Это отчетливо указывает на более молодой возраст гранит-порфиров как в отношении биотитовых гранитов, так и, тем более, гранодиоритов, находящихся в ксенолитах.

В то время как от биотитовых гранитов пегматитовые порфиroidные граниты и гранит-порфиры всегда отделяются четкой границей, разделить их между собой не представляется возможным. По-видимому, они являются фацциальными разновидностями одной интрузивной фазы.

Наконец, самыми молодыми являются аплитовидные граниты и аплиты, играющие в составе плутона несколько подчиненную роль по сравнению с пегматитовыми порфиroidными гранитами и гранит-порфирами.

Аплитовидные граниты и аплиты занимают несколько небольших участков в центральной части плутона, образуя мелкие неправильные штоки. Чрезвычайно характерной формой нахождения этих пород являются также дайки. Местами удается установить, что аплитовидные граниты и аплиты прорывают как биотитовые, так и пегматитовые порфиroidные граниты, залегая среди последних в виде небольших штоков, переходящих в систему ветвящихся тонких даек.

Каждый из рассмотренных этапов магматической деятельности, в период которых происходило формирование плутона, характеризуется

своими специфическими особенностями. В первый (постальбский) этап произошло внедрение магмы, давшей интрузив гранодиоритового состава, второй (ларамийский) этап характеризуется общим составом магмы, отвечающим нормальным биотитовым гранитам.

Главной фазой, определившей современный состав плутона, явилась та, в которую произошло внедрение биотитовых гранитов. Наряду с повышенным содержанием кремнекислоты и окиси калия эти граниты характеризуются несколько пониженным содержанием окиси натрия. Помимо данных химических анализов на это указывает и состав калий-натриевых полевых шпатов, среди которых преобладает нерешетчатый микроклин.

Повышение роли калия в более молодых биотитовых гранитах вполне увязывается с общей закономерностью развития магматической деятельности района в меловой период, характеризующейся последовательным внедрением расплавов, состав которых изменялся соответственно от более основного к более кислому с одновременным повышением содержания калия.

Другой особенностью биотитовых гранитов является то, что они отличаются неравномерной раскристаллизованностью с развитием структуры, переходной от среднезернистой к неравномерной и мелкозернистой, что при крупных размерах интрузии трудно объяснить гипабиссальными условиями застывания.

Эти особенности биотитовых гранитов при наличии в них большого количества ксенолитов гранодиоритов, указывают на существенную роль в их формировании процессов ассимиляции, которая протекала путем поглощения не только отторженцев пород наиболее ранней гранодиоритовой интрузии, но и частичным замещением этой интрузии.

Повышенная кислотность интрузии биотитовых гранитов сопровождалась значительным количеством летучих компонентов. При внедрении ее в гранодиориты и меловые осадочно-вулканогенные породы процесс переплавления этих пород значительно ускорялся благодаря обменным реакциям, возникшим в результате притока к контакту летучих компонентов.

Если исходить здесь из соображения о том, что каждая порода имеет, по существу, не постоянную точку плавления, а интервал плавления, то нижний предел его будет, естественно, ниже температуры плавления породы. Можно допустить, что вначале расплавились низкотемпературные минералы, нарушая тем самым структурную целостность породы, затем происходило частичное расплавление породы.

Остаточные, более тяжелые по своему удельному весу обломки пород опускались в нижние части магматической камеры, что благоприятствовало разведанию и поглощению их магмой. Распространение вверх магматической полости в гранодиоритах и меловых эффузиях происходило значительно быстрее, чем в сланцах верхнемезозойского комплекса, так как в гранодиоритах процесс избирательного плавления был облегчен значительным содержанием низкотемпературных минералов.

Процессу гомогенизации способствовали явления диффузии и перенос летучих соединений.

Таким образом, общий процесс ассимиляции частично регулировался дифференциацией, что, несомненно, имело существенное значение, и именно поэтому интрузия биотитовых гранитов в главной своей массе сохранила свой кислый состав, несмотря на неравномерность раскристаллизации.

Последующие стадии становления плутона, в более раннюю из которых произошло внедрение порфиroidных пегматитовых гранитов и пегматитовых гранит-порфиоров, а в следующую, самую последнюю, аплито-

видных гранитов и аплитов, представляют собой завершающие этапы кристаллизации магмы и в отличие от предшествующей фазы носят уже отчетливо-гипабиссальный внутрикамерный характер.

В частности, на гипабиссальные условия застывания магмы, давшей порфировидные пегматитовые граниты и гранит-порфиры, указывают прежде всего мелкие размеры интрузивных тел, а также резко идиоморфный характер порфировых вкрапленников, связанный с их наиболее ранним выделением. Среди них наряду с идиоморфными кристаллами кали-натриевого полевого шпата присутствуют кристаллы более основного, чем в главной массе, плагиоклаза и реже встречаются резорбированные зерна кварца. Все это указывает на то, что все вкрапленники являются интрателлурическими. Это подтверждается и тем, что вблизи контактов ни разу не удалось отметить исчезновение фенокристаллов.

Наконец, в заключительную стадию формирования произошло выделение остаточных расплавов, давших дайки и небольшие штоки аплитовидных гранитов и аплитов.

Возраст интрузий, входящих в состав плутона, варьирует в довольно широких пределах — от верхов нижнего мела до границы верхнего мела и палеогена, что указывает на двукратное проникновение магмы по одним и тем же путям на протяжении значительного отрезка тектоно-магматического цикла. Это следует объяснить большой глубиной заложения и длительной деятельностью того разлома, к которому приурочен плутон.

Выявленная стадийность формирования Наяханского плутона позволяет правильно подойти к расшифрованию связанной с ним гидротермальной деятельности.

Так, с постальбской гранодиоритовой интрузией (первый интрузивный этап) совершенно отчетливо устанавливается связь кварцевых жил, несущих золото и сульфиды, среди которых наибольший интерес представляет молибденит.

Кварцевые жилы, связанные со вторым (ларамийским) интрузивным этапом, оказались безрудными. Однако в связи с развитием в этих жилах позднейшего альпинотипного замещения в них отмечается проявление хрусталеносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбеков Ш. А. и Абдулаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1947.
2. Заварицкий А. И. Об одной важной петрографической закономерности. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. IX, 1935.
3. Шевченко Е. В. Структурные особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изв. ЛГУ, 1951.

ПОИСКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. М. ХОТЕНОК

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО КВАРЦА

В статье описаны основные геологические факторы, контролирующие локализацию и пространственное размещение месторождений пьезооптического кварца. Знание их облегчает выбор наиболее перспективных хрусталеносных площадей и эффективное проведение геологопоисковых работ.

Опыт изучения основных хрусталеносных провинций Советского Союза и условий образования в них месторождений пьезооптического кварца позволяет наметить региональные геологические предпосылки и характерные местные признаки проявления хрусталеносности.

Под региональными геологическими предпосылками поисков следует понимать совокупность факторов, обуславливающих пространственное размещение месторождений и указывающих на возможность их нахождения.

В отличие от региональных предпосылок поисков местные признаки представляют собою непосредственные проявления хрусталеносности и сопутствующих ей факторов, которые прямо или косвенно указывают на имеющееся в данном районе месторождение пьезооптического кварца¹.

Как справедливо отмечают Н. П. Ермаков (1) и Е. М. Лазько (6), в течение всего периода поисков месторождений особое внимание должно уделяться кристаллам кварца в элювии, делювии и аллювии. Надежным методом поисков было и остается отыскание месторождений по ореолам их рассеяния. Однако широкое применение этого метода в начальный период освоения хрусталеносного района сравнительно быстро исчерпывает поверхностные находки кристаллов. Поэтому все большее значение приобретает знание факторов, которые основаны на изучении геологических закономерностей формирования и пространственного размещения месторождений и контролируют их локализацию.

К числу региональных геологических предпосылок относятся литологические, структурные и магматические. При этом значение указанных предпосылок для различных хрусталеносных провинций не всегда одинаково.

¹ В настоящем сборнике этому вопросу посвящена статья М. М. Хотенок «Признаки хрусталеносности кварцевых жил и пегматитовых тел».

I. ФАКТОРЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ

В общем комплексе геологических предпосылок, обуславливающих размещение месторождений пьезооптического кварца, существенная роль принадлежит литологическому фактору, учитывая влияние химических и физических свойств вмещающих пород на процессы образования хрусталеносных жил.

Последние встречаются в кварцитах, кварц-полевошпатовых песчаниках, кварцитовидных, кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых и других сланцах и реже в мраморизованных и доломитизированных известняках, в эффузивных, а также в изверженных породах кислого состава. Однако степень концентрации месторождений в различных породах неодинакова.

Избирательную приуроченность месторождений к определенным породам можно проиллюстрировать на примере Памирской хрусталеносной провинции (по И. К. Морозенко).

Свиты	Породы	Количество месторождений
P _{z1} ^a	Кварциты, песчаники, кварц-биотитовые сланцы	Около 80% всех месторождений Ванча, Язгулема и Барганга
P _{z1} ^b	Мраморы с прослоями сланцев	Около 9%
S ₁	Черные филлитовидные сланцы	Отсутствуют
S ₂	Известняки, мергели, сланцы с прослоями песчаников	"
S ₂ +D ₁	Известняки с прослоями сланцев и песчаников	"
P T	Вулканогенная толща порфиритов	3%
T ₃ -J ₁	Сланцы с маломощными горизонтами песчаников	2%; хрусталеносные жилы только в горизонтах песчаников
T ₃ -J ₁	Известняки с редкими горизонтами песчаников	То же
J	Известняки и мергели	Отсутствуют
	Интрузивные гранитоидные породы	4%
	Интрузивные основные породы—габбро-диориты и диориты	Отсутствуют

Как видно из приведенных данных, около 80% всех обнаруженных месторождений залегают в породах существенно-кварцевого состава—в песчаниках и кварцитах.

К мраморам приурочено около 9% месторождений, которые обычно расположены вблизи разломов, в непосредственных контактах мраморов с подстилающими их кварцитами, причем эти жилы часто переходят из кварцитов в мраморы. Небольшое число месторождений, обнаруженных в юрских песчаниках, объясняется тем, что в мезозойских отложениях песчаники мало распространены и залегают в виде маломощных прослоев среди сланцев и известняков.

В Алданской хрусталеносной провинции все месторождения располагаются исключительно в кварцитах пенгрской серии архейского возраста (1, 5, 7).

Месторождения Центрального Казахстана Актас-I и Актас-II

находятся в гранодиоритах, а Карабайтам и Котр—в конгломератах и песчаниках палеозоя, а также в различных эффузивных породах.

Абсолютное большинство месторождений Приполярного Урала сосредоточено в гранитоидах, кварцитах, кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцах. Наиболее крупное месторождение на Южном Урале находится в гранитоидах.

Большинство зарубежных промышленных месторождений кварца также приурочено к существенно-кварцевым породам. Например, основные месторождения Бразилии (провинция Минас-Жераис) связаны с кварцитами и песчаниками итаколумийской серии протерозоя, а месторождения Мадагаскара (район Вогемар-Бертон) связаны с добушвельдским комплексом пород—кварцитами и кварцитовидными сланцами нижнего палеозоя.

Преимущественное распространение хрусталеносных жил в породах существенно-кварцевого состава представляет собою закономерное явление, объяснимое активным участием вмещающих пород в процессе хрусталеобразования. Большое количество кремнезема в этих породах и частичное извлечение его гидротермальными растворами, несомненно, имело значение в период образования хрусталеносных гнезд.

Изучение минералогии хрусталеносных жил в месторождениях различных провинций убедительно показывает зависимость минерального выполнения хрусталеносных кварцевых жил от химического состава вмещающих пород. Эти жилы в кварцитах, песчаниках и других породах обычно являются чистокварцевыми образованиями, а близость карбонатных пород способствует образованию кварц-карбонатных жил. Кварцевые жилы, залегающие в породах, богатых темноцветными компонентами, имеют более разнообразный минеральный состав.

Влияние химического состава вмещающих пород особенно сказывается на гнездовом выполнении и на характере минеральных включений в кристаллах кварца, а следовательно, и на минеральной ассоциации хрусталеносных гнезд.

Процессы взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород подтверждаются также околожилными изменениями, особенно интенсивно проявленными вблизи хрусталеносных полостей.

Однако локализация хрусталеносных кварцевых жил зависит не только от химического состава вмещающих пород, но и от физических свойств, которые влияют на степень концентрации кварцевых жил и на их размеры.

В хрупких породах (кварциты, песчаники, гранитоиды и т. п.) в процессе складкообразования создавались наиболее благоприятные условия для возникновения зон разломов и развития трещин, что в сочетании с другими геологическими факторами способствовало образованию в них месторождений пьезооптического кварца.

Развитие трещиноватости в более пластичных породах иного состава (глинистые и филлитовидные сланцы, мраморы, известняки, мергели) значительно слабее, и трещины оказались не столь выдержаны, как в более хрупких породах.

Не случайно, что в районе Приполярного Урала абсолютное большинство кварцевых жил, залегающих в сланцах, имеет небольшие размеры (от 5 до 15—20 м по простиранию), тогда как в кварцитах минерализованные зоны достигают по простиранию 200 м и более, а по мощности достигают 6 м.

Аналогичные явления можно наблюдать и в других хрусталеносных провинциях. На Алдане, Памире и Южном Урале трещины или кварцевые жилы при переходе из более хрупких пород в менее хрупкие резко уменьшаются по длине и мощности, выклиниваются или же разветвляются на ряд быстро исчезающих прожилков.

Сторонники латераль-секреционного происхождения месторождений пьезооптического кварца в подтверждение своих взглядов приводят в качестве основного аргумента преимущественную приуроченность хрусталеносных жил и гнезд к породам, богатым кремнеземом. При этом имеется в виду, что хрусталеносные кварцевые жилы целиком образованы за счет выноса кремнезема из вмещающих пород растворами, не связанными с магматической деятельностью, и его последующего переотложения. Однако детальное изучение отечественных месторождений кварца опровергает подобные воззрения.

Проведенные исследования показали, что в процессе формирования хрусталеносных кварцевых жил гидротермальные растворы, вступая во взаимодействие с вмещающими породами, неоднократно меняли свой химический состав и на отдельных этапах приобрели способность к растворению. Об этом свидетельствует наличие колпачков растворения в кристаллах кварца, иногда плавная округлая форма верхних стенок хрусталеносных полостей и т. п.

Но это вовсе не означает, что образование хрусталеносных кварцевых жил целиком зависит от выноса кремнезема из вмещающих пород и его переотложения. Частичное заимствование кремнезема здесь имело место главным образом при образовании хрусталеносных гнезд, а собственно кварцевые жилы могли формироваться за счет кремнезема, вынесенного из магматического очага.

Преимущественную приуроченность хрусталеносных жил к существенно-кварцевым породам следует объяснить не только составом вмещающих пород, но и относительно большой их хрупкостью. Хрусталеносные жилы иногда встречаются в известняках, мраморах и других породах, почти не содержащих кварца.

2. ФАКТОРЫ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ

Не менее важным фактором, определяющим пространственное размещение месторождений пьезооптического кварца, являются тектонические структуры. Анализ тектонического строения хрусталеносных провинций позволяет наметить общие структурные особенности, обуславливающие большинство месторождений. К ним относятся:

- а) антиклинальные структуры регионального значения или крупные куполовидные поднятия;
- б) сложная складчатость второго и более высокого порядка;
- в) разломы, зоны дробления и проявления мелкой трещинной тектоники.

Месторождения пьезооптического кварца в хрусталеносных провинциях Алдана, Урала, Памира и Центрального Казахстана в абсолютном большинстве случаев приурочены к крупным антиклинальным структурам, так как в них обычно располагаются и материнские гранитоидные интрузии, также контролирующие месторождения.

На фоне региональных структур особое место занимает приуроченность месторождений к участкам сложной складчатости второго и более высокого порядка. Именно в таких деформированных участках создавались наиболее благоприятные условия как для развития региональных разломов, зон дробления и трещин, так и для формирования в них кварцевых жил из гидротермальных растворов.

В районе алданских месторождений (1, 5) выделяется ряд крупных линейных складок, осложненных более мелкими брахискладками. Участки с наиболее сложной складчатостью характеризуются наличием поперечных крупных разрывов и интенсивным развитием трещин, которые нередко концентрируются и образуют вытянутые по одному направлению зоны дробления. В пределах этих зон наблюдается частое чередование интен-

сивно- и слаботрещинчатых кварцитов, среди которых иногда встречаются почти монолитные породы. К таким зонам приурочены все основные месторождения Алдана.

Следовательно, структурными поисковыми предпосылками для алданских месторождений кварца являются участки весьма дислоцированных пород, осложненные брахискладками, образование которых сопровождалось разрывами и интенсивным развитием трещиноватости и зон дробления.

Район Приполярного Урала представляет собою антиклинорий, осложненный серией линейно вытянутых крупных складок. Здесь кварцевые жилы в основном приурочены к перегибам и крыльям антиклиналей (особенно если последние осложнены более мелкой складчатостью), к местам подъема и погружения складок, к местам изменения их простирания. Проявление сложной складчатости способствует развитию трещин в породах сланцевой свиты и зон дробления в более хрупких кварцитах, по которым происходило образование жил и хрусталеносных гнезд.

Фактором, контролирующим размещение месторождений кварца, является также интенсивное проявление мелких дизъюнктивных нарушений. Для участков таких нарушений характерна сравнительно большая насыщенность породами жильной серии: диабазами, порфиритами, кварцевыми порфирами и др. Хрусталеносные кварцевые жилы иногда локализируются в тех же трещинах, где и перечисленные выше породы жильной фации, располагаясь либо в их контактах, либо самостоятельно, но в пределах поля распространения жильных пород.

В Южно-Уральской провинции расположение основных месторождений кварца контролируется двумя региональными разломами—западным и восточным, которые ограничивают восточноуральский антиклинорий. В его пределах фиксируются два крупных антиклинальных поднятия, осложненных складчатостью более высокого порядка. В зоне, расположенной между этими разломами, распространены гранитоидные интрузии, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения пьезооптического кварца. К северной части западного разлома приурочено Астафьевское месторождение. Все остальные месторождения размещены главным образом в пределах площади, оконтуренной указанными разломами.

Для Памира и Центрального Казахстана, помимо сложной складчатости, характеризующей структуры этих хрусталеносных провинций, весьма важным элементом, контролирующим пространственное расположение месторождений, являются региональные минерализованные зоны разломов, прослеживаемые на десятки километров (3, 12).

Жильные поля концентрируются как в самих зонах разломов, так и, главным образом, вблизи них, в трещинах оперения. Отмеченные зоны хорошо фиксируются полосами брекчированных пород и характерной для каждого района минерализацией. Вмещающие породы на контакте с этими зонами сильно изменены. На Памире они окварцованы и превращены в светло-серые и белые кварциты. В Казахстане, как отмечает С. Н. Венедиктов, для зон разломов характерна железисто-марганцевая минерализация. Вблизи этих разломов и гидротермально измененных пород в указанных районах обнаружено большинство месторождений пьезооптического кварца.

Большая протяженность разломов с неоднократно проявившейся минерализацией и брекчированием пород свидетельствует о повторявшихся в них подвижках, а характер минерализации зон и изменение пород вблизи контактов показывает, что разломы играли роль подводящих каналов для гидротермальных растворов.

В районах развития более мелкой и сложной складчатости, зон разломов и разрывов типично интенсивное развитие трещинной тектоники. В большинстве провинций наблюдается приуроченность хрусталеносных кварцевых жил к секущим трещинам скалывания и разрыва. В зонах смятия и дробления кварцевые жилы нередко приурочиваются к нескольким сопряженным системам трещин, образуя сложноветвящиеся петельчатые и штокверкообразные тела.

Таким образом, можно прийти к выводу, что структурные предпосылки поисков месторождений пьезооптического кварца определяются наличием сложной складчатости, дизъюнктивных нарушений—разрывов, зон разломов и дробления, а также интенсивной трещиноватости пород, особенно в замках и крыльях мелких складок.

Возможность образования и сохранения относительно хрупких хрусталеносных полостей и кристаллов горного хрусталя в сложной тектонической обстановке свидетельствует о том, что промышленное хрусталеобразование происходило, вероятно, в последнюю для данной области фазу тектогенеза.

3. ФАКТОРЫ МАГМАТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ

Магматический фактор относится также к важнейшим региональным предпосылкам поисков и обусловлен пространственной и генетической связью пегматитовых и гидротермальных месторождений пьезооптического кварца с интрузиями кислого состава.

При этом большинство месторождений располагается в относительно широкой экзоконтактовой зоне или в самих гранитоидных породах. Наблюдается пространственная и парагенетическая связь хрусталеносных жил с небольшими интрузивными массивами и территориальная приуроченность их к участкам развития магматических жильных пород.

Пегматитовые пьезокварцевые месторождения, как правило, находятся среди материнских гранитоидов. Как отмечает Н. П. Ермаков (2), на Волынских месторождениях пегматитовые тела камерного типа залегают в рапакививидных гранитах в ослабленной зоне, вдоль контакта последних с основными породами габбро-лабрадоритового массива.

Наличие среди гранитов мелкоовоидных биотитовых и особенно лейкократовых разностей с микропегматитовой структурой основной массы является главным петрографическим признаком, определяющим возможность обнаружения морионовых пегматитовых тел. Последние являются сингенетическими образованиями по отношению к вмещающим их материнским гранитам и представляют результат последовательных стадий развития магматического процесса с переходом его в пневматолитовую и гидротермальную фазы. Фактором контроля является также наличие пегматитовых прожилков, окаймляющих участки концентрации морионовых пегматитов.

Изучение гидротермальных месторождений Приполярного и Южного Урала, Алдана, Памира и Центрального Казахстана показало, что все они приурочены к областям развития интрузивных пород кислого состава. Так, хрусталеносные провинции Алдана, Приполярного и Южного Урала примерно на 50% сложены гранитоидами. Почти все месторождения пьезооптического кварца, представленные жильными полями и зонами с большой концентрацией жил, связаны с экзоконтактовыми зонами гранитоидных интрузий. Для иллюстрации можно указать, что на Приполярном Урале площади, примыкающие к хрусталеносной провинции, сложены осадочно-метаморфическими породами и не содержат гранитоидных интрузий,— поэтому, вероятно, они и лишены месторождений кварца.

Не менее четко наблюдается территориальная приуроченность месторождений к гранитоидам и на Южном Урале. Здесь намечается зона проявления хрусталеносности, расположенная в широкой западной (и частично восточной) приконтактной полосе Джабык-Карагайской гранитоидной интрузии. Такие же зоны наблюдаются и в приконтактных частях Кочкарской и Сувундукской гранитных интрузий.

Как отмечают В. П. Подольский, П. А. Добрынин и Ю. Н. Ануфриев, к Джабык-Карагайской интрузии тяготеют месторождения Татищевское, Синевасильковское, Эпбекчильское, Неплюевское, а также Астафьевское. В экзоконтактных зонах Кочкарской интрузии расположены Варламовское, Светлинское, Кособродское, Черинговецкое и Московское месторождения, а в экзоконтактах Сувундукской интрузии—Полоцкое, Новинское, Кировское, Айдырлинское и Теренсайское.

В хрусталеносной провинции Центрального Казахстана все известные месторождения локализуются либо в самих интрузивных породах (Актас-I и Актас-II), либо в близлежащих к ним районах (Карабайтам и Котр).

Подобная приуроченность месторождений к гранитоидным интрузиям еще более наглядна в Памирской хрусталеносной провинции. Здесь большинство месторождений локализовано в широких экзоконтактных зонах и только около 4% расположено непосредственно в гранитоидных породах (3, 8, 12).

В этой связи следует отметить (12), что в районе среднего течения р. Язгулем в породах нижнепалеозойской свиты при детальных поисках на протяжении около 40 км не обнаружено ни одного месторождения. По-видимому, это объясняется отсутствием на данной площади интрузивов, так как все прочие геологические условия одинаковы.

На Памире генетическая связь месторождений с гранитоидными интрузиями подтверждается наличием отдельных хрусталеносных кварцевых жил с аплитовыми и пегматитовыми оторочками (8). Иногда в таких жилах наблюдаются постепенные переходы от аплитов и пегматитов к кварцевым и карбонатным обособлениям, содержащим хрусталеносные гнезда.

Можно указать, что в Бразилии и на Мадагаскаре в районах месторождений пьезооптического кварца также отмечено широкое распространение гранитоидных интрузий. При этом в Бразилии наряду с пегматитовыми и чистокварцевыми жилами встречаются кварцевые жилы с полевошпатовыми зальбандами, представляющие собою как бы связующее звено между ними.

Генетическую связь месторождений с гранитоидными интрузиями можно проследить и в других хрусталеносных провинциях как в Советском Союзе, так и за границей.

Территориальную приуроченность хрусталеносных кварцевых жил к участкам развития магматических жильных пород также нельзя признать случайной; вероятнее всего она свидетельствует об их общей связи с единым магматическим очагом.

Таким образом, если для одних провинций генетическая связь месторождений с гранитоидами устанавливается прямыми доказательствами, то для других она подтверждается косвенными данными, свидетельствующими о том, что между внедрением интрузий, образованием жильных пород и проявлением хрусталеносности имеется генетическое родство. Поэтому пространственное расположение месторождений вблизи гранитоидных интрузий является очень важным поисковым признаком.

Следует еще подчеркнуть, что материнские гранитоидные интрузии обычно обладают повышенной щелочностью и обогащены летучими компонентами. Гидротермальная деятельность, приводящая к образованию

хрусталеносных кварцевых жил, связана с неметаллоносными интрузиями микроклиновых гранитов аляскитового типа или плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов; в этом и сказывается их некоторая специфичность.

В заключение обзора региональных геологических предпосылок поисков следует сказать, что геологические условия формирования месторождений пьезооптического кварца определяются сочетанием литологических, структурных и магматических факторов в каждом конкретном районе исследования. Некоторые геологические факторы контроля являются общими для всех хрусталеносных провинций, поэтому знание их весьма важно для успешного ведения поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. О поисках и разведках месторождений пьезо- и оптических минералов. Сов. геол. № 17, 1946.
2. Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа. Тезисы докладов Геол. фак-та МГУ на юбилейной научной сессии. Изд. МГУ, 1955.
3. Захарченко А. И. Минералобразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.
4. Лазько Е. М. О поисках гидротермальных месторождений пьезооптических минералов. Рудн. геол., сб. № 9, МИЦМиЗ, 1947.
5. Лазько Е. М. Геологические условия формирования алданских месторождений горного хрусталя и их генетические особенности. МИЦМиЗ. Сб. научн. тр. № 16, «Геология и горное дело», 1947.
6. Лазько Е. М. Поисковые признаки и геологические предпосылки поисков полезных ископаемых. Изд. Харьк. гос. ун-та, 1953.
7. Морозенко Н. К. Некоторые вопросы генезиса Алданских хрусталеносных жил. Матер. ВСЕГЕИ. Пол. иск., сб. № 4. Госгеолтехиздат, 1948.
8. Морозенко Н. К. и Капелькин М. Е. Краткое руководство по поискам и перспективной оценке месторождений пьезокварца. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1952.
9. Нифонтов Р. В. Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1955.
10. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд. Моск. ун-та, 1954.
11. Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
12. Хотенок М. М. Методика поисков и разведки месторождений горного хрусталя в южном Дарвазе. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XV, 1941.

Н. П. ЕРМАКОВ

О ГЕНЕЗИСЕ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ ПРЕДПОСЫЛКАХ ТУВИНСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

В статье приводится краткая геолого-генетическая характеристика проявлений оптического кальцита в Тувинской автономной области РСФСР, выявляются морфолого-генетические типы, поисково-геологические предпосылки и оценочные признаки кальцитовой минерализации.

Летом 1956 г. автором было произведено геологическое обследование проявлений оптической кальцитизации в юго-восточной части Тувинской автономной области с целью генетической и промышленной оценки объектов, открытых по указаниям местных жителей в 1954—1955 гг. партией № 69 (Н. В. Дробинина). Очень деятельное участие в изучении и выявлении новых пунктов кальцитопоявлений Юго-Восточной Тувы принимал ст. инженер ВИМСа Г. И. Шешулин. В настоящей статье автор не дает всесторонней характеристики месторождений оптического кальцита Тувы, которая будет дана геологами, работавшими на этих месторождениях. Здесь приводятся лишь личные наблюдения и выводы, сделанные по отдельным вопросам, которые могут оказаться полезными при дальнейшем изучении кальцитопоявлений Тувы и при их окончательной оценке.

Главнейшие проявления и пункты оптической кальцитизации находятся в горах Сангилен, являющихся юго-восточным окончанием крупного хребта Танну-Ола. В этих горах берут начало: р. Балыктыкхем—левая составляющая р. М. Енисей, и р. Нарын—правая составляющая р. Тэс, впадающей в бессточное озеро Убсу-нур.

1. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА КАЛЬЦИТООБРАЗОВАНИЯ

Горы Сангилен сложены метаморфическими породами протерозоя и кембро-протерозоя, в которых выделяется нижняя терригенная толща, представленная в основном гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами, и верхняя существенно-карбонатная толща, в

которой по литологическим признакам и степени метаморфизма выделяются пять свит. К нижней Балыктыкхемской свите протерозоя, имеющей мощность до 2000 м и в основном представленной белыми и серыми графит-содержащими мраморами с прослоями кварцитов и гнейсов, приурочена основная кальцитовая минерализация. Эта свита участвует в образовании крупного Сангиленского антиклинория, представленного по периферии линейно вытянутыми, часто опрокинутыми складками, а в центральной части преимущественно изометричными складками сундучного типа. В ряде мест наблюдаются сингенетичные со складчатостью крупные надвиги и более поздние секущие сбросы, по-видимому, разного возраста, вплоть до очень молодых альпийских разломов, четко отражающихся в современном рельефе. Разрывные нарушения привели к поднятиям и опусканиям глыб складчатой структуры и к образованию многочисленных зон дробления и брекчирования в мраморах.

Наиболее древними, вероятно каледонскими, интрузиями являются серые и темно-серые гранодиориты и диориты, которые прорываются лейкократовым, иногда рапакивиоподобными микроклиновыми гранитами и сиенитами. С этими гранитоидами связаны жилы гранит-порфиров, а также аплитов и пегматоидов. Вероятно, более молодыми являются малые интрузии щелочной и субщелочной магмы в виде нефелиновых сиенитов, щелочных гранитоидов и других образований, внедрения которых приурочены к зонам дробления пород. Самые поздние интрузии представлены дайками диабазов — вероятных корней наблюдающихся местами молодых базальтовых излияний.

Следует отметить, что район Сангиленских гор в течение длительного палеозойского и мезо-кайнозойского времени в основном принадлежал к области сноса. Только местами во впадинах древнего рельефа нами были впервые установлены небольшие «останцы» мезо-кайнозойских красноцветных пластичных глин и серых рыхлых песчаников, позволившие установить молодой возраст кальцитовой минерализации.

2. ОПИСАНИЕ КАЛЬЦИТОПРОЯВЛЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В процессе проведения экспертизы нами были осмотрены и описаны многие десятки кальцитопоявлений в бассейнах рек Нарын и Балыктыкхем. Здесь приведем описания наиболее крупных или типичных кальцитоносных точек минерализации.

1) Верхне-Адырбутское поле кальцитизации

Некоторый интерес в настоящее время представляет поле кальцитоносных проявлений, развитых на площади около 1 км², расположенное по левому склону речки в верховьях и средней части балки Адырбут II. В этом поле наибольший интерес представляют жила 12 и жильная зона, протягивающаяся от карьера 13 через карьер 17 на левый склон балки.

Жила 12 находится на правом склоне балки Адырбут II примерно в средней ее части. Здесь развиты светло-серые графитизированные мраморы протерозоя, нарушенные молодой зоной сдвигов и расщепления пород, имеющей простирание 135—140° при ширине в 4—5 м и почти вертикальном падении. Эта зона содержит каверны выщелачивания и нарушена более поздней косесекущей трещиной разрыва, имеющей ширину в 30—90 см. Эта, в прошлом открытая трещина — кристаллизатор — теперь заполнена бурой и красной глиной, содержащей многочисленные кристаллы исландского шпата, оторвавшиеся со стенок.

В кавернах выщелачивания на стенках развит гребенчатый кальцит. Они заполнены глиной и песчаной сыпучкой, также содержащей кристаллы. Вверх и на северо-запад по простиранию можно видеть, как косая трещина выклинивается, замыкаясь в верхней части «пробкой» из кристаллически-зернистого кальцита. Здесь на стенках трещины-жилы наблюдаются зоны гребенчатого и шестоватого кальцита, а в средней части развита глина с обломками мрамора и кристаллами кальцита. Главная зона рассланцевания здесь простирается южнее небольшого гребня мраморов, а главная кальцитоносная жила—к северу от него. Совмещением их у дна современного карьера 12 сопровождалось образованием богатых кальцитоносных погребов. Этот карьер удачно вскрыл до глубины в 8 м кальцитоносную зону, прослеженную выработками по простиранию. По направлению вниз намечается сужение продуктивной зоны.

На восток от жилы 12 в верховьях балки Адырбут II устанавливается субмеридиональная широкая зона развития сдвиговых и разрывных трещин, переходящая с правого склона на левый и далее через тектоническую седловину в соседнюю балку Адырбут I. К этой зоне интенсивного разрывного нарушения мраморов приурочена цепь проявлений минерализации оптического кальцита. Наиболее интересными среди них являются жилы 13, 17 и 17а (левобережная), а также жила 23 (правый склон Адырбут I).

Жила 13 приурочена к светло-серым мраморизованным известнякам. Здесь наблюдается небольшой пологий субмеридиональный надвиг этих пород под $\angle 30-40^\circ$, по которому была зажата пачка желтовато-серых, по-видимому меловых, рыхлых песчаников. В плоскости надвига были вскрыты два гнезда с оптическим кальцитом, соединенные тонким проводником — жилой кальцита. На глубине в плоскости надвиговой трещины могут быть обнаружены новые гнезда. Ниже по склону от этой жилы в известняковом логу залегают полосчатые, преимущественно красноцветные, вязкие глины, по-видимому мелового возраста. Они содержат в нижней части обломки известняков и изредка прозрачного кальцита, попавшие в эти глины при разрушении близлежащих коренных пород и кальцитовых жил. Еще ниже по склону в мраморах вскрываются две минерализованные трещины (жила 17), на пересечении которых образовалось эллипсоидное гнездо с ограненными кристаллами кальцита. На продолжении зоны, в делювии левого склона устанавливаются также высыпки оптического кальцита. Горные работы здесь следует подчинить отысканию свыше по склону перспективной коренной кальцитоносной жилы.

По другую сторону гребня, уже в бассейне балки Адырбут I на правом ее склоне расположены карьер 23 и траншея 23, вскрывающие одновременно протерозойские мраморы и налегающие на них в древней впадине третично-меловые (?) глины и песчаники, содержащие глыбы мраморов и коренные, молодые жилы прозрачного шестоватого кальцита. Эти жилы разбиты на блоки атектоническими движениями, связанными с оползанием молодых пород по склону балки вниз.

В карьере 23 наблюдается взброс мраморов с надвиганием их на серовато-желтые молодые песчаники, в которых развиты жилы и прожилки шестоватого прозрачного кальцита, имеющиеся также в плоскости надвига и в мраморах. В северо-восточной и юго-западной частях этого карьера наблюдается гравитационное оползание крупных блоков слоистых мраморов на молодые песчаники, развившиеся от плоскости взброса. В субмеридиональной зоне всех этих молодых проявлений кальцитизации Верхне-Адырбутского месторождения следует провести детальные поисково-разведочные работы.

2) Нижне-Адырбутское кальцитопоявление

В графитизированных мраморах при устье балки Адырбут II наблюдается сброс, вызвавший образование зоны разлома шириною в 10—15 м. Эта зона разлома содержит дезориентированные блоки, глыбы и обломки мраморов, между которыми развиты полости, иногда крупные, объемом в 2—3 м³. Такие полости—кристаллизаторы содержат кристаллы сплюснутого и изометрического габитуса, представляющие собой иногда сложные двойники роста с различными комбинациями граней ромбоэдров, скаленоэдров и призм. Эти кристаллы как бы венчают в виде нашлапок шестоватый кальцит, окаймляющий стенки гнезд и погребов и заполняющий жилы — проводники между ними.

В приповерхностной зоне месторождения кристаллы несут на себе следы растворения по плоскостям спайности и часто покрыты черной пленкой переотложенного графита и желтой пленкой лимонита. Имеются основания думать, что с глубиной количество вторичных дефектов (разъедание, трещиноватость) уменьшится и качество кристаллосырья будет лучше.

Выше по склону в районе месторождения наблюдаются две обособленные жилы. Они сложены молочно-белым и полупрозрачным крупнокристаллическим «блоковым» кальцитом с малым развитием более позднего шестоватого кальцита. В первой жиле наблюдается полость с некондиционными полуограненными кристаллами кальцита. Обе жилы образовались в субширотных трещинах разрыва, параллельных сбросовой зоне Центрально-Адырбутского месторождения.

3) Жинхемское поле кальцитизации (бассейн р. Балыктыкхем)

Геологическая обстановка этого района сходна с описанным районом кальцитизации. Главное отличие заключается в развитии относительно слабо метаморфизованных известняков и глинисто-карбонатных сланцев верхней части кембро-протерозоя и в наличии щелочной интрузии (нефелиновые сиениты с оторочкой диоритов). Кальцитизация здесь развита на площади около 2,5 км². Из многочисленных точек ее проявлений останавливает внимание участок графитизированных мраморов по левому склону речки немного выше впадения р. Безымянной. Этот участок и следует считать собственно Жинхемским месторождением. Это месторождение приурочено к мощной, до 20 м в ширину, сбросовой зоне разлома в тонко-полосчатых графитизированных мраморах, имеющих азимут падения 215° \angle 65°. Зона разлома вертикальна и имеет согласное с породами простирание на северо-запад 305°. От сбыва мраморов к реке она протягивается на запад-северо-запад к пещере в верхней части склона. Здесь эта зона выклинивается, заканчиваясь жилой шестоватого кальцита.

В зоне разлома наблюдаются дезориентированные глыбы и обломки мраморов, между которыми возникли в ряде мест крупные полости и трещины, позднее заполненные гигантостолбчатым белым кальцитом. В средней части таких жил развит полупрозрачный блоковый кальцит. В ряде мест наблюдаются крупные полости, заполненные серой глиной, в которых выросли оgranенные кристаллы исландского шпата. Дефекты в них носят вторичный характер (трещиноватость), и на глубине качества кристаллосырья должно улучшиться.

К юго-западу от этого месторождения в мраморах наблюдается другая, менее мощная зона сдвига и дробления чистых мраморов, имеющая падение на юго-запад 220° \angle 58°. В ней наблюдаются жилы шестоватого молочно-белого кальцита, на пересечении которых образовались мелкие гнезда с оgranенным полупрозрачным кальцитом. На мелких обломках

мраморов в зоне дробления образуются розетки гребенчатого кальцита. Вверх эта зона на гребне мраморов выклинивается. В ней наблюдается сквозная пещера. В седловине гребня вскрывается лежащий бок этой зоны, в котором развиты жилы и прожилки шестоватого кальцита. Эта зона в ее современном срезе не выглядит перспективной.

3. ГЕНЕЗИС КАЛЬЦИТИЗАЦИИ И ПОИСКОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Очень широкое распространение на юго-востоке Тувы карбонатных пород — протерозойских мраморов и мраморизованных известняков кембро-протерозойского возраста, интенсивное развитие в них разрывных нарушений и посттектонической гидротермальной деятельности определяют широкое развитие кальцитопоявлений. Целеустремленная организация поисков оптического кальцита требует однозначного решения ряда геолого-генетических вопросов, определяющих направление работ. К этим вопросам в первую очередь относятся следующие: происхождение кальцитизации, ее возраст, благоприятные и неблагоприятные типы ее проявлений.

Существующее мнение об экзогенном происхождении кальцитопоявлений, связанных якобы с деятельностью вадозных вод, необходимо решительно отбросить. Наличие двух фазовых жидких включений в кристаллах и отсутствие оптического кальцита в многочисленных вертикальных карстовых пещерах говорят о кристаллизации их в дочетвертичное время гидротермальными водами, поступающими в мраморизованные известняки из глубинных магматических очагов. Эти воды, почти стерильные в отношении металлических компонентов, растворяя на пути прохождения карбонатные породы, обогащались бикарбонатом кальция и при достижении пересыщения отлагали в пустотах тектонических трещин, сбросовых зон разломов (дробления) и сдвиговых зон (рассланцевания) ограненные, часто прозрачные кристаллы кальцита. Первые, еще не насыщенные струи растворов в таких зонах проводили предварительную подготовку, расширяя растворением имеющиеся тектонические пустоты с образованием в ряде мест природных резервуаров—кристаллизаторов. Позднее в этих резервуарах устанавливался благоприятный, почти стабильный физико-химический режим для медленной кристаллизации кальцита, обусловивший образование в них гнезд и погребов с этим редким полезным ископаемым. В проточных условиях циркуляции ювенильных вод отлагался в трещинах белый и мутный кальцит с образованием кальцитовых жил.

Приуроченность кальцитизации к карбонатным толщам связана с латераль-секреционным процессом, и ее проявления в Юго-Восточной Туве имеют гидротермально-альпийское происхождение.

Очень широкое площадное развитие протерозойских карбонатных толщ создает первую благоприятную литологическую предпосылку для поисков новых месторождений оптического кальцита. Особенно благоприятной для кальцитобразования представляется Балыктыкхемская свита протерозоя, представленная белыми чистыми и серыми графитизированными мраморами. Однако эти породы должны были оказаться тектонически подготовленными для проникновения и циркуляции в них ювенильных растворов.

Породы Сангиленского антиклинория и всего хребта Танну-Ола за длительное время своего существования неоднократно испытывали складчатые и разрывные деформации. Первые почти не имели значения для развития кальцитизации, в то время как вторые, особенно сбросы, взбросы и серии трещин растяжения и разрыва получили определенное и важное значение.

Однако здесь на первый план выступает возраст нарушений, обеспечивших пути циркуляции и места застоя бикарбонатных растворов, кристаллизовавших оптический кальцит (исландский шпат).

Этот вопрос был решен нами однозначно в процессе проведения экспертизы кальцитопроявлений. Было установлено, что, кроме метаморфизованных кембро-протерозойских пород, в бассейне Баянгола сохранились пятна красноцветных пластичных глин и рыхлых желтовато-серых песчаников, залегающих во впадинах палеозойского рельефа (верховья балок Адырбуг I и Адырбуг II, карьеры 20, 23, траншея 23 и др.). Эти породы, резко отличаясь от рыхлых четвертичных отложений, содержат обломки и глыбы метаморфических пород и залегают на их размытой поверхности. Они не несут следов какого-либо метаморфизма и являются позднемезозойскими, если не третично-меловыми. Кстати, в глинах, заполняющих трещину жилы 12, Н. В. Дробининой были установлены споры растений верхнемелового возраста. Как отмечалось выше, на красноцветную свиту глин и песчаников в карьере 23 по взбросу надвинуты протерозойские породы. В плоскости взброса и в красноцветах наблюдаются жилы и гнезда прозрачного и полупрозрачного шестоватого кальцита. Таким образом, устанавливаются наличие разрывных нарушений альпийского возраста и молодой, вероятно третичный, возраст месторождений оптического кальцита в Юго-Восточной Туве.

Естественно, что Сангиленский антиклинорий имел сложную тектоническую жизнь. Кроме протерозойской складчатости, в его формировании принимала то или иное участие каледонская и варисская складчатость. Разрывные нарушения палеозойского возраста в районе широко использовались для внедрения интрузий жильного комплекса гранитоидов и циркуляции гидротермальных растворов, образовавших древние кварцевые и кальцитовые жилы и зоны кальцитизации. Однако в последних оптические разновидности почти не имели шансов сохраниться вследствие наложенного на минерализацию динамометаморфизма. Только тогда, когда древние сбросовые и сдвиговые зоны поднялись альпийскими движениями, в них могли возникнуть молодые кальцитообразования и сохраниться до наших дней оптические разновидности кальцита. Молодые альпийские и обновленные кальцитоносные разломы имеют преимущественно субмеридиональное и субширотное простираание. Однако наблюдаются молодые разрывные нарушения и других простирааний.

Совершенно бесспорно молодой возраст таких разломов доказывает тогда, когда они нарушают красноцветные отложения или в них «затирается» красноцветный глинистый или желто-серый песчаный материал (см. выше).

Молодые и обновленные разломы, смещая палеозойские разрывные нарушения, в стичие от них, ярко отражаются в современном рельефе, обуславливая образование морфологически резко выраженных уступов. Здесь тектонические и геоморфологические предпосылки поисковых работ на оптический кальцит выступают совместно и действенно.

Магматические предпосылки поисков для оптического кальцита проявляются значительно менее ярко. Источники ювенильных вод, существенно охладившихся в процессе длительного движения вверх, остались на больших глубинах. Скорее всего это были очаги основных магм, обуславившие образование диабазовых жил — корней базальтовых излияний. До нашего времени в районах таких излияний действуют термоминеральные источники.

Таким образом, в Сангиленских горах последовательно возникли следующие геологические предпосылки для поисков и формирования молодой кальцитоносной провинции:

1) *Литологические* — широкое развитие мощных отложений верхней карбонатной толщи протерозоя, мраморизованных в палеозое.

2) *Тектонические* — развитие альпийской глыбовой тектоники зон сбросов и взбросов, автономных к линейным и брахискладчатым палеозойским структурам.

3) *Геоморфологические* — возникновение молодых тектонических уступов и линейных впадин в современном рельефе. К этим главным предпосылкам следует добавить магматические — проявления базальтовых излияний и диабазовых жил по-видимому кайнозойского возраста и гидрогеологические предпосылки — выходы современных термоминеральных источников и следы их деятельности в третичное время.

Совокупность этих геологических предпосылок определяет перспективность Сангиленского района и всей Юго-Восточной Тувы в отношении кальцитоносности и общего направления поисковых работ на исландский шпат.

4. МОРФОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАЛЬЦИТОПРОЯВЛЕНИИ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ

Выявленные к настоящему времени в Туве месторождения и точки кальцитопроявлений относятся к группе месторождений исландского шпата в известняках.

Однако развитие излияний базальтов в некоторых районах Тувы оставляет возможность выявления представителей месторождений второй генетической группы, связанной с основными эффузивами.

Среди кальцитопроявлений в мраморах Юго-Восточной Тувы устанавливаются следующие морфолого-генетические типы месторождений:

1) жильные проявления в трещинах разрывов (растяжения) с ограниченными кристаллами в пустотах из раздувов и на пересечениях доминерализационных трещин;

2) месторождения сбросовых зон разломов с гнездами и погребями между дезориентированными глыбами мраморизованных известняков;

3) месторождения взбросовых (сдвиговых) зон расщелачивания мраморов с кавернами гидротермального выщелачивания (растворения).

Реальна также возможность образования ограниченных кристаллов кальцита в карстовых пещерах мезозойско-третичного возраста, в которые могли поступать ювенильные бикарбонатные растворы, и использовать их в качестве природных резервуаров — кристаллизаторов исландского шпата. Однако ряд осмотренных нами в бассейнах рек Нарын и Балыктыкхем пещер не оказался связанным с поверхностью древней денудации. Это пещеры четвертичного возраста, и процесс кальцитизации в них не проявился.

По текстурно-структурным признакам среди кальцитово-жильных заполнений следует различать:

1) жилы крупнозернистого и гигантски-зернистого (блокового) кальцита;

2) жилы гребенчатого и шестоватого кальцита;

3) жилы столбчатого и гигантски-столбчатого кальцита;

4) жилы дифференцированные, с зонарным строением, в зонах которых встречаются представители двух-трех первых типов жильного заполнения.

Наименее благоприятным с точки зрения оптической кальцитоносности текстурно-структурным типом жил является первый тип. По-види-

тому, он наиболее характерен для палеозойского кальцитобразования. Иногда кристаллически-зернистый кальцит образует в зонах разломов и рассланцевания «пробки», благоприятствующие возникновению под ними застойных условий для растворов. Местами кристаллически-зернистые кальцитовые жилы при повторных нарушениях в тектонических швах подвергаются дроблению, и в них наблюдается наложенная кальцитовая минерализация в виде гребенчатого или шестоватого кальцита.

Дифференцированные жилы фиксируют пульсационный характер поступления в них карбонатных растворов, часто связанный также с повторными тектоническими приоткрываниями трещин.

В трех последних текстурно-структурных типах жил рост кристаллов происходит от стенок трещин к ее центральной части. При заполнении такой трещины в жилах гребенчатого шестоватого или столбчатого кальцита всегда наблюдается центральный шов, отсутствующий в первом типе жил.

В невыполненных шестоватым (или столбчатым) кальцитом трещинах и их раздувах в пустоте на месте этого шва происходило нарастание изометрически ограненных (чаще разные комбинации скаленоэдров и ромбоэдров) сдвойникованных кристаллов-головок, дающих кондиционные материалы в случае значительных размеров внутренней полости.

Эти полости — кристаллизаторы — достигают особенно значительных размеров в сбросовых зонах разломов и в взбросовых зонах рассланцевания; поэтому два последних морфолого-генетических типа месторождений имеют для Тувы наибольший интерес. Это связано также и с крупным масштабом кальцитопоявлений, значительным распространением минерализации по простиранию тектонических зон и на значительную глубину. Поэтому на месторождениях этих двух типов после разведки и опробования возможен подсчет запасов по низким категориям вследствие неравномерного распределения в них кальцитоносных гнезд и погребов.

Особенно благоприятными месторождениями среди этих двух промышленных типов являются те, на которых наблюдается заполнение пустот глиной, предотвращающей кристаллы от разрушения. Это очень характерно для молодых (альпийских) тектонических зон. Благоприятным признаком также является развитие в молодых тектонических зонах явлений гидротермального кавернообразования, гребенчато-шестоватого или столбчатого кальцитового заполнения трещин и иных пустот. В качестве прямых и вполне надежных признаков, конечно, нужно указать на наличие в пустотах или в глине кристаллов, содержащих кондиционные моноромбоэдры.

Сумма положительных и отрицательных показателей, намеченных выше, позволяет подойти к оценке конкретных объектов исландского шпата Юго-Восточной Тувы, определить перспективность новой кальцитоносной провинции и вынести некоторые рекомендации для будущих поисковых разведочных работ.

М. Х. ХАМИДОВ

О НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДПОСЫЛКАХ ХРУСТАЛЕННОСТИ

В статье на основе нового фактического материала разбираются некоторые геологические предпосылки хрусталенности районов Памирской провинции.

Многочисленные фактические материалы, собранные в результате работ на месторождениях Советского Союза, легли в основу поисковых геологических предпосылок хрусталеносных провинций, районов и полей. Эти поисковые предпосылки, основывающиеся на магматических, литолого-стратиграфических и тектонических особенностях тех или иных регионов, а также признаках, учитывающих минералогический состав, структуру и текстуру, форму залегания и характер околожильных изменений кварцевых и пегматитовых тел, в значительной мере облегчают работу геологов-поисковиков. Однако, известные к настоящему времени кварцевые жилы хрусталеносных районов более или менее изучены, а нахождение новых объектов возможно лишь в пределах еще не исследованных площадей, выявление которых требует детализации существующих поисковых критериев. Несмотря на достигнутые результаты, важнейший вопрос о наиболее обоснованных поисковых предпосылках остается недостаточно разрешенным, а это является серьезным препятствием на пути дальнейшего развития геологических исследований и в решении ряда практических вопросов, связанных с промышленным освоением месторождений горного хрусталя.

Для Памирского хрусталеносного региона установлен ряд присущих ему геологических особенностей, которые на наш взгляд могут служить поисковыми предпосылками. Среди них наиболее важными являются следующие:

1. *Наличие сложного (многофазного) гранитоидного интрузива.* При этом, как правило, значительные конструкции кварцевых хрусталеносных жил отмечаются в районах вскрытия интрузивов последней фазы — лейкократовых гранитов и плагиогранитов, характеризующихся повышенным содержанием щелочей, в частности натрия¹. Этот факт территориальной близости кварцевых жил к существенно-кислым грани-

¹ В связи с интрузивами, сложенными породами наиболее ранних фаз, месторождения горного хрусталя неизвестны.

тоидным интрузивам наряду с другими, отмечающимися ниже данными указывает на их генетическую связь. Следовательно, наличие в районах поисков сложных гранитоидных интрузивов является благоприятным признаком возможного нахождения хрусталеносных объектов. Вместе с тем при поисках надо иметь в виду еще и то, что в некоторых районах пространственная связь месторождений горного хрусталя с интрузивами выражена не особенно четко.

2. *Наличие гранитоидных интрузивов, сложных по форме залегания.* В зависимости от характера контактов интрузивов месторождения могут встречаться на разных расстояниях от них. Обычно хрусталеносные кварцевые жилы расположены среди пород, вмещающих интрузивы, но изредка размещаются и внутри самих интрузивов. Нами было показано (6), что форма кровли интрузивов в значительной степени контролирует пространственное размещение кварцевых жил. Например, на участках пологого погружения кровли во вмещающих породах очень часто располагаются обширные площади кварцеобразований, часто распределенных по зонам, характеризующимся разным составом кварцевых жил. На участках крутого погружения кровли эти площади сужаются, а в распределении гидротермальных жил не наблюдается ясно выраженной зональности.

3. *Наличие благоприятного эрозионного среза.* Месторождения горного хрусталя, представляющие собой сравнительно низкотемпературные образования, встречаются главным образом в экзоконтакте слабо и умеренно денудированных гипабиссальных интрузивов. На Западном Памире известен ряд интрузивов, относящихся к этому типу. Здесь же обнажаются интрузивы, почти не подвергавшиеся эрозии, в связи с чем в их периферической части кварцевые жилы развиты в ограниченном количестве либо вовсе отсутствуют.

Как известно, гранитоидные интрузивы, вскрытые до глубины 1—2 км, часто сопровождаются хрусталеносными пегматитами. В крупнейших пегматитовых полях Воыни, Гиссара (Варзоба), Бразилии и других регионов гидротермальные кварцевые жилы почти отсутствуют. Но это не должно служить поводом для вывода об их антагонизме, так как в месторождениях горного хрусталя Бразилии с глубиной отмечалась смена кварцевых жил пегматитовыми телами. То же самое можно сказать о пегматитах и кварцевых жилах не только Варзобского плутона, но и отдельных интрузивов Западного Памира. Резкая разобщенность пегматитов и кварцевых жил по вертикали также указывает на необходимость учитывать при поисках глубину эрозионного среза.

4. *Наличие в разрезе вмещающих пород гранитоидных интрузивов отложений алюмосиликатного состава (кварцитов, песчаников и сланцев).* Эти породы в генезисе месторождений горного хрусталя играют исключительно важную роль не только потому, что они способны давать открытые трещины, благоприятные для кристаллизации жильного кварца и образования хрусталеносных полостей, и даже не потому, что растворы, циркулируя среди них, обогащаются кремнеземом, а в основном потому, что гранитная магма, ассимилируя алюмосиликатный материал, в конечном итоге дополнительно обогащается кремнеземом, который выделяется в гидротермальную фазу.

Таким образом, породы, вмещающие гранитоидные интрузивы, нами рассматриваются не как простое вмещилище, а как один из основных факторов, стимулировавших возникновение постмагматических растворов кремнезема.

Известно, что в месторождениях Памира кварцевые жилы чаще встречаются в свитах, представленных кварцитами, песчаниками и редко мраморами, но в ряде других регионов (Урал, Альпы и др.) кварцевые

жилы с горным хрусталем встречаются и среди сланцев, гранитов, диабазов и некоторых других пород.

Некоторые исследователи считают одной из очень важных поисковых предпосылок на горный хрусталь наличие в разрезах тех или иных районов толщ кварцитов и песчаников. В связи с этим следует отметить, что литологический (вернее—петрографический) фактор в отрыве от других геологических особенностей района сам по себе никогда не приведет к положительным результатам.

5. *Наличие в разрезе древних алюмосиликатных пород.* Промышленная хрусталеносность как в исследованном районе, так и в других провинциях связана преимущественно со сравнительно древними отложениями (типа песчаников и кварцитов). Поэтому поисковые работы в основном должны быть сосредоточены в районах развития докембрийских и палеозойских осадочно-метаморфических образований.

6. *Наличие антиклинальных складок первого, второго и третьего порядков.* Промышленные месторождения горного хрусталя обычно приурочены к большим тектоническим регионам — крупным складчатым системам (антиклинориям и синклинориям), а внутри них—к антиклиналям различных порядков, представляющим поля наиболее интенсивных тектонических напряжений.

Хрусталеносные кварцевые жилы нередко приурочены к местам погружения осей складок, виргации, к горизонтальным изгибам складок с выпуклой их стороны. Закономерное распределение месторождений горного хрусталя внутри антиклинальных складок, по-видимому, объясняется тем, что обычно с этими структурами совпадает расположение гранитоидных интрузивов — источников гидротерм, образующих кварцевые жилы. Аналогичная закономерность в пространственном размещении кварцевых жил в пределах антиклиналей подмечена и в других хрусталеносных регионах Советского Союза (4, 5).

После выяснения характера (положительного или отрицательного) вышеуказанных поисковых предпосылок желательно установить форму складки первого порядка (антиклинорий или синклинорий), а затем в ее пределах оконтурить антиклинали второго и третьего порядков. Закономерным для Памира является и то, что почти все месторождения горного хрусталя тяготеют к антиклиналям третьего порядка.

7. *Наличие региональных разломов и других разрывных нарушений.* Для отдельных участков исследованного нами региона (в особенности вдали от интрузивов) отчетливо выраженной поисковой предпосылкой являются также региональные разломы, которые, иногда прослеживаясь на десятки километров, определяют расположение хрусталеносных зон.

Хрусталеносные кварцевые жилы располагаются либо в самих этих зонах, либо поблизости от них, в трещинах, уходящих иногда от основного разлома на расстояние до 2 км.

Однако надо твердо помнить, что не всякий разлом в одинаковой мере минерализован, а следовательно, разломы в процессе формирования одних месторождений участвовали активно, а других — пассивно. Поэтому при проведении поисковых работ прежде всего надо определить место и возраст разлома внутри складчатой структуры и его связь по простиранию с гранитоидными интрузивами. Наиболее активными в смысле распределения постагматических растворов в пространстве являются разломы, приуроченные к крыльям антиклиналей третьего порядка.

8. *Наличие зон тектонических нарушений, имеющих локальный характер, является благоприятным поисковым признаком.* Среди них особый интерес представляют зоны разломов, участки дробления, трещиноватости, а также трещины оперения, развивающиеся вблизи крупных разломов.

В антиклинальных складках в связи с проявлением интрузивной деятельности создаются условия для образования указанных выше ослабленных зон и открытых трещин, благоприятных для кристаллизации горного хрусталя. В локальных структурах, определяющих расположение хрусталеносных жил, большая роль принадлежит секущим трещинам. Межпластовые трещины, согласные с вмещающими породами, в большинстве случаев менее благоприятны для кристаллизации горного хрусталя.

Отличительными чертами самих хрусталеносных кварцевых жил, согласно установленным представлениям (2, 3, 4), являются сложные формы жил и тел, крупнокристаллическая шестоватая текстура жильного кварца или наличие в нем пустот, погребов и т. д.

Немаловажным моментом является парагенетическая ассоциация некоторых характерных минералов (магнезит, доломит, сидерит, кальцит, барит и другие) и околожилные изменения (окварцевание, хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, каолинизация, карбонатизация и т. д.).

Кроме рассмотренных выше важнейших поисковых предпосылок регионального характера, существуют еще поисковые признаки, носящие более узкий (местный) характер. Эти признаки освещены в литературе (1, 4, 5), и поэтому останавливаться на них нет смысла.

Следует отметить, что определение рациональной методики поисков в хрусталеносных районах имеет решающее значение для повышения эффективности поисковых работ, всесторонней и правильной промышленной оценки перспективных площадей.

Методика поисков должна предусматривать решение целого комплекса различных вопросов, начиная от поисковых маршрутов до детального картирования. Этот комплекс работ должен выполняться в определенной последовательности в несколько стадий и этапов. При этом на каждой стадии поисков будут решаться вполне ясно выраженные задачи, имеющие непосредственную связь между собой и вытекающие из результатов предыдущих работ.

Обязательно должна соблюдаться последовательная очередность: выяснение геолого-петрографических особенностей регионов, поиски сложных (многофазных) гранитоидных интрузивов и связанных с ними кварцевых жил, предварительная разведка и т. д. Только тогда поисковые работы могут увенчаться успехом. Таким образом, открытие месторождений горного хрусталя или перспективных хрусталеносных площадей облегчается при учете ряда охарактеризованных выше геологических предпосылок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аршинов В. В. Пьезоэлектрическое и оптическое сырье. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 1. Госгеолиздат, 1947.
2. Ермаков Н. П. О поисках и разведках пьезооптических минералов Сов. геол., № 17, 1946.
3. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.
4. Морозенко Н. К., Капелькин М. Е. Краткое руководство по поискам и перспективной оценке месторождений пьезокварца. Госгеолиздат, 1952.
5. Нифонтов Р. В. Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1955.
6. Хамидов М. Х. О некоторых закономерностях распределения кварцевых жил в районе одного из интрузивов Северо-Западного Памира. ДАН Узб. ССР, № 5, 1954.

М. М. ХОТЕНОК

ПРИЗНАКИ ХРУСТАЛЕННОСТИ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ И ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

В статье рассматриваются прямые и косвенные признаки хрусталености кварцевых жил и пегматитовых тел, знание которых способствует их правильной перспективной оценке и более эффективно-му ведению геологоразведочных работ.

Признаки хрусталености пегматитовых и гидротермальных тел прямо или косвенно указывают на наличие в исследуемых районах тел с горным хрусталем и имеют поэтому большое значение при поисково-разведочных работах.

В процессе изучения месторождений эти признаки помогают выявлять наиболее перспективные хрусталеносные объекты и вероятные места расположения в них полостей с кристаллами кварца.

К *прямым* признакам хрусталености следует отнести наличие в пегматитовых телах и гидротермальных кварцевых жилах хрусталеносных полостей, сростков (друз), отдельных кристаллов кварца, их обломков и глыб кварцевых жил, содержащих в себе небольшие полости с кристаллами горного хрусталя.

К *косвенным* признакам хрусталености относятся: 1) условия залегания, 2) морфологические особенности, 3) структурные и текстурные особенности жильного кварца, 4) минералогический состав хрусталеносных тел, 5) околожильные изменения вмещающих пород, 6) геоморфологические особенности и некоторые другие.

Однако, если прямые признаки хрусталености не требуют особых пояснений, то косвенные нуждаются в обосновании, поскольку значение их может геологами при поисках месторождений расцениваться различно (10).

1. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ТЕЛ

По Н. П. Ермакову (3) морионовые пегматитовые тела камерного типа Волыни не связаны с определенной системой трещин в гранитах. Они концентрируются группами в сравнительно узкой эндоконтактной полосе гранитов с габбро-лабрадоритами. Хрусталеносные пегматитовые

поля обычно вытянуты вдоль линии пологого контакта и чаще всего обнаруживаются вблизи кровли гранитных интрузивов.

Таким образом, отмеченные условия концентрации и залегания пегматитовых тел для волыньских месторождений могут быть приняты как локальные косвенные признаки при их поисках.

Касаясь гидротермальных месторождений, следует подчеркнуть, как общее правило для промышленных месторождений всех провинций, что хрусталеносные кварцевые жилы обычно являются секущими по отношению к напластованию, сланцеватости и гнейсификации вмещающих пород.

Секущие кварцевые жилы приурочены к трещинам скалывания и растяжения, причем наиболее хрусталеносными из них оказываются такие, у которых углы падения пород и жил сопряжены и составляют около 90° (2, 6, 9, 10).

Не следует, однако, понимать это таким образом, что все без исключения секущие жилы содержат хрусталеносные полости, так как для образования гнезд необходимы и другие условия.

Кварцевые жилы, согласные с простираем и падением вмещающих пород, обычно нехрусталеносны. Это объясняется тем, что согласные трещины (пластовые) возникли в начальный период складкообразования и выполнялись первыми высокотемпературными порциями растворов, весьма насыщенными кремнеземом. Поэтому в них кристаллизовался однородный мелкозернистый, сахаровидный жильный кварц и свободные полости для роста кристаллов горного хрусталя отсутствовали.

Однако иногда согласные, но неправильной формы жильные тела оказываются хрусталеносными, особенно когда от основной жилы отходит ряд секущих апофиз. В таких случаях гнезда обычно приурочены к местам их ответвления, где образуются местные раздувы, или к выклинивающимся частям апофиз.

Следовательно, наиболее благоприятными в смысле хрусталеобразования являются секущие кварцевые жилы и неправильной формы жильные тела с секущими апофизами.

2. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ТЕЛ

Морфология пегматитовых и кварцевых тел—весьма важный косвенный признак, по которому можно судить не только о хрусталеносности того или иного тела, но и о степени его промышленного значения.

Известно, например, что в месторождениях Волыни (3) к промышленному типу относятся пегматитовые тела округло-неправильной шпирообразной и более или менее изометричной формы. Такие тела хорошо дифференцированы, имеют ясно выраженную графическую полевошпатовую, пегматоидную и кварцевую зоны и часто содержат миаролитовые полости с крупными кристаллами мориона. Поэтому находки во вторичном залегании серого массивного кварца, а также обломков и глыб с характерной для морионовых пегматитов зональностью являются хорошим косвенным признаком наличия месторождения.

Пегматиты жильного типа на Волыни и в других районах, как правило, не содержат кристаллов мориона в промышленных концентрациях.

Гидротермальные месторождения пьезооптического кварца представлены разнообразными морфологическими типами кварцевых жил, которые отличаются формой, размерами, проявлением хрусталеносности. Все эти разновидности по морфологическим признакам могут быть объединены в три типа:

1) правильные жилы и жильные зоны с многогнездовой минерализацией;

2) неправильные, сложноветвящиеся петельчатые жилы и штокверкообразные кварцевые тела с многогнездовой минерализацией;

3) линзовидные и четковидные жилы и минерализованные трещины с однополостной минерализацией.

Размеры кварцевых жил в значительной мере зависят от физических свойств вмещающих пород.

Первый тип правильных жил и жильных зон развит преимущественно в хрупких породах (кварцитах, песчаниках) и отличается большой протяженностью. Размеры отдельных кварцевых жил и жильных зон по простиранию колеблются в довольно широких пределах: от двух-трех десятков до нескольких сотен метров.

С точки зрения проявления хрусталеносности подобные жилы и жильные зоны являются многополостными, причем эти полости обычно приурочиваются к местным небольшим раздувам жил. Хрусталеносные гнезда малы по размерам, но иногда встречаются крупные полости с большим количеством кристаллов кварца (Центральный Казахстан, Алдан, Памир и др.).

Второй тип неправильных, сложноветвящихся и петельчатых жил, а также штокверковых тел развит преимущественно в зонах интенсивного смятия и дробления.

Размеры жильных тел этого типа доходят до 100 м и более.

Мощность их непостоянная и редко превышает 10 м. Неправильные жилы часто содержат крупные полости с кристаллами кварца в наиболее мощных участках (Южный Урал) или в местах ответвления апофиз от основной жилы (Памир).

Сложные штокверковые кварцевые тела наиболее распространены на Памире. Размеры их составляют: в длину 50—100 м, в ширину 5—10 м. Подобное штокверковое тело встречено на месторождении Гуджигас. Висячем боку оно имеет многочисленные ответвления маломощных прожилков. На других месторождениях, например на Барнаваджском, штокверковые тела отличаются более или менее изометричной формой и представлены густой сетью жил примерно одинаковой мощности, а хрусталеносные гнезда приурочиваются к местам их пересечения.

Третий тип линзовидных (иногда четковидных) жил развит в породах с различными механическими свойствами, но преимущественно в пластичных сланцах. Жилы этого типа имеют в среднем небольшие размеры по простиранию: 5—15 м. Мощность их 2—3, а иногда 6 м и более.

В большинстве случаев жилы этого типа характеризуются наличием только одной полости минерализации. Полости с кристаллами приурочены к выклинивающимся частям жил (преимущественно по падению) или располагаются в их зальбандах, главным образом в лежащем боку (6).

Такие однополостные кварцевые жилы особенно распространены в сланцевой свите пород Приполярного Урала, значительно реже они встречаются во всех остальных хрусталеносных провинциях.

К третьему типу могут быть отнесены и так называемые минерализованные трещины, имеющие преимущественно линзовидную, реже правильную форму с параллельными зальбандами.

Обычные размеры этих трещин по простиранию достигают 10 м, но иногда колеблются в пределах нескольких десятков метров при мощности от 20—30 см до 2 м и более. Минерализованные трещины обычно содержат большое количество кристаллов кварца хорошего качества. Они встречаются на Памире, Алдане, Приполярном и Южном Урале.

Из описанных основных морфологических типов гидротермальных кварцевых жил наиболее благоприятными в отношении хрусталеносности являются жильные зоны и неправильные, перистые, сложноветвящиеся и штокверковые тела различной формы. Такие хрусталеносные тела наи-

более ценны в промышленном отношении и занимают ведущее место в общем балансе запасов пьезооптического кварца.

Вследствие зависимости хрусталеносности от морфологии кварцевых тел выделение жил по морфологическим типам в каждой хрусталеносной провинции имеет существенное значение при разведке и оценке наиболее перспективных объектов.

3. СТРУКТУРНЫЕ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

Среди косвенных признаков хрусталеносности кварцевых жил весьма важны структурные и текстурные особенности жильного кварца. Не все жилы, встречаемые в месторождениях пьезооптического кварца, имеют одинаковое строение. Часть из них сложена плотным мелкозернистым, сахаровидным, стекловидным, сливным жильным кварцем и, как правило, не является хрусталеносной (10). Подобные жилы формировались в начальную стадию гидротермального процесса из концентрированных растворов и нередко содержат небольшие жеоды и полости недовыполнения, в которых из остаточных растворов образовались кристаллы кварца небольших размеров (5, 10). Однако, учитывая возможность повторного открытия трещин и повторной минерализации кварцевых жил (Центральный Казахстан, Алдан и другие), а также переработки и перекристаллизации массивного жильного кварца остаточными растворами (Памир и другие), следует осторожно подходить к оценке хрусталеносности таких жил. Необходимо внимательное изучение структуры и текстуры жильного кварца по обнаженной части кварцевой жилы.

Нередки случаи, когда одна и та же жила одновременно содержит в себе участки с плотным мелкозернистым ранним кварцем и шестоватым друзовым поздним кварцем. Жилы такого строения наблюдаются во многих месторождениях хрусталеносных провинций.

Встречаются также кварцевые жилы, зальбанды которых сложены мелкозернистым кварцем, постепенно переходящим от периферии к центру жилы в отдельные молочно-белые индивиды кристаллов, головки которых состоят из прозрачного горного хрусталя.

Такие жилы, по-видимому, формировались длительно и постепенно, причем выполнение трещин происходило медленнее, чем их раскрытие.

Кварцевые жилы, имеющие крупную и гиганто-зернистую структуру, шестоватую, гребенчатую и друзовую текстуру жильного кварца, относятся к типу хрусталеносных жил, наиболее интересных с промышленной точки зрения (10).

Нередко кварцевые жилы в отдельных участках полностью сложены крупными, несовершенными индивидами кристаллов, плотно прилегающими друг к другу. Размеры этих кристаллов иногда достигают по длинной оси 1 м и более. На поверхности подобных кварцевых индивидов хорошо видны индукционные грани. Такие гигантогребенчатые текстуры жильного кварца встречаются на Урале, в Казахстане.

Размеры кристаллов шестоватого и гребенчатого жильного кварца и степень совершенства их огранки находятся в прямой зависимости от расстояния: они увеличиваются по мере приближения к хрусталеносным гнездам. Довольно часто в хрусталеносных полостях молочно-белые основания кристаллов кварца постепенно сменяются полупрозрачными, а их головки, обращенные к полости, становятся совершенно прозрачными. По-видимому, физико-химические условия формирования подобных жил одинаково благоприятствовали образованию крупных индивидов жильного кварца и кристаллов горного хрусталя. Температуры образования шестоватого, друзового жильного кварца и горного хрусталя очень близки, что подтверждается термометрическими исследованиями жидких включений в кристаллах из месторождений Алдана, Памира и Урала.

Это объясняется спокойным и длительным процессом формирования жил и хрусталеносных гнезд при медленном понижении давления и температуры растворов.

Таким образом, гигантозернистая структура, а также шестоватая, гребенчатая и друзовидная текстура жильного кварца являются весьма важным и надежным признаком хрусталеносности кварцевых жил для всех хрусталеносных провинций.

4. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ТЕЛ

Минералогия месторождений пьезооптического кварца довольно разнообразна.

В пегматитовых месторождениях Волыни (3) к числу минералов, встреченных в камерах—занорышах—вместе с морионом, относятся альбит, зеленая слюдка (жильбертит и кукцит), лепидолит, топаз, берилл, в незначительных количествах гетит, гематит и др. Наличие этих минералов, а также значительных скоплений серого массивного кварца или крупных его обломков (иногда с полевошпатовыми оторочками и щетками небольших кристаллов кварца или полевого шпата) может служить важным косвенным признаком для поисков пегматитовых месторождений кварца камерного типа.

Для гидротермальных месторождений пьезооптического кварца также существует определенный парагенетический комплекс минералов, который является благоприятным поисковым признаком. Если почти все кварцевые тела в основном являются мономинеральными образованиями или характеризуются незначительной минерализацией, то гнезда в них наряду с кристаллами кварца содержат определенные типы парагенетических комплексов, создающихся частично благодаря привнесу гидротермальными растворами и частично за счет растворения и переработки вмещающих пород. Хорошим признаком хрусталеносности могут служить минералы-спутники, возникшие в период формирования хрусталеносных гнезд и вместе с кристаллами горного хрусталя располагающиеся в полостях кварцевых жил. Так, например, в хрусталеносных жилах Памира обнаруживаются скопления серицита, хлорита, железной слюдки, анкерита, барита, кальцита и других минералов; в то же время весьма редко встречаются некоторые сульфиды (10).

В Алданских месторождениях выделено четыре комплекса гнездовых минералов. К их числу относятся хлорит, серицит, гематит, флюорит, карбонаты, минералы каолиновой группы, некоторые титанистые, марганцево-железистые, никель- и ванадий-содержащие минералы.

В хрусталеносных кварцевых жилах Приполярного Урала встречено более 30 парагенетических минералов. Здесь наиболее распространены хлорит, серицит, рутил, брукит, анатаз, гематит, аксинит, актинолит и кальцит. Остальные, в том числе некоторые минералы группы сульфидов, отмечаются реже. Такое количество обнаруженных в месторождениях этой провинции минералов объясняется большим разнообразием пород, в которых содержатся хрусталеносные гнезда.

Образование той или иной ассоциации минералов часто непосредственно зависит от химического состава вмещающих пород. Например, хлорит в качестве гнездового выполнения наиболее характерен для жил, залегающих в зеленых сланцах, диабазах, диоритах и кварцевых диоритах. В гнездах этих жил иногда встречаются минералы, содержащие железо, магний и кальций, и такие, как тремолит, актинолит, эпидот, цоизит, кальцит, апатит, сфен и др. Серицит типичен для гнезд, находящихся в кварц-серицитовых сланцах, кварцитах и гранитоидах. В двух последних случаях наблюдается присутствие минералов каолиновой группы и кварцевого песка.

Указанная зависимость иногда хорошо подчеркивается даже в пределах одного месторождения. Например, в Приполярном Урале (месторождение Скалистое) хрусталеносные гнезда в кварцитах выполнены глинистой массой с примесью серицита, а гнезда, расположенные на контакте или на продолжении даек диабазов, секущих кварциты, заполнены в основном хлоритом. Очевидно, хлорит в этих гнездах образовался за счет выноса материала из гидротермально измененных даек диабаза.

Зависимость минерального состава гнезд от вмещающих пород наблюдается и в месторождениях Центрального Казахстана, где жилы, залегающие в песчаниках, конгломератах и гранодиоритах, бедны силикатами, а жилы, локализующиеся в порфиритах, обогащены хлоритом, хризотил-асбестом, эпидотом и альбитом, в известняках же—карбонатом.

Приведенные примеры показывают, что скопления парагенетических минералов в каждом отдельном случае указывают на возможное проявление хрусталеносности.

Нередко хрусталеносные кварцевые жилы обнаруживаются и по окрашенным гидроокислами зонам или участкам жильного кварца и по находкам в делювиальных развалах парагенетических минералов. При определении хрусталеносности кварцевых жил особое внимание необходимо обращать на скопление хлорита, серицита, кварцевого песка и минералов каолиновой группы, наиболее распространенных в хрусталеносных гнездах.

Проявление хрусталеносности подтверждают и другие косвенные признаки (1, 5, 9), например: кварцево-карбонатный состав жил на Памире, наличие серицитизации, каолинизации в кварцитах Алдана и т. д.

Заслуживает внимания еще одна характерная особенность месторождений, имеющая весьма важное значение для оценки хрусталеносности кварцевых жил при поисковых работах. Это—отсутствие металлического оруденения в хрусталеносных кварцевых жилах. Рудные минералы встречаются в них редко и значительных скоплений не дают. Поэтому безрудные кварцевые жилы редко привлекали внимание геологов. Незнакомых с месторождениями горного хрусталя. Данным обстоятельством, вероятно, и следует объяснить пропуск при геологической съемке таких месторождений пьезокварца, как Актас-II и Астафьевское, выявленных специализированными поисковыми работами.

Изучение условий и последовательности образования минералов хрусталеносных кварцевых жил помогает выделить парагенетические комплексы, являющиеся косвенным поисковым признаком.

5. ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Нами уже отмечалось, что в большинстве хрусталеносных провинций установлена зависимость минералогического состава хрусталеносных кварцевых жил (особенно гнезд) от состава вмещающих пород. Один этот факт уже указывает на большую химическую активность гидротермальных растворов, влияние их на окружающую среду и в первую очередь на боковые породы, вмещающие хрусталеносные кварцевые жилы, минерализованные зоны и трещины. Выяснено, что гидротермальное изменение боковых пород непосредственно вблизи хрусталеносных гнезд протекало значительно интенсивнее, чем в контактах с жильным кварцем.

Отмечено также, что около больших хрусталеносных гнезд ширина зоны изменения боковых пород больше, чем вблизи мелких гнезд. Мощность околожильных изменений колеблется в пределах от 20—30 см вблизи кварцевых жил до нескольких метров около крупных хрусталеносных гнезд. Это, вероятно, зависит от химического состава растворов, степени их насыщения, характера среды и других физико-химических условий формирования хрусталеносных кварцевых жил и гнезд.

Процессы гидротермального изменения пород различного характера и интенсивности ясно выражены почти во всех хрусталеносных провинциях. Так, в алданских месторождениях (1, 8) эти процессы проявляются в виде серцитизации, каолинизации и перекристаллизации кварцитов; в памирских (5, 9, 10) отмечается серцитизация, альбитизация, карбонатизация, пиритизация и окварцевание; в месторождениях Центрального Казахстана—альбитизация, эпидотизация, хлоритизация и окварцевание; в Приполярном Урале (7)—хлоритизация, серцитизация, эпидотизация, цоизитизация, альбитизация и окварцевание.

Поскольку околожилные изменения пород обусловлены процессами гидротермальной деятельности, с которыми генетически связано и образование кристаллов горного хрусталя, то естественно, что измененные приконтактовые породы являются весьма важным поисковым признаком. Особое значение этот признак приобретает для поисков так называемых минерализованных трещин (хрусталеносных гнезд), не имеющих прямой связи с кварцевыми жилами. Если жилы часто обнаруживаются по развалам и высыпкам жильного кварца, то для поисков минерализованных трещин, помимо кристаллов кварца, единственным критерием остается нахождение гидротермально измененных пород и парагенетических гнездовых минералов. Во всех случаях поисков хрусталеносных кварцевых жил (а также минерализованных зон и трещин) измененные породы, отличающиеся от неизмененных по составу и цвету, служат положительным поисковым признаком. По одному этому признаку было открыто немало промышленных хрусталеносных объектов.

6. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Геоморфологические признаки в основном могут быть выявлены при анализе форм рельефа, различие которых зависит от степени устойчивости горных пород к процессам выветривания. Участки, сложенные относительно пластичными породами (различные сланцы, известняки, мраморы и т. п.), обычно имеют пониженный и сглаженный рельеф. Наоборот, кварциты и подобные им породы менее поддаются процессам выветривания, образуя крутые и обрывистые склоны гор, вершины которых отличаются острыми и зубчатыми гребнями (Памир, Приполярный Урал).

Насколько формы рельефа помогают ориентироваться при поисках месторождений пьезокварца, видно из следующего. Вся горная цепь Полярноуральского хребта сложена преимущественно кварцитами. Она резко возвышается над общим уровнем района, обладает наибольшими абсолютными отметками (до 2000 м) и характеризуется острыми вершинами с крутыми склонами. Относительное превышение вершин достигает 1000—1500 м.

Изверженные породы в этом районе образуют возвышенности преимущественно с плоскими вершинами и пологими склонами, относительные превышения которых составляют 300—500 м. Контакты изверженных пород с различными сланцами обнаруживаются в рельефе в виде четких уступов. При этом изверженные породы выступают на фоне развития сравнительно мягких сланцев в виде небольших гривок. Перемежаемость сланцев с кварцитами, вмещающими серию кварцевых жил, отображается в рельефе хорошо выделяющимися на фоне сланцев небольшими параллельными гребнями из кварцитов.

В Алданской провинции кварциты, содержащие хрусталеносные кварцевые жилы и жильные зоны, обычно образуют наиболее возвышенные части рельефа. Вершины их часто оголены, а светлая окраска кварцитов способствует быстрому их отысканию.

В других провинциях, среди холмисто-увалистого рельефа (Южный Урал) или сглаженной поверхности (Центральный Казахстан), зоны

окварцованных пород выделяются в виде небольших возвышенностей, сопок, увалов и гребешков, которые характерны для тех участков, где наблюдаются отдельные выходы кварцевых жил.

Отмеченные геоморфологические особенности рельефа помогают ориентироваться в составе пород, участвующих в строении исследуемого района, и сравнительно легко отличать площади распространения продуктивных свит и их контакты, что, несомненно, способствует более эффективному проведению геологопоисковых работ.

Нередко геоморфологический фактор непосредственно указывает на присутствие кварцевых жил, минерализованных зон и трещин. Например, кварцевые жилы, менее разрушаемые, чем вмещающие породы, часто резко выступают в рельефе, и, наоборот, минерализованные трещины и гидротермально измененные зоны создают отрицательные формы рельефа в виде небольших ложбин на выровненной поверхности. Образование подобных микроформ рельефа связано с выносом рыхлого материала гнездового выполнения и уплотнением массы кристаллов кварца в полостях.

Геоморфологические признаки приобретают большое значение при поисках россыпных месторождений кварца, поскольку последние связаны с современными рыхлыми отложениями (Приполярный Урал, Алдан) или с породами древней коры выветривания (Южный Урал, Волюнь).

При поисках элювиальных и делювиальных россыпей большую помощь оказывает изучение микрорельефа. В частности, должно быть уделено большое внимание резким перегибам склонов возвышенностей, террасовидным уступам, западинам и т. п. Для районов, где обнаружены погребенные россыпи, весьма важно выявление древних русел рек, их долин, междуречных пространств и логов. Именно здесь часто наблюдается концентрация кристаллов кварца (Астафьевское, Неплюевское, Светлинское и другие месторождения Южного Урала).

В заключение следует подчеркнуть, что для поисков пьезооптического кварца в том или ином районе необходимо учитывать всю сумму региональных геологических факторов, контролирующих пространственное размещение месторождений и благоприятные условия их формирования, а также все прямые и косвенные признаки хрусталеносности. Использование одних геологических факторов или косвенных поисковых признаков в отрыве от других может привести к неверным выводам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Происхождение кварцевых жил и месторождений горного хрусталя. Сов. геол. № 12, 1946.
2. Ермаков Н. П. Генетические типы хрусталеносных жил и погребов Алдана. ДАН СССР, т. 48, № 1, 1945.
3. Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа. Тезисы докл. Геол. фак-та МГУ на юбил. научн. сессии. Изд. МГУ, 1955.
4. Григорьев Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 83, вып. 3, 1954.
5. Захарченко А. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.
6. Карякин А. Е. Генетическая связь хрусталеносных гнезд с кварцевыми жилами и происхождение полостей. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 23, 1949.
7. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрусталеносных гнезд. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 30, вып. 2, 1955.
8. Лазько Е. М. О поисках гидротермальных месторождений пьезооптических минералов. Рудн. геол., сб. 19. МИЦМиЗ, 1947.
9. Морозенко Н. К. Генезис хрусталеносных жил Памира. Сов. геол. № 9, 1946.
10. Хотенок М. М. Поиски и разведка месторождений горного хрусталя на примере Барнаваджского месторождения (Памир). Матер. Всес. совещ. по техн. и метод. геол.-разв. раб. Госгеолиздат, 1940.

МИНЕРАЛОГИЯ и КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Л. И. ЦИНОБЕР

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ ИСКУССТВЕННОГО КВАРЦА

В статье опубликованы результаты исследования морфологии граней кристаллов искусственного кварца. Особое внимание уделяется изучению строения фигур роста на гранях гексагональной призмы и устанавливается связь этих фигур с симметрией кристалла.

В настоящее время представляется возможность сообщить о результатах изучения морфологии кристаллов искусственного кварца, выращенных в аппаратах высокого давления. Изучению подвергалось большое количество кристаллов разнообразных размеров; толщина выращенного на затравке слоя составляла от 1—2 мм до 2—3 см.

Задачей первого этапа работы являлось изучение макрорельефа поверхности различных граней кристаллов искусственного кварца, классификация наблюдаемых на них фигур роста и увязка их с симметрией кристалла.

ЗАТРАВКА, СКОРОСТИ РОСТА ГРАНЕЙ, ФОРМА КРИСТАЛЛА

Для выращивания кристаллов искусственного кварца применялись затравочные пластинки, вырезанные параллельно плоскостям (0001), (1101) r , (10 $\bar{1}$ 1) R , (1010). Было установлено, что для определенных значений температуры, давления, температурного градиента и состава раствора выдерживается следующее отношение между скоростями роста (v) различных граней:

$$v(001) > v(1\bar{1}01)r > v(10\bar{1}1)R \gg v(10\bar{1}0) \approx 0$$

Такое соотношение приводит к тому, что устойчивая форма¹ кристаллов искусственного кварца состоит из двух простых форм: гексагональной призмы (m) и положительного ромбоэдра (R), как это указывалось в работах В. П. Бутузова и Н. Ю. Икорниковой (1, 2, 3).

¹ Устойчивой мы называем форму, которую кристалл приобретает после окончательной регенерации затравочной пластинки и сохраняет ее при последующем росте.

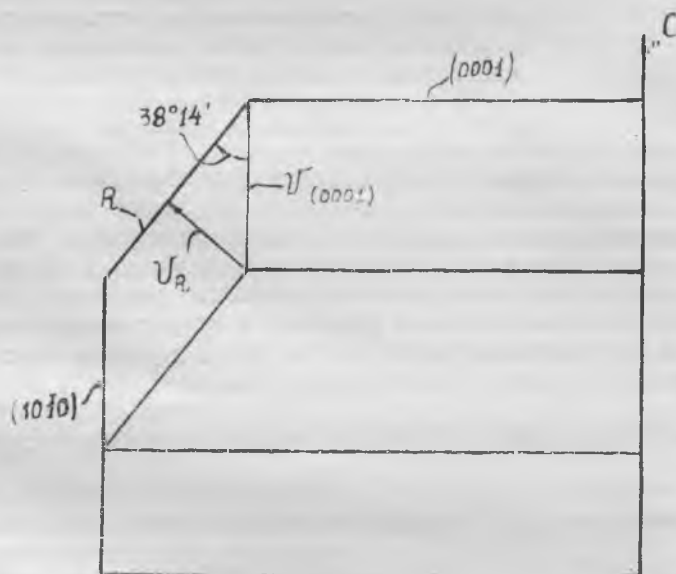
При выращивании кристаллов из затравок в форме дисков толщиной 1—2 мм, вырезанных перпендикулярно оси L_3 , грани отрицательного ромбоэдра (r), достаточно типичные для естественных кристаллов кварца, вовсе не появляются на кристаллах в процессе роста. На рис. 1 показаны два таких кристалла.



Рис. 1. Два кристалла искусственного кварца. Ориентировка: ось L_3 вертикальна; одна из осей L_2 горизонтальна

Из рис. 2 видно, что условием стабильности граней ромбоэдра и пинакоида является соотношение

$$\frac{vR}{v(0001)} = \sin 38^\circ 13' = 0,617 \text{ при } v(1010) = 0$$



$$\frac{v_R}{v_{(0001)}} = \sin 38^\circ 14' = 0,617$$

Рис. 2

В этом случае граница между пирамидами роста граней ромбоэдра и пинакоида будет передвигаться параллельно L_3 и площадь граней R и (0001) не будет изменяться одна за счет другой по мере роста. Для граней положительного ромбоэдра и пинакоида всегда $\frac{vR}{v(0001)} < 0,617$.

и поэтому грани R появляются на растущем кристалле и увеличиваются по мере его роста, вытесняя искусственно созданную на затравке грань (0001) . Ввиду того, что для граней r всегда характерно соотношение
$$1 > \frac{v_r}{v(0001)} > 0,617,$$
 они вовсе не появляются на кристалле во время его роста, хотя $v_r < v(0001)$.

РЕЛЬЕФ ГРАНЕЙ ПОЛОЖИТЕЛЬНОГО И ОТРИЦАТЕЛЬНОГО РОМБОЭДРОВ

Характер поверхности роста граней положительного ромбоэдра с достаточной полнотой описывается в статьях Бутузова и Икорниковой. Так же как и они, мы наблюдали на кристаллах нарастание грани R путем образования конусообразных аксессуарий роста и образование на грани R микроскопических рядов, параллельных ребру R/R . Однако в отличие от наблюдений указанных авторов зафиксированный нами рост на грани R происходит не путем образования прямолинейных рядов, параллельных ребру R/R , а путем отложения материала вокруг образовавшейся аксессуарии, при этом фронт окаймляющего ее слоя имеет, как правило, изогнутый контур.



Рис. 3. Группа аксессуарий роста на грани R . Вершины аксессуарий смещены в сторону ребра $R/m \times 10$

Следует также отметить, что образование аксессуарий роста на гранях R происходит на всех этапах развития кристалла, причем этому процессу в большой степени содействует осаждение на эти грани мельчайших твердых частичек, всегда имеющихся в растворе. Этот вывод следует из того факта, что грани R , обращенные вверх, покрыты значительно большим числом аксессуарий роста на единицу площади, чем грани R , обращенные вниз и экранированные от оседания на них твердых частичек, являющихся центрами возбуждения роста.

При достаточной высоте аксессуарии роста грани R на ней образуется поверхность, близкая по своей ориентировке к грани призмы. Так как в этом направлении кварц имеет очень небольшие скорости роста, все крупные аксессуарии по мере развития принимают форму конуса с резко смещенной в сторону ребра R/m вершиной (рис. 3).

При выращивании кристаллов из затравок, основная плоскость которых срезана параллельно грани r , зарастание этой плоскости происхо-

дит путем образования большого числа аксессуарий роста в форме пологих конусов, часть поверхности которых обычно бывает срезана плоской гранью, обращенной вниз, — вправо у левых кристаллов и влево у правых. При этом грань r должна быть ориентирована так, чтобы ребро r/m располагалось горизонтально и ограничивало грань r снизу (рис. 4).



Рис. 4. Группа аксессуарий роста на грани r . Ребро r/m видно в нижней части снимка. Левый кристалл. $\times 5$

РЕЛЬЕФ ГРАНЕЙ ГЕКСАГОНАЛЬНОЙ ПРИЗМЫ

Как уже упоминалось, скорость роста граней гексагональной призмы незначительна по сравнению со скоростями роста других граней. Однако нарастание на гранях m все же происходит, и развивающиеся на их поверхности фигуры роста чрезвычайно характерны для всех рассмотренных кристаллов. Обычно эти фигуры роста представляют собою асимметричные пятигранные пирамидки; единственный элемент симметрии — ось I (рисунки 5а, 5б, 5в)*. В отдельных случаях происходит почти полное вырождение одной грани пирамидки, и тогда последняя становится четырехгранной (рис. 6а). При кратковременном росте кристалла образуются пирамидки со срезанными вершинами (рис. 6б), которые на первый взгляд значительно отличаются от обычных пятигранных пирамидок. Однако параллельность соответствующих контуров и все наблюдаемые стадии перехода от одного типа фигур к другому убеждают нас в том, что генетически они имеют одно и то же происхождение.

В полном согласии с энантиоморфизмом кристаллов кварца фигуры роста на грани m бывают двух типов: на правых кристаллах — правые, на левых — левые. Самая крутая грань пирамидки, лежащая в зоне (1231), по которой пересекаются грани m , x , s и r , всегда бывает обращена в сторону ребра m/R , вправо у правых кристаллов и влево у левых. Если на грани m имеется бразильский двойник, то фигуры роста на участках этой грани, соответствующих правому и левому индивидуам, выводятся одни из других путем отражения в плоскости, перпендикулярной грани m и параллельной оси L_3 .

* Ориентировка поверхностей граней m на всех рисунках (5а, 5б, 5в, 6а, 6б, 7, 8, 9) такая же, как и на рис. 5а (см. подпись к рис. 5а).



Рис. 5а. Фигуры на грани m . Левый кристалл. $\times 20$. Ориентировка: плоскость снимка совпадает с плоскостью m ; ось L_3 кристалла вертикальна, одна из осей L_2 горизонтальна; грань R расположена выше, а грань r ниже изображенной грани m



Рис. 5б. Фигуры роста на грани m . Левый кристалл. $\times 20$



Рис. 5в. Фигуры роста на грани *m*. Правый кристалл. $\times 20$



Рис. 6а. Крупные и мелкие фигуры роста на грани *m*. Правый кристалл. Виден слоистый характер нарастания. $\times 20$

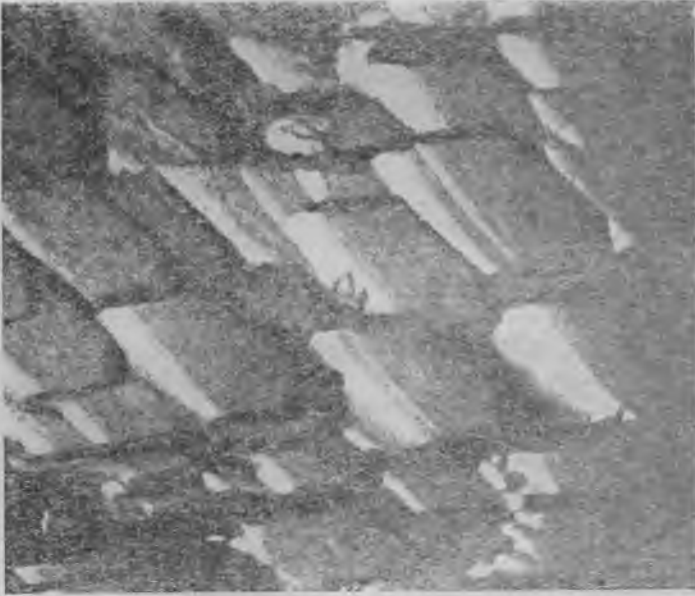


Рис. 66. Фигуры роста на грани *m* правый кристалл. $\times 20$



Рис. 7. Участок дофнейского двойника на грани *m*. Левый кристалл. $\times 20$



Рис. 8. Фигуры роста на грани *m*. Слопетый характер роста. Левый кристалл. $\times 20$



Рис. 9. Цепочка пирамидальных фигур роста на грани *m*, расположенная вдоль заросшей трещины в кристалле. Правый кристалл. $\times 20$

Точно так же, в полном согласии с симметрией кварца, фигуры роста на двух смежных гранях m монокристалла выводятся одна из другой с помощью поворота вокруг оси L_2 , проходящей через общее ребро этих двух граней. На рис. 7 изображен фрагмент грани m , пораженный дофинейским двойником. Он состоит из двух участков, которые представляют собой поверхности двух смежных граней m монокристалла, совмещенные в одной плоскости. Фигуры роста (пирамидки) на этих участках совмещаются с помощью поворота вокруг оси L_2 , перпендикулярной поверхности грани.

Внимательное рассмотрение фигур роста на гранях призмы показывает, что они имеют отчетливо выраженное слоистое строение (рис. 8), причем контур слоя представляет собой замкнутую линию пересечения пирамидки роста плоскостью, параллельной $(10\bar{1}0)$.

Углы между проекциями соответствующих ребер вицинальной пирамидки на плоскость $(10\bar{1}0)$ не являются постоянной величиной, а изменяются в небольших пределах (при сравнении фигур роста на кристаллах из разных опытов), в то время как углы между прямолинейными фронтами слоев на соответствующих гранях вицинальных пирамидок являются величиной постоянной для всех исследованных кристаллов.

Вершины наиболее крупных вицинальных пирамидок на гранях призмы обычно приурочены к прямой линии, представляющей собой проекцию ребра затравочной пластинки на грань $(10\bar{1}0)$. Кроме того, на некоторых кристаллах наблюдаются мелкие пирамидальные вицинали, расположенные цепочкой вдоль трещины в кристалле, подходящей близко к поверхности грани (рис. 9).

Сопоставление всех перечисленных наблюдений позволяет предложить следующий возможный механизм роста граней гексагональной призмы кристаллов искусственного кварца:

1. Отложение материала на грани $(10\bar{1}0)$ происходит в основном путем тангенциального роста слоев значительной толщины, параллельных плоскости $(10\bar{1}0)$.
2. Тангенциальный рост начинается от некоторых центров возбуждения — выступающих участков ребра затравочной пластинки, трещин или иных нарушений на поверхности кристалла.
3. Разрастание слоя происходит замкнутым фронтом, имеющим очертание пяти- или четырехугольника.
4. Наложение таких слоев с отставанием во времени образования верхних слоев от нижних приводит по мере роста к образованию пяти- или четырехгранных вицинальных пирамидок.
5. Постоянной величиной является направление фронтов растущего слоя. Оно, очевидно, в большой степени зависит от структурной симметрии плоскости $(10\bar{1}0)$.

Наклон граней вицинальной пирамидки и углы между ее ребрами изменяются в зависимости от соотношения скоростей продвижения слоя в различных направлениях, которое, очевидно, в большой степени зависит от термодинамических условий роста (температуры, давления и др.).

ХАРАКТЕР РОСТА ПОВЕРХНОСТИ (0001)

Большое количество кристаллов в наших экспериментах было выращено из затравочных пластин, вырезанных перпендикулярно оси L_3 . Нарастание на таких затравках представляет по сути дела процесс регенерации кристалла: площадь поверхности (0001) уменьшается по мере роста, пока совершенно не исчезнет под гранями большого ромбоэдра. Материал кристалла при регенерации не содержит дефектов, оставаясь прозрачным, несмотря на большие скорости процесса, благодаря

чему удается выращивать значительные по величине бездефектные кристаллы. Растущая поверхность (0001) представляет собою скопление большого количества аксессуаров роста, которые имеют обычно слоистое строение; эти слои параллельны (0001). Интересной особенностью роста поверхности (0001) является некоторое выступание ребер между гранями



Рис. 10а. Фигуры роста на поверхности (0001). Правый кристалл. $\times 20$

R , m и поверхностью (0001), так что последняя имеет характер углубления, совершенно не типичный для обычных граней кристалла. Аксессуары роста в общем случае имеют вид бугорков-возвышений, которые, однако, часто принимают форму тригональной пирамидки со скругленными гранями и ребрами. Эти грани обращены в сторону выхода положительных концов, а ребра — в сторону отрицательных концов осей L_2 кристалла (рисунки 10а, 10б) таким образом, что по ориентировке этих фигур на «гранях» (0001) можно определить принадлежность кристалла к правой или левой энантиоморфной разновидности.

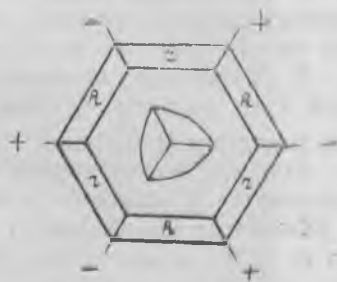


Рис. 10б. Фигуры роста на поверхности (0001). Левый кристалл. $\times 20$

Следует отметить, что в большом количестве просмотренных кристаллов ни разу не наблюдался рост поверхности (0001) путем образования многих субпараллельных головок, огранных формами R и r ,

как это утверждается в статье Н. Ю. Икорниковой и В. П. Бутузова (2). Причины такого расхождения в наблюдениях, возможно, кроются в различных условиях экспериментирования. В наших опытах (0001) растет только путем непрерывного образования и разрастания большого числа аксессуарий, построенных слоями, параллельными плоскости (0001).

Уже после того, как настоящая статья была сдана в печать, нами было установлено, что аксессуарии роста на поверхности (0001) имеют отчетливо выраженное спиральное строение (4).

ПОЛЯРНОСТЬ ОСЕЙ L_2 КВАРЦА, ПРОЯВЛЯЕМАЯ В РАЗЛИЧИИ СКОРОСТЕЙ РОСТА ГРАНЕЙ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ ($\bar{1}210$) И ПОЛОЖИТЕЛЬНОЙ ($1\bar{2}10$) ТРИГОНАЛЬНЫХ ПРИЗМ

При выращивании кристаллов из прямоугольных пластинок, два торцовых среза которых перпендикулярны одной из осей L_2 кристалла, наблюдалось следующее явление. Торцовый срез, соответствующий гра-



Рис. 11. Характер поверхности ($1\bar{1}20$) — верхний кристалл и ($11\bar{2}0$) — нижний кристалл

ни (1120) тригональной призмы, нарастал со значительно меньшей скоростью, чем срез, соответствующий грани ($\bar{1}\bar{1}20$), на поверхности которого наблюдалась совокупность площадочек граней других индексов. Поверхность грани ($11\bar{2}0$) имеет совершенно иной характер — это серия вытянутых параллельно L_3 желобообразных углублений с микроскопически идеально гладкими поверхностями (рис. 11). Если на торцовом срезе затравочной пластинки выходит дофнейский двойник, то разные по своему характеру участки граней (1120) и ($11\bar{2}0$) наблюдаются рядом, причем участки ($11\bar{2}0$) выступают над участками (1120). При непродолжительном наращивании материала на монокристалльной затравке в форме диска, перпендикулярного L_3 , полностью завершенные ребра гексагональной призмы в местах выхода положительных концов осей L_2 чередуются с незавершенными ребрами, представляющими собою не успевшие еще зарости участки граней (1120).

В ы в о д ы

1. В результате изучения большого числа кристаллов искусственного кварца описаны фигуры роста на гранях m , R , r и (0001) , а также установлена их связь с симметрией кристалла кварца.

2. Установлен характер зависимости устойчивой формы кристаллов искусственного кварца, выращенных в определенных условиях, от соотношения скоростей роста основных формообразующих граней.

3. Отмечается большое значение процесса образования акцессорий роста для формирования граней m , R , r и поверхности (0001) . Они образуются путем тангенциального разрастания слоев, параллельных соответствующим плоскостям вокруг различных центров возбуждения (примесей, дефектов) на гранях.

4. На основе изучения фигур роста на гранях m предлагается гипотеза механизма формирования этих граней.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бутузов В. П. и Икорникова Н. Ю. Скульптура граней ромбоэдра искусственного кварца. ДАН СССР, т. 97, № 1, 1954.
2. Бутузов В. П. и Икорникова Н. Ю. Некоторые данные по росту кристаллов искусственного кварца. Зап. Всес. мин. о-ва, т. 84, № 4, 1955.
3. Бутузов В. П. и Икорникова Н. Ю. Рельеф грани искусственного кварца в начальный период его роста. Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР, вып. 11 М., 1955.
4. Циннобер Л. И. Кристаллография. Изд. АН СССР, т. 1, вып. 5. 1956.

М. А. МОНОСЗОН

О НЕКОТОРЫХ ДЕФЕКТАХ КРИСТАЛЛОВ ФЛЮОРИТА

В статье описываются мозаичное строение кристаллов флюорита и связанная с ним окраска, фигуры естественного травления, а также включения маточного раствора и трещины по необычному для флюорита направлению (100).

В пегматитах, расположенных среди гранитов одного массива в Бет-Пак-Дала, в большом количестве встречается флюорит. Его кристаллы достигают иногда веса 50 кг и имеют характерный для этого месторождения октаэдрический габитус со слабым развитием граней ромбододекаэдра и куба. На ранних стадиях роста грани ромбододекаэдра имели большее распространение и большую величину, чем в конечных, что устанавливается по расположению зон роста.

Кристаллы частично окрашены в синий с фиолетовым оттенком цвет различной интенсивности — от густого, непрозрачного, до светло-синего. Распределение окраски в кристалле весьма разнообразно — вдоль зон роста различных граней, вдоль ребер и т. д., что очень характерно для флюорита.

Здесь мы коснемся лишь одного типа окраски — волокнистой (рис. 1).

Удлиненные цветные участки, образующие волокнистую окраску, располагаются в кристалле перпендикулярно граням, в пирамидах роста которых они находятся. Такая окраска флюорита отмечалась раньше (4) для кристаллов кубической формы.

В наших образцах волокнистая окраска имеется в пирамидах роста всех граней, но захватывает не весь кристалл целиком, а располагается пятнами, оставляя местами абсолютно бесцветные участки. В нескольких крупных кристаллах были окрашены только центральные части пирамид роста, а вершины кристалла остались бесцветными.

В кажущейся беспорядочности расположения волокнистой окраски, кроме вытянутости вдоль направлений роста, выявляются и некоторые другие закономерности.

Окраска всегда приурочена к областям кристалла с явным мозаич-

ным строением. По очертаниям на спайном октаэдрическом сколе удалось определить величину и форму отдельных блоков. Оказывается, что они в участках с волокнистой окраской имеют удлиненную форму и вытянуты в том же направлении роста грани.

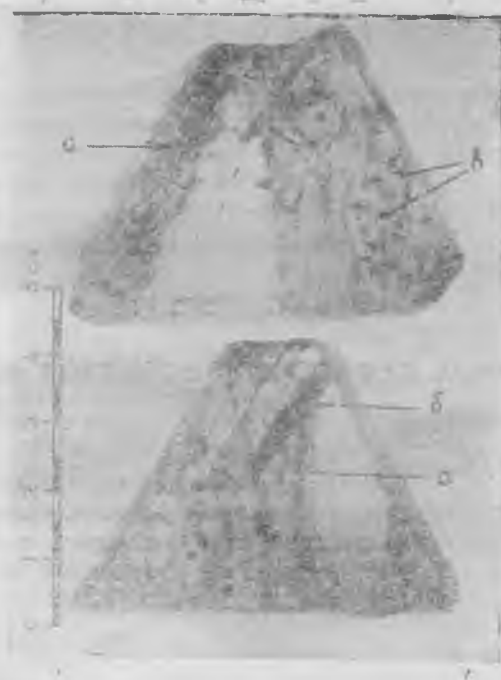


Рис. 1. Пластина флюорита с волокнистой окраской (а) и трещинками по (100) (б)

Волокнистая окраска иногда несколько меняет цвет от одной зоны роста к другой, а также в пирамидах роста граней разных простых форм. Кроме оттенка, меняется и толщина отдельных штрихов окраски. В пирамидах роста ромбододекаэдра штрихи более грубы и окрашены гуще, чем в пирамидах октаэдра. Утолщение штрихов наблюдается и в некоторых зонах роста кристалла.

Поскольку в кристаллах преобладают грани октаэдра, в направлении которых проходит совершенная спайность, легко получить скол, перпендикулярный вытянутости окрашенных волокон, и установить форму последних в поперечном разрезе. Здесь волокна образуют сложный рисунок, похожий на ячейки угловатой формы (рис. 2). Блоки на этом сколе тоже имеют сходные очертания.

В некоторых кристаллах при большом увеличении удается подметить приуроченность окраски к поверхности раздела между блоками. В этой плоскости окраска распределяется неравномерно, штрихами, расположенными перпендикулярно направлению роста грани, и вследствие этого поверхность раздела внешне кажется индукционной. Возможно, что это и есть индукционная поверхность между субпараллельными индивидуумами мозаичного кристалла.

Окрашивание участков около границ между блоками наблюдается не повсеместно. Нередко мозаичные области совсем лишены окраски.

В описываемых частях кристалла имеется еще одна особенность— большое количество включений маточного раствора, которые можно раз-

делить по форме на две группы: вытянутые и угловатые. Первые располагаются цепочками, вытянутыми в направлении удлинения блоков мозаики в центрах окрашенных волокон, приурочиваясь таким образом к границам между блоками.



Рис. 2. Волокнистая окраска в поперечном разрезе

Угловатые включения имеют несколько больший размер и неправильную форму (рис. 3). Распределяются они также в местах сгущения окраски, что указывает на связь их с мозаичным строением: по-видимому, они приурочены к пространству между блоками, однако непосредственными наблюдениями это установить не удалось.

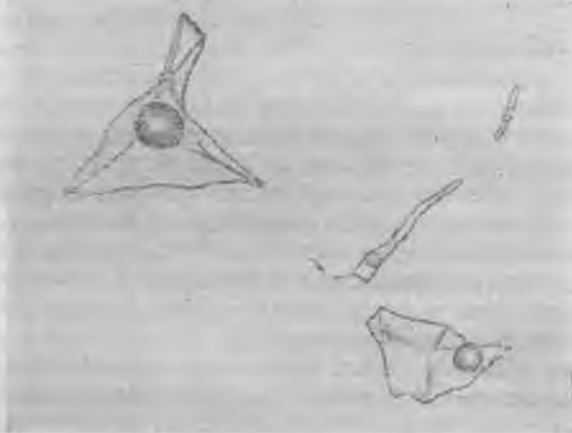


Рис. 3. Угловатые включения

Таким образом, описываемые включения, бесспорно, являются первичными, образовавшимися во время роста кристалла. Они кроме жидкости содержат еще пузырек газа и иногда две твердые фазы.

При остывании кристалла широким распространением, вероятно, пользовались процессы расшнуровки включений. Это заметно как по точечным включениям, оставшимся после расшнуровки (рис. 4), так и по температурам гомогенизации включений. Колебания в пределах одной зоны у соседних расшнурованных включений достигает 25—35°. Очевидно, расшнуровка произошла после некоторого снижения температуры, когда часть газового пузырька в них уже сформировалась.

В большинстве мозаичных участков, как окрашенных, так и неокрашенных, вне зависимости от наличия включений развивается огромное количество мелких трещин. При измерении положения этих трещин нами



Рис. 4. Расшнуровка включений

было обнаружено, что они соответствуют направлению (100) — граням куба и образуют соответственно три системы параллельных взаимно перпендикулярных трещин. Эти трещины, идущие по очень необычному для флюорита направлению, имеют эллипсоидальную форму и разнообразные размеры: от мелкой, еле заметной блесчатости до 0,5—0,7 см по длинной оси эллипса. Пересечения трещин различных направлений встречаются довольно редко.

Величина трещин по кубу примерно одинакова в пределах одной зоны роста, но может меняться постепенно, при переходе из одной зоны в другую. Зонально меняется не только величина, но и густота трещин.

Причиной возникновения в кристалле мелких трещин по кубу является, очевидно, дефектный мозаичный рост. Однако их появление непосредственно связано с колебанием температуры после образования кристалла. Это подтверждается тем, что мозаичные области без трещин при резком нагревании приобретают мелкую блесчатость.

* * *

Кристаллы флюорита на месторождении Куликолон обычно располагаются на стенках погребов и более мелких каверн в брекчированном и окварцованном известняке, имея свойственный для данного месторождения кубический облик. Из других простых форм встречаются тетрагонтриоктаэдр и реже ромбододекаэдр, грани которых неравномерно развиты в пределах кристалла и имеют небольшие размеры.

Поверхностное травление кристаллов здесь довольно частое явление. При этом грани куба покрываются правильными, одинаково ориентированными углублениями, а вершины и ребра притупляются гранями тетрагонтриоктаэдра и тетрагексаэдра.

Травление в процессе роста кристаллов происходило неоднократно. Это отчетливо видно по наличию внутри кристаллов тонких мутных фарфоровидных зон роста, часто принимаемых за зоны с мелкими включениями маточного раствора или присыпками пылевидных частиц посторонних минералов.

В искусственно выращенных кристаллах сегнетовой соли подобные зоны роста, как доказано А. А. Штернбергом (3), возникают при регенерации протравленных поверхностей граней. Нарастающий на фигуры травления тонкий слой обладает большим внутренним напряжением, в результате чего он деформируется, растрескивается и становится мут-

ным, фарфоровидным. А. А. Штернберг предполагает, что такое же происхождение имеют мутные зоны роста в кристаллах других веществ.

В наших образцах очень легко проследить этот процесс по зарастанию травленной поверхности слоями прозрачного оптического флюорита, которые захватывают иногда только часть грани, а под ними на уровне травленной поверхности возникает тонкая мутная зона роста (рис. 5).



Рис. 5. Зарастание травленной поверхности (u) слоем прозрачного флюорита (a)

Из всего этого вытекает, что травление в описываемом случае производилось теми же гидротермами, из которых кристаллизовался оптический флюорит. Причиной, вероятно, явились колебания физико-химических параметров гидротерм.

Можно встретить несколько типов фигур травления, отличающихся друг от друга формой огранки.

Углубления правильной квадратной формы с плоским дном характеризуют самые ранние стадии травления. Эти фигуры неглубоки, и поэтому невозможно определить символы их граней, кроме крупных (001), образующих дно.

Ориентировку фигур характеризует поворот на 45° по отношению к квадратной грани куба. В местах более интенсивного травления эти фигуры сменяются углублениями, образованными гранями тетрагонтриоктаэдра (113), которые также имеют в плане квадратные очертания и ту же ориентировку (рис. 6). Фигуры травления, образованные гранями (113), располагаются на поверхности кристалла либо поодиночке на некотором расстоянии друг от друга, либо сближаются вплоть до образования мелкобугорчатой поверхности; размер углублений не превышает 0,2—0,3 мм.

На фоне поверхности, образованной этими мелкими фигурами травления, в ряде образцов появляются единичные углубления более крупных размеров (2—2,5 мм), которые образованы гранями тетрагонтриоктаэдра (113), что является наиболее частым случаем, или гранями двух простых форм: тетрагонтриоктаэдра (113) и тетрагексаэдра (013), развитыми примерно одинаково.

Фигуры, в которых присутствуют грани (013), имеют в центре дополнительное углубление, образованное ромбододекаэдром (011), иногда в комбинации с тетрагонтриоктаэдром (рис. 6).

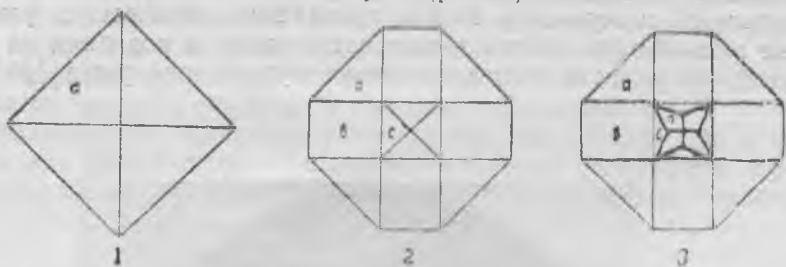


Рис. 6. Фигуры травления, образованные гранями: a (113); b (013); c (011)

В некоторых образцах наблюдается определенная закономерность в распределении фигур травления на грани. Они образуют цепочки расположенных в один ряд и сближенных, а отчасти наложенных друг на друга углублений, образованных гранями тетрагонтриоктаэдра. Эти цепочки вытянуты или вдоль направлений спайности, или параллельно ребрам куба и очень часто образуют на грани четкую сетку, хорошо видимую микроскопически.

Интерес представляет травление граней, находящихся в областях с затрудненной циркуляцией растворов, т. е. граней, обращенных к вмещающей породе или к близко растущему кристаллу.

Эти «задние», по выражению В. И. Соболевского (1936), грани совершенно прекращают свой нормальный рост, когда кристалл достигает определенной величины, при которой затрудняется циркуляция растворов у их поверхности, и только увеличивают свои размеры за счет слоев флюорита, откладывающихся на соседние грани.



Рис. 7. Протравленная грань (100) кристалла флюорита

На поверхности задней грани выходят слои флюорита, отложенные в разное время. Среди них всегда найдутся такие, которые будут протравливаться легче, и на их месте возникнут наиболее густые и глубокие

цепочки фигур травления. Особенно легко подвергаются травлению мутные, фарфоровидные зоны роста.

Таким образом, неравномерным травлением можно объяснить возникновение на грани очень характерной зональной штриховки (рис. 7).

Анализ характера расположения цепочек фигур травления и мутных фарфоровидных зон роста может дать материал для изучения относительных скоростей роста граней и распределения концентраций растворов в пределах полости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Использование дефектов в кристаллах флюорита для изучения естественной истории минералов. Мин. сб. Львовск. геол. о-ва № 2, 1948.
2. Соболевский В. И. и др. Оптический флюорит. М.-Л., 1936.
3. Штернберг А. А. Влияние неоднородностей кристалла на скорость нарастания граней. Учен. зап. ЛГУ, № 65, сер. геол.-почв. Вып. 13, 1944.
4. Pržibram K. Verfärbung und Lumineszenz. Beiträge zur Mineralphysik. Wien, 1953.

Е. М. ЦЫГАНОВ

О ГИДРОСЛЮДЕ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

В статье описывается гидрослюда, встречающаяся в морионосных топазовых пегматитах Волыни. Приводятся данные химических, термических, термооптических и рентгенографических исследований этого минерала. Автор приходит к заключению о происхождении гидрослюды пегматитов Волыни за счет метасоматической переработки калиевых полевых шпатов.

В пегматитах Волыни гидрослюда встречается в ассоциации с полевым шпатом в пустотках дымчатого кварца пегматоидной зоны.

Вместе с гидрослюдой в таких пустотках образуются мельчайшие кристаллики горного хрусталя; выделения гидрослюды представлены мелкочешуйчатыми образованиями.

На поверхности мелких кристалликов горного хрусталя эти чешуйки образуют радиальные скопления с центром у места соприкосновения их с кристаллом кварца. После обрушения таких скоплений получают характерные серповидные радиальные выделения гидрослюды (рис. 1).

Гидрослюда—светло-желтого цвета, с зеленоватым оттенком и перламутровым блеском, жирная на ощупь; при нажиме иглой деформируется.

Описываемая слюда из пегматитов Дворищанско-Вишняковских месторождений кварца Волыни тщательно отбиралась под бинокулярной лупой с последующей проверкой при помощи микроскопа на отсутствие посторонних механических примесей.

Отобранный материал подвергался химическому¹, спектральному и термическому анализам, а также оптическим исследованиям. Результаты их сведены в табл. 1, в которую для сравнения включены данные о гидрослуде и мусковите других районов².

Из таблицы видно, что гидрослуде Волыни по химическому составу, оптическим и термическим свойствам походит на гидрослуду из Нагольной Тарасовки и тяготеет больше к мусковиту, чем к каолиниту. Это видно и из пересчета анализа (табл. 2) этого минерала, в основу которого положена кристаллохимическая формула мусковита $KAl(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$.

¹ Анализ выполнен А. С. Сивковой.

² По Е. К. Лазаренко (4).

Сравнительная таблица минералов

Компоненты и параметры	Каолинит (теоретический)	Гидролюда		Мусковит из Кыматундры ²
		из пегматитов Волыни	из Нагольной Тарасовки ¹	
Компоненты				
SiO ₂	46,50	44,60	47,58	44,42
Al ₂ O ₃	39,56	34,50	36,36	33,05
Fe ₂ O ₃	—	—	0,47	2,61
FeO	—	1,93	0,28	1,04
MgO	—	0,70	0,30	0,73
MnO	—	0,17	—	—
CaO	—	0,25	0,59	0,28
K ₂ O	—	2,65	3,52	9,91
Na ₂ O	—	4,05	2,41	0,71
H ₂ O+	13,94	10,60	5,79	5,24
H ₂ O—	—	0,72	3,25	1,47
Итого	100,00	100,17	100,55	99,46
Параметры				
Np	1,561	1,546	1,544	1,561
Nm	1,765	1,575	1,555	—
Ng	1,567	1,576	1,562	1,594
Ng Np	0,006	0,030	0,018	0,033
2V	—68°	—18°40'	—18°	+40°
Знак	Отрицательный	Отрицательный	Отрицательный	Отрицательный
Удлинение	Положительное	Положительное	Положительное	Положительное
Оптическая ориентировка	—	Np (001)	Np.l (001)	Np (001)
Термика: эндоэффекты	550—570°	1) 85°	1) 86°	860°
	—	2) 560°	2) 180—200°	—
	—	—	3) 500—590°	—
	—	—	4) 680°	—
экзоэффекты	930—370°	935°	1050°	1130°

¹ По Е. К. Лазаренко (4).² По Г. В. Шамаковой (7).



Рис. 1. Серповидные скопления слюды. $\times 10$

Таблица 2

Пересчет анализа гидрослюды из пегматитов Вольни Ng-1,576

Компоненты	% (весовые)	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	44,60	743	1486	6,121	743	3,06
Al ₂ O ₃	34,50	338	1014	4,178	676	2,784
FeO	1,93	26	26	0,108	26	0,108
MgO	0,70	18	18	0,074	18	0,074
MnO	0,17	3	3	0,012	3	0,012
CaO	0,25	4	4	0,016	4	0,016
K ₂ O	2,65	28	28	0,115	56	0,23
Na ₂ O	4,05	65	65	0,271	130	0,542
H ₂ O	0,72	39	39			
п.п.п.	10,60	590	590	1,105	536	2,21
Итого	100,17	—	$\begin{array}{r} 3273,0 \\ - 360,7 \\ \hline 2912,3 \end{array}$	12	—	—

Пересчет произведен по формуле В. С. Соболева (6):

$$Y = 2(A - C - 11D) : 21 \text{ и } X = A - 12D - 13Y.$$

$$A = 3273; C = 629; D = 190.$$

$$Y = \frac{2(3273 - 629 - 11 \cdot 190)}{21} = 52,7.$$

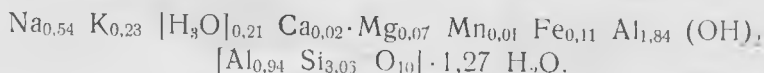
$$X = 3273 - 12 \cdot 190 - 13 \cdot 52,7 = 308,00.$$

$$X + Y = 360,7; C - (X + Y) = 629 - 360,7 = 268,3.$$

Общий делитель :

$$2912 : 12 = 242,7; x = X : 242,7 = 1,27; y = Y : 242,7 = 0,21.$$

Кристаллохимическая формула:



В. С. Соболев предполагает, что часть воды, которая удаляется при прокаливании вместе с водой, выделяющейся при 110°, относится к оксонию (H₃O)⁺, замещающему ионы калия. В приведенной выше формуле буквы имеют следующие обозначения:

Y — молекулярное количество, идущее на образование оксония (по атомному количеству кислорода);

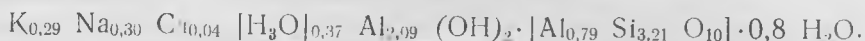
X — молекулярное количество воды, которая должна остаться адсорбционной (т. е. за формулой);

A — атомное количество всего кислорода в анализе, включая воду;

C — молекулярное количество воды;

D — сумма атомных количеств катионов, присутствующих вместе с калием, т. е. K⁺, Ca²⁺, Na⁺ и др. (число атомов калия в формуле слюды).

Приведенная формула гидрослюды Волыни весьма схожа с кристаллохимической формулой гидрослюды из Нагольной Тарасовки:



Изотермическое прокалывание гидрослюды из пегматитов Волыни дало следующие результаты (табл. 3):

Т а б л и ц а 3

Температура	100	200	300	400	500	600	700	800	900	Всего
Потеря воды, %	0,72	1,21	0,96	0,48	6,05	1,70	0,24	—	+0,48	10,88
Показатели преломления:										
Ng	1,576	1,576	1,576	1,576	1,537	1,537	1,537	1,538	1,538	
Nm	1,576	1,576	1,576	1,576	1,536	1,536	1,536	1,537	1,537	
Цвет (порошка)	Бледно-желтый				Бледно-розовый			Светло-розовый	Почти бесцветный	

На основании этих данных построены кривые обезвоживания гидрослюды (рис. 2) и термооптическая кривая (рис. 3), нанесенные на графики, которые приведены в работе Е. К. Лазаренко (4).

При прокаливании до 200° происходит постепенное выделение адсорбированной воды. На дифференциальной кривой нагревания нашей слюды (рис. 4) выделение адсорбированной воды почти незаметно. Главная масса конституционной воды выделяется при температуре 500—600°. На дифференциальной кривой этому моменту отвечает эндотермическая остановка при 560°.

Е. К. Лазаренко отмечает такой же эффект при температуре 500—590° для гидрослюда из Нагольной Тарасовки. Г. В. Шмакова (7) на основании опытов с мусковитом из Кыматундры показала, что пластинки мусковита, дающего на кривой нагревания две характерные остановки

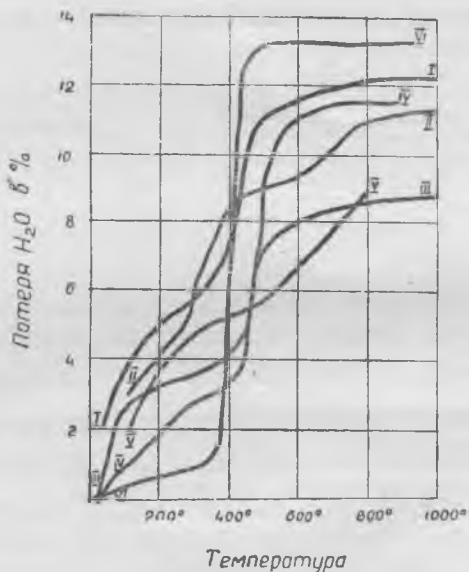


Рис. 2. Кривые обезвоживания:

I—I — монтермит (Часов-Яр); II—II — иллит (Иллинойс); III—III — гидрослюда (Нагольная Тарасовка); IV—IV — гидрослюда (Волынь); V—V — мусковит тонкозернистый (Чупа); VI—VI — накрит (Крым)

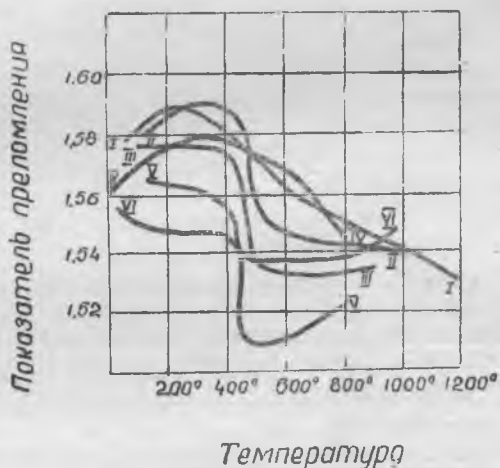


Рис. 3. Термооптические кривые:

I—I — иллит (Иллинойс); II—II — гидрослюда Нагольной Тарасовки; III—III — гидрослюда Волыни; IV—IV — мусковит тонкощешучатый (Чупа); V—V — накрит (Крым); VI—VI — монтермит (Часов-Яр)

(при 840—870° и при 1140—1170°), по мере измельчения обнаруживают смещение первой эндотермической остановки до 580—610°. На термооптической кривой (рис. 3) это выделение воды констатируется резким понижением показателя преломления, значение которого все время оставалось неизменным.

Наличие экзотермического эффекта (рис. 4) при температуре 935° говорит о некотором сходстве нашего минерала с каолинитом. Однако оптические данные, результат химического анализа, кристаллохимическая формула—все свидетельствует о том, что мы имеем дело с гидрослюдой, которая подобна слюде из Нагольной Тарасовки (4). Это подтверждается и рентгенографическими исследованиями нашей слюды методом порошковых диаграмм.



Рис. 4

В полученных порошковых диаграммах привлекает внимание большое количество линий, которые хорошо совпадают по интенсивности и по значению межплоскостных расстояний $\frac{d\alpha}{n}$ и $\frac{d\beta}{n}$ с такими же линиями мусковита или приближаются к ним. Но наряду с ними существуют линии, почти совпадающие по своим значениям интенсивности и $\frac{d\alpha}{n}$ и $\frac{d\beta}{n}$ с линиями каолинита. Таким образом выявляется промежуточный характер гидрослюды между мусковитом и каолинитом. На промежуточный характер гидрослюды указывает и Е. К. Лазаренко, который считает, что образование гидрослюды связано с извлечением сильного основания K_2O , при котором также может происходить удаление Al_2O_3 и катионный обмен. Такой процесс приводит к тому, что в конечном итоге за счет мусковита возникает пиррофиллит или каолинит.

Находясь в парагенезисе с полевым шпатом, гидрослюда могла образоваться за счет метасоматической переработки калиевого полевого шпата гидротермальными растворами в последней стадии минералообразования в топазовых пегматитах Волыни. При понижении температуры растворов, как отмечает Д. С. Коржинский (3), происходит «реакция с поглощением воды». Вынос K_2O , некоторого количества Al_2O_3 и активная роль воды в конечном итоге приводят к образованию гидрослюды со значительным содержанием H_2O (у нас 10,3%).

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев А. К. и др. Рентгенометрический определитель минералов. Ч. 1. Зап. ЛГИ, т. XI, вып. 2, 1938.
2. Глокер Р. Рентгеновские лучи и испытания материалов. Гостехиздат, 1932.
3. Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. «Академику Д. С. Белянкину». Изд. АН СССР, 1946.
4. Лазаренко Е. К. О гидрослюдах глинистых образований. Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
5. Седлецкий И. Д. Рентгенографическая характеристика монотермита из Часов-Яра. Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
6. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та. 1949.
7. Шмакова Г. В. Влияние степени дисперсности на характер кривых нагревания мусковита. Зап. Всес. мин. о-ва, № 1—2, 1942.

ПЬЕЗОТЕХНИКА и ОБРАБОТКА КРИСТАЛЛОВ

М. И. ЯРОСЛАВСКИЙ

ИССЛЕДОВАНИЯ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РЕЗОНАТОРОВ С ПЛАСТИНАМИ, ИЗГОТОВЛЕННЫМИ ИЗ РАЗДВОЙНИКОВАННЫХ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

В статье содержатся сведения об использовании методики укрупнения монокристалльной области в кристаллах кварца методом кручения при температуре, близкой к температуре $\alpha \rightarrow \beta$ -превращения, и приводятся данные испытаний пьезоэлектрических резонаторов, изготовленных из раздвойникованных этим методом кристаллов.

В природных условиях кристаллы кварца обычно встречаются в форме двойников. Наиболее широко распространены два закона двойникования — дофинеийский и бразильский.

Дофинеийским или электрическим двойником, как известно, называется такой сросток двух правых или двух левых кристаллов, когда решетка одного компонента повернута относительно другого на 180° . Срастание происходит таким образом, что вместо различных граней положительного и отрицательного ромбоэдра в дофинеийском двойнике образуется комбинация обеих этих граней. Симметрия кристалла при этом повышается: идеальный дофинеийский двойник принадлежит к кристаллографическому классу $6:2$ (гексагонально-трапецеэдрическому). Вследствие этого меняется и вид тензора $\Gamma_{ik} = S_{iklm} \cdot t_{lm}^*$ ($i, k, l, m = 1, 2, 3$), описывающего механические свойства кристалла (1), что свидетельствует об изменении самих этих свойств.

Электрические оси компонентов двойника располагаются антипараллельно. Это значит, что заряды, возникающие на некоторой грани сростка при наличии механических напряжений или при деформациях кристалла, на участке, занятом одним из компонентов, имеют знак, противоположный знаку зарядов, появляющихся на участке, занятом компонентом с повернутой решеткой.

* Здесь r_{ik} — компоненты тензора деформации, t_{lm} — механические напряжения, а S_{iklm} — «константы гибкости».

Указанные особенности дофинеиных двойников кварца делают их непригодными для изготовления пьезотехнических изделий, за исключением некоторых частных случаев, один из которых был рассмотрен А. В. Шубниковым (2), так как обуславливают, например, немонотонность, высокие температурные коэффициенты частоты резонаторных пластин и снижение их активности (3).

Действительно, опыты, проведенные нами в 1954 г. (3), показали, что параметры резонаторов с кварцевыми пластинами, в которых имеются хотя бы небольшие участки, сдвойникованные по дофинеиному закону, значительно ухудшаются. Зачастую такие резонаторы вообще теряют способность совершать пьезоэлектрические колебания.

Однако еще в 1928 г. А. В. Шубниковым и Е. В. Цинзерлинг была найдена возможность превращения дофинеиных двойников кварца в монокристаллы (5). К настоящему времени разработано уже несколько таких методов. Наиболее совершенный из них — метод кручения сдвойникованной пластины при температуре, близкой к температуре $\alpha \rightarrow \beta$ -превращения, впервые описанный Вустером и другими (7) и независимо разработанный в СССР Е. В. Цинзерлинг (4, 5). Этим способом могут быть раздвойникованы пластины, пара главных граней которых параллельна (или почти параллельна) положительному ромбоэдру кристалла, а две другие пары граней параллельны соответственно осям OX и OZ' (срезы BT , DT , FT). Этим же способом могут быть раздвойникованы и пластины срезов, почти параллельных отрицательному ромбоэдру, но при условии, что две пары малых граней их вырезаны под углом 45° к осям OX и OZ' (срезы $AT-45^\circ$, $CT-45^\circ$ и JT).

Установка, с помощью которой может быть осуществлено кручение кварцевых пластин при высокой температуре¹, изображена на рис. 1. Она состоит из массивной станины, на которой установлена передвижная муфельная печь и укреплены три кронштейна, предназначенные для поддержки двух штырей, служащих осями кручения. Один из этих штырей укрепляется неподвижно, а другой может вращаться и передвигаться вдоль своей оси в отверстии кронштейнов. На подвижном штыре укреплены две передвижные муфты, служащие для фиксации его положения, и эбонитовый диск. По периметру диска укладывается кожаная лента, к которой подвешивается груз; этим грузом создается нужный момент кручения, прикладываемый к пластине.

Сама пластина устанавливается в керамических или тальковых наконечниках (кристаллодержателях), укрепленных на концах обоих штырей. Передвижная муфельная печь после установки пластины может быть надвинута на нее. Находящаяся под нагрузкой пластина нагревается в печи до температуры, близкой к температуре $\alpha \rightarrow \beta$ -превращения, но несколько меньшей ее (до $500-550^\circ$), и выдерживается при этой температуре некоторое время, а затем охлаждается. Поскольку в этих условиях (т. е. при воздействии на кристалл определенной комбинации механических напряжений) минимум потенциальной энергии решетки будет обеспечен при некоторой конкретной ее ориентировке, то те участки решетки, для которых потенциальная энергия не минимальна, при благоприятных обстоятельствах переориентируются. Однако, как уже было отмечено Е. В. Цинзерлинг (4), при закручивании пластин вышеописанным способом в их центральных частях, где действующие напряжения весьма малы, переориентации решетки не происходит и кристалл остается сдвойникованным. Для того чтобы удалить двойник и из этой части пластины, можно ее подшлифовать и снова подвергнуть операции укрупнения монокристалльной области. Можно, однако, в некоторых слу-

¹ Установка сконструирована Цинзерлинг, Витовским и Шамбуровым.

чая поступить иначе. Так, например, если пластина предназначена для изготовления резонатора с колебаниями по контуру (срезы DT , $CT-45^\circ$, $ЖТ$), то наличие небольшого двойника в ее центральной части на работе этой пластины скажется мало, поскольку в центре располагается узел механических колебаний. В таком случае можно, по-видимому, упростить методику раздвойнивания по сравнению с той, которую применяют при работе с пластинами, предназначенными для резонаторов с колебаниями по толщине (срезы AT и BT).

Нами были проведены опыты по удалению двойников с кварцевых пластин среза DT квадратной формы (размером от $21 \times 21 \times 1$ до $21 \times 21 \times 1,5$ мм), предназначенных для изготовления резонаторов с контурными колебаниями. Пластины были подобраны частью из числа тех, которые сдвойнивались при вжигании в них серебряной пасты для при-

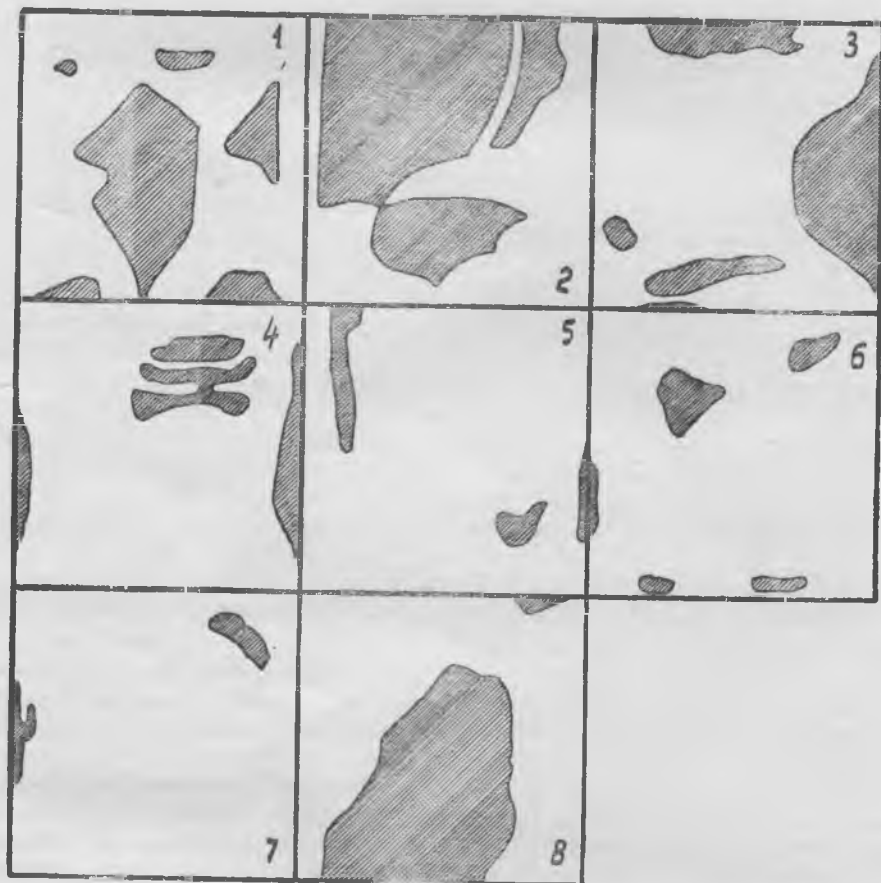


Рис. 2а

пайки контактных выводов, а частью выпилены из природного кристалла, пораженного большим количеством дофинеиных двойников. Для создания необходимого момента кручения применялась нагрузка порядка 280—420 г на плечо в 60 мм.

В ходе опытов легко удалось раздвойнивать все 8 пластин, в которых сдвойниванные области появились после прокаливания их в муфельной печи при нанесении пасты; зарисовки пластин до опыта приведены на рис. 2а. После опыта следов двойнивания на пластинах не осталось. Из 9 пластин, вырезанных из бесцветного природного сдвой-

никованного кристалла кварца, удалось раздвойниковать 4 пластины; одна пластина раздвойниковалась при увеличении нагрузки на 5% (до 440 г против 420 г), остальные 4 пластины в процессе эксперимента разрушились¹.

Шлифовкой и травлением осколков пластин было установлено, что они не раздвойниковались. Для этих пластин предел текучести оказался выше предела временного сопротивления разрыву. В то же время для других 5 пластин, изготовленных из того же кристалла (раздвойниковавшихся в процессе эксперимента), при тех же условиях произошла лишь пластическая деформация. Это различие, вероятно, обусловлено тем, что у 4 растрескавшихся пластин имелись не замеченные нами дефекты (мелкие трещины и т. п.), способствовавшие их разрушению. Зарисовки 5 раздвойникованных пластин, сделанные до опытов, приведены на рис. 26.

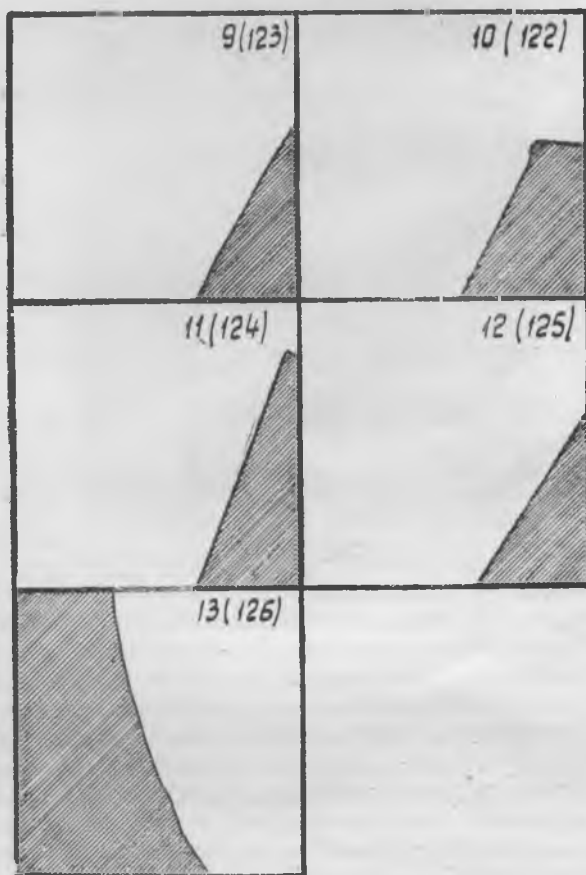


Рис. 26

Из 13 пластин, раздвойникованных в процессе этих экспериментов, были изготовлены резонаторы на частоту 110 кгц; внешний вид их приведен на рис. 3. Точно такие же 5 резонаторов были изготовлены из заведомо бездефектных кристаллов кварца.

Все 18 резонаторов были подвергнуты разнообразным испытаниям, которыми преследовалась цель—выяснить, отличаются ли параметры резонаторов с пластинами из раздвойникованного кварца от параметров

¹ Тепловой режим во всех опытах был одинаков.

резонаторов с пластинами, изготовленными из высококачественного природного кварца.

Из сравнения полученных результатов можно установить, что основные параметры резонаторов, пластины которых изготовлены из раздвойникового кварца, в 9 случаях из 13 не уступают аналогичным пара-

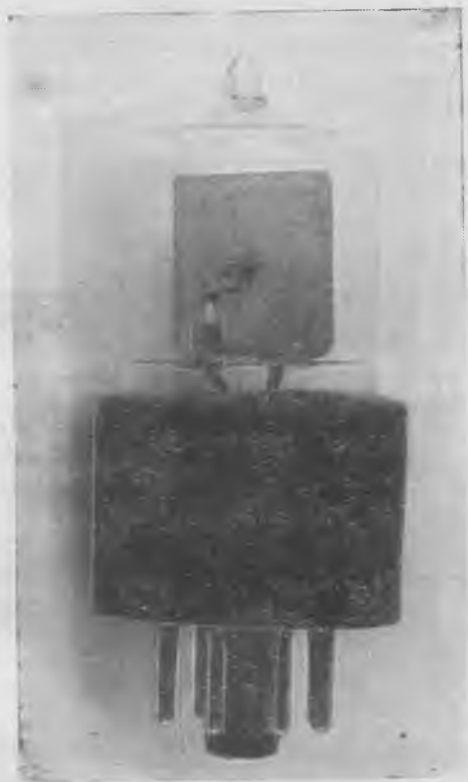


Рис. 3

метрам резонаторов с пластинами из естественно-монокристалльного кварца. Так, например, если активность их в дроссельной схеме колеблется от 100 до 160 *ма*, то активность 9 резонаторов с раздвойникованными пластинами находится в той же схеме в пределах от 130 до 450 *ма*; только для трех резонаторов с раздвойникованными пластинами активность колебаний оказывается ниже 100 *ма* (у резонаторов № 11—80 *ма*, № 8—70 *ма*, № 3—60 *ма*), а 1 резонатор (№ 10) в этой схеме не возбуждался вообще. Резонаторы № 3 и 8 обладали также температурными коэффициентами частоты, превышающими $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ гц}/^\circ\text{C}$, у двух других (№ 10 и 11) ТКЧ измерить не удалось, так как активность колебаний этих резонаторов снижалась до нуля в интервале температур от +20 до +50°. В остальных случаях температурные коэффициенты частоты не превышали $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ гц}/^\circ\text{C}$ как для тех резонаторов, пластины которых были изготовлены из бездефектного кварца, так и для тех, пластины которых были предварительно раздвойникованы.

Эквивалентные параметры Rq , Lq и $Q_{\text{экв}}$ измерялись в резонансном режиме в схеме фильтра. Эти параметры у резонаторов с раздвойникованными пластинами только в двух случаях были хуже, чем у резонаторов с бездефектными пластинами; указанные резонаторы (№ 10 и 11), как уже отмечалось, характеризовались к тому же малой активностью и значительным ее ослаблением в интервале рабочих температур.

Нами было проведено дополнительное исследование 4 резонаторов, уступавших по своим качественным показателям резонаторам, пластины которых были изготовлены из заведомо бездефектного кварца. Оказалось, что двойники с указанных пластин не были полностью удалены при раздвойниковании; в частности, на рис. 4 можно непосредственно увидеть



Рис. 4

расположение остаточного двойника на пластине резонатора № 10. В результате кручения этих пластин при высокой температуре части, которые были поражены двойниками, уменьшились, но полностью двойники не были удалены. Хотя сдвойникованные области в указанных случаях располагались исключительно по краям пластин, они, однако, вызвали ухудшение не только активности и колебаний, но и температурных коэффициентов их частоты. Такое значительное ухудшение ТКЧ сдвойникованных пластин уже отмечалось нами ранее, при исследовании кварцевых резонаторов на частоту 5 мггц (4).

Таким образом, проведенные опыты с достаточной очевидностью свидетельствуют о том, что пораженные дофинеийскими двойниками кристаллы кварца, будучи подвергнуты операции укрупнения монокристалльной области, могут быть использованы для изготовления пьезорезонаторов. При условии полного очищения от двойников кварцевых элементов их параметры несколько не уступают параметрам резонаторов с пластинами из естественно-монокристалльного кварца.

Нами, однако, была проверена методика раздвойникования пластин только на одном срезе DT , параллельном основному ромбоэдру. Проведенные опыты по раздвойникованию пластин среза BT , также параллельного основному ромбоэдру, дали положительные результаты. К сожалению

нию, эти пластины в ходе испытаний были повреждены, и полный метрический материал о них нам собрать не удалось. Однако имеется уверенность в том, что пластины этого среза могут быть раздвойникованы и использованы в пьезотехническом производстве. Поэтому дальнейшие работы требуют в основном изыскания методов промышленного раздвойниования пластин, ориентированных почти параллельно отрицательному ромбоэдру (срезы *AT*, *ЖТ* и *ЦТ*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Шубников А. В., Флинт Е. Е. и Бокий Г. Б. Основы кристаллографии. Изд. АН СССР, 1940.
 2. Шубников А. В. Пьезоэлектрический эффект в двойниках кварца. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 5, 1949.
 3. Ярославский М. И. Пьезоэлектрические резонаторы с кристаллами, имеющими дефекты строения. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 20, 1956.
 4. Цинзерлинг Е. В. Управление двойникованием кварца при $\alpha \rightarrow \beta$ -превращении. ДАН СССР, т. 33, № 5, 1941.
 5. Цинзерлинг Е. В. Раздвойникование кварца деформацией кручения. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 11, 1955.
 6. D'Heedene. Effects of manufacturing derivation on crystal units for filters. Bell Syst. Techn. J., vol. 23, No. 3, 1944.
 7. Wooster W. A., Wooster N., Rykroft J. and Thomas L. O. Control and elimination of electrical (Dauphine) twinning in E. E., vol. quartz. Proc. J. 94, pt. III A, No. 11, 1947.
-

Г. Ф. КОМОВСКИЙ и Я. П. СНОПКО

ЖЕЛТАЯ ОКРАСКА ИСЛАНДСКОГО ШПАТА И СПОСОБЫ ЕГО ОБЕСЦВЕЧИВАНИЯ

В статье описываются некоторые физические свойства кристаллов исландского шпата, его люминесцентные и термолюминесцентные особенности; выясняется причина возникновения желтой окраски кристаллов и описываются методы ее устранения.

Природный кальцит или его прозрачная разновидность — исландский шпат имеет химическую формулу CaCO_3 , содержащую CaO —56% и CO_2 —44%. Как примеси в нем встречаются Mn (до 8%), Mg, Fe, Pb, Sr, Al, Ba, Zn и их соединения, иногда Ce, Y, Sm; в редких случаях присутствуют и радиоактивные примеси. Включения других минералов, захваченные при кристаллизации кальцита, встречаются в виде брусита $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и доломита $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ и т. п. Так, по работе Л. М. Лебедева (4), в кальцитах Мангышлака наблюдались в большом количестве микроскопические шаровидные включения гидрогематита размерами от 0,1 до 0,5 мм.

Кальцит и исландский шпат нередко содержат в виде примесей окись железа (розовый и красный кальцит). Кроме того, встречается кальцит черный с микроскопическими включениями сульфидов, углистых и глинистых веществ и жидких включений. Кристаллы исландского шпата отличаются прозрачностью, бесцветностью или слабой окраской в желтые и красные тона. Их удельный вес 2,6—2,8, кристаллизация происходит чаще всего в форме ромбоэдров, реже скаленоэдров тригональной сингонии с параметрами 2,72 Å. В решетке CaCO_3 узлы заняты простыми ионами Ca^{2+} (по В. М. Гольдшмидту $R_1 = 1,06$, а по Паулингу $R_1 = 0,99$ Å) и комплексными анионами CO_3^{2-} ($R_2 = 2,57$ Å), присутствующими как самостоятельные единицы.

Строение элементарной ячейки кристалла представляется в следующем виде: атомы кальция расположены по решетке куба с центрированными гранями, ячейка которой сплюснута по одной из диагоналей куба (с образованием ромбоэдра). Вместо углов в 90° на трех гранях ромбоэдра диагонали образуются углы в 101° . На средних ребрах и в центре

ромбоэдра помещаются не отдельные атомы, как у каменной соли, а группы CO_3 (комплексные ионы), состоящие из центрального атома углерода С и трех кислородных атомов, примыкающих к нему симметрично в плоскости, перпендикулярной к телесной диагонали, по которой укорочен куб (к оси третьего порядка симметрии ромбоэдра).

Ниже приводится схема (рис. 1), поясняющая строение элементарной ячейки кальцита (исландского шпата).

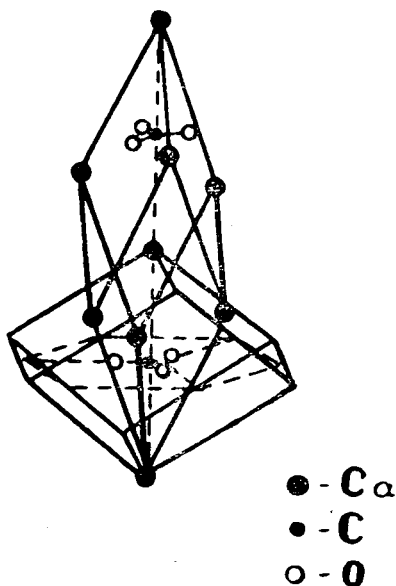


Рис. 1

Большинство кристаллов исландского шпата образовалось гидротермальным путем. В процессе кристаллизации из горячего водного раствора в кристалле могли образоваться центры окрашивания вследствие захвата различных ионов, главным образом Fe и Mn.

Гидрогематит может попадать в виде коллоидных, весьма дисперсных частиц и распространяться по всему кристаллу или в какой-либо его части, придавая ей желтую окраску. Они являются посторонними включениями, нарушающими правильность решетки. Имеются такие кристаллы, где желтая окраска занимает некоторую зону, а остальная часть бесцветна. Но суммарно, когда окраска кристалла не бурая, а желтая, количество гидрогематита крайне ничтожно, и по содержанию железа окрашенный кристалл мало отличается от неокрашенного.

Раствор желтого кристалла в соляной кислоте дал с роданистым калием характерную реакцию на железо.

На спектрофотометре типа СФ-4 нами были получены кривые поглощения кристаллов исландского шпата, как бесцветных, так и окрашенных в желтый цвет. Обязана ли эта окраска окисному железу (Fe^{3+}), выяснить не удалось, потому что его количество, как было указано, настолько незначительно, что не улавливается прибором. Полагаем, что, применив очень толстые (до 10 см) кристаллы, можно было бы получить правильный ответ.

По мнению Н. М. Меланхолина (4), окисное железо можно обнаружить в сильноокрашенных гематитовых участках мусковита, и все же его кривая не является характерной. Наши кривые близки к некоторым,

полученным Н. Меланхолиным, но перегибы лежат в более короткой области длины волн (3000—4000 Å). Кривые пропускной способности желтых и обесцвеченных кристаллов в пределах ошибки опыта почти совпадают, что также свидетельствует о весьма незначительном количестве красящего вещества.

Исландский шпат люминесцирует в катодных, рентгеновских, ультрафиолетовых и γ -лучах.

По Принсгейму (2), кальцит люминесцирует красным цветом в ультрафиолетовых лучах лишь в том случае, когда в нем, кроме марганца, являющегося основным активатором кальцита, содержится так называемый сенсibilизатор или второй активатор — свинец.

При внедрении свинца, кроме марганца, длина волны, возбуждающей люминесценцию, равна 2450 Å. Если вместо свинца внести таллий, то длина этой волны должна быть 2435 Å. При введении или наличии церия длина волны возбуждения увеличится до 3170 Å.

Этим и объясняется, что в случаях применения фильтрованного ультрафиолета большинство разновидностей исландского шпата не светится красным светом, так как длина волны, пропускаемой фильтром Вуда, находится в пределах 2800—3000 Å.

Хотя некоторые образцы частично дают розовое свечение, однако это вовсе не говорит о том, что в данных кристаллах нет марганца как активатора, дающего красное свечение. Возможно, что желтое свечение прозрачных кристаллов исландского шпата обуславливается и другими активаторами, кроме марганца.

Эти кристаллы, облученные ультрафиолетовым светом, только в 6 случаях из 19 не дали заметного послесвечения. Следовательно, этот показатель, по-видимому, не имеет значения. Большинство желтых кристаллов под влиянием ультрафиолетовых лучей люминесцирует зеленовато-белым цветом. Повторяем, что в катодных и рентгеновских лучах все кальциты люминесцировали красным цветом.

Наиболее интересное явление — это способность исландского шпата термолюминесцировать.

Как известно, явление термолюминесценции (4) объясняется тем, что минерал в течение некоторого геологического периода впитал в себя световую сумму благодаря воздействию некоторых радиоактивных (например, α , β , γ) излучений, причем радиоактивные элементы при этом могли находиться не в самом минерале, а в окружающей его горной породе.

При наличии радиоактивного излучения в течение длительного геологического периода электроны, вылетая из заполненной зоны, застревают на так называемых локальных уровнях, которыми могут быть посторонние включения в кристалле. Температурные условия при этом не позволяют электронам перейти в свободную зону, соединиться с центром люминесценции и выделить световую энергию. Электроны остаются в виде F-центров (центры окрашивания) или других, более глубоко расположенных уровней. Благодаря этому многие кристаллы кварца, кальцита, флюорита и др. приобретают окраску. Если эти кристаллы подвергнуть нагреву, то электроны переходят в свободную зону и, рекомбинируя с активаторами, вызывают вспышку термолюминесценции, более или менее яркую в зависимости от количества накопленной световой энергии.

Кристаллы исландского шпата, особенно желтой окраски, обладают исключительной способностью термолюминесцировать, для этого их необходимо только подогреть. Термолюминесценция начинается при 60° и

кончается около 350° . Свечение длится 10—15 минут, после чего затухает, однако, если этот кристалл снова подвергнуть облучению радиоактивным препаратом или катодными, рентгеновскими лучами, он снова при подогревании начнет термолюминесцировать, иногда даже с большей интенсивностью.

На этом основании можно констатировать, что окраска исландского шпата имеет также и электронный характер, тем более, что многие окрашенные кристаллы после нагревания совершенно обесцвечиваются.

Для образования F-центров большое значение имеет то обстоятельство, что в желтом исландском шпате решетка нарушена частицами коллоидного окисного железа.

Резюмируя все изложенное, можно высказать следующие соображения.

Окраска исландского шпата, по-видимому, обусловлена наличием коллоидных частиц окисного железа, количество которых ничтожно. Отколотая от желтого кристалла пластинка толщиной в 2 мм кажется уже не желтой, а бесцветной. Далее, если рассматривать желтый кристалл через слабый голубой фильтр, то желтая окраска незаметна.

Процесс окраски исландского шпата на основании зонной теории строения кристаллов можно интерпретировать следующим образом. Коллоидные ионы железа Fe^{2+} , находящиеся в свободных узлах решетки, при длительном воздействии на кристалл радиоактивного излучения получают добавочный электрон и становятся локальными уровнями в виде ионов Fe^{3+} ; кристалл в это время окрашивается. При нагревании или под действием светового фотона от иона Fe^{3+} этот добавочный электрон отрывается, переходит в зону проводимости и рекомбинирует с центром люминесценции, выделяя свет термолюминесценции; кристалл в это время обесцвечивается, так как ион Fe^{2+} бесцветен.

Однако бесцветный кристалл под действием фотонов с большой энергией радиоактивного, катодного и рентгеновского излучения снова может окраситься, так как к иону Fe^{2+} может присоединиться какой-либо электрон из образующихся при облучении в кристалле.

В случае обесцвечивания при помощи ультрафиолетового воздействия может иметь место и такой процесс: световые кванты с определенной энергией освобождают в кристалле электроны и положительные «дырки»; электроны перемещаются в направлении коллоидной частицы металла и притягивают к ней подвижные ионы, находящиеся в междоузлиях; положительная «дырка» перемещается в направлении поверхности кристалла и превращает отрицательный ион в атом.

В исландском шпате в междоузлиях находятся комплексные ионы CO_3 , и поэтому коллоидная частица железа превращается в $FeCO_3$, замещая свободный ион Ca в решетке; ионы $FeCO_3$ бесцветны.

Все это очень похоже на фотохимический процесс. При этом необходимо учитывать, что при фотохимическом процессе, согласно закону Гротгуса—Драпера (3), действует только та часть излучения, которая поглощается объектом.

На вероятность фотохимического процесса указывает также следующий поставленный нами опыт.

В небольшом количестве соляной кислоты крепостью 1 : 1 был растворен желтый кристалл кальцита. Раствор получился слабой желтой окраски и, подвергнутый действию ультрафиолетовых лучей, быстро обесцветился. Совершенно ясно, что в этих условиях основные положения зонной теории кристалла роли не играют, так как имеется раствор, в котором отсутствует ориентировка и происходит фотохимическая реакция в жидкой фазе.

Определяя спектральную характеристику облучаемого объекта, мож-

но получить представление о том, в каких областях спектра происходит значительное поглощение излучения, и отсюда — какой длины волна излучения может оказывать фотохимическое действие. Часть энергии поглощенного излучения превращается в тепло или идет на возбуждение люминесценции.

Таким образом удалось установить природу окраски исландского шпата и его обесцвечивания с помощью тщательных исследований и после подбора достаточного количества статистического материала. Теперь можно уверенно констатировать, что природа окраски связана с наличием в кристаллах коллоидальной гидроокиси железа.

Мы изложили общие сведения об исландском шпате, рассмотрели его физические свойства и высказали вероятную причину происхождения желтой окраски его кристаллов, добываемых в некоторых, главным образом тунгусских, месторождениях. Следует отметить, что наряду с желтоокрашенными кристаллами в них встречаются и бесцветные.

Как правило, окрашенные кристаллы исландского шпата, особенно желтые, непригодны для большинства оптических приборов, и их приходится обесцвечивать.

В настоящее время лабораторией ВНИИП разработана методика обесцвечивания желтоокрашенных кристаллов исландского шпата термическим путем и световым облучением.

Методика термического обесцвечивания заключается в следующем: подлежащие обесцвечиванию кристаллы помещаются в электрическую печь, в которой подвергаются нагреванию с постепенным повышением температуры от комнатной до $350\text{--}400^\circ$, на уровне которой выдерживаются в течение $30\text{--}60$ минут (рис. 2). Затем печь остывает в течение $10\text{--}12$ часов, после чего изъятые оттуда кристаллы просматриваются и отбираются все обесцвеченные кристаллы, не имеющие трещин.

Прежде чем приступить к термическому обесцвечиванию кристаллов, каждый из них просматривается под бинокулярной лупой и при обнаружении дефекта (трещин или жидких включений) бракуется, как непригодный для термического обесцвечивания и растрескивающийся при нагревании.

Как уже указывалось, кристаллы исландского шпата обладают хорошо выраженной термолюминесценцией, которая и наблюдается при термическом обесцвечивании. Однако свечение полностью прекращается при достижении температуры 400° , с чем связано исчезновение окраски кристалла (рис. 3).

Электроны, находящиеся на глубоких локальных уровнях (F-центры) и связанные с коллоидными частицами гематита или гидрогематита, переходят в зону проводимости и рекомбинируют с ионизированным центром люминесценции, испуская световые кванты, а частица гидрогематита переходит в закисный ион. Мы отстаиваем свою интерпретацию этого сложного явления обесцвечивания при сопровождающем его процессе термолюминесценции, несмотря на то, что в имеющейся литературе нет единого мнения по этому вопросу.

Методика обесцвечивания кристаллов световым облучением. С этой целью нами применялись некоторые установки, снабженные различными источниками ультрафиолетовых лучей, в том числе:

кварцевая ртутная лампа высокого давления ПРК-7 мощностью 1000 вт со следующей спектральной характеристикой по отношению к энергии линии 3650 \AA , принятой за 100% :

$$\lambda = 5770\text{ \AA} - 70,4\%; \quad \lambda = 2537\text{ \AA} - 26,1\%; \quad \lambda = 2483\text{ \AA} - 10,5\%;$$

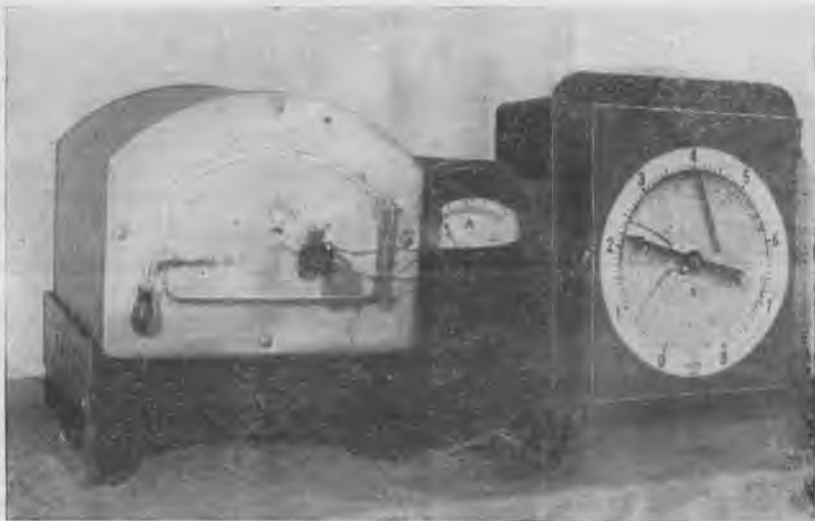


Рис. 2

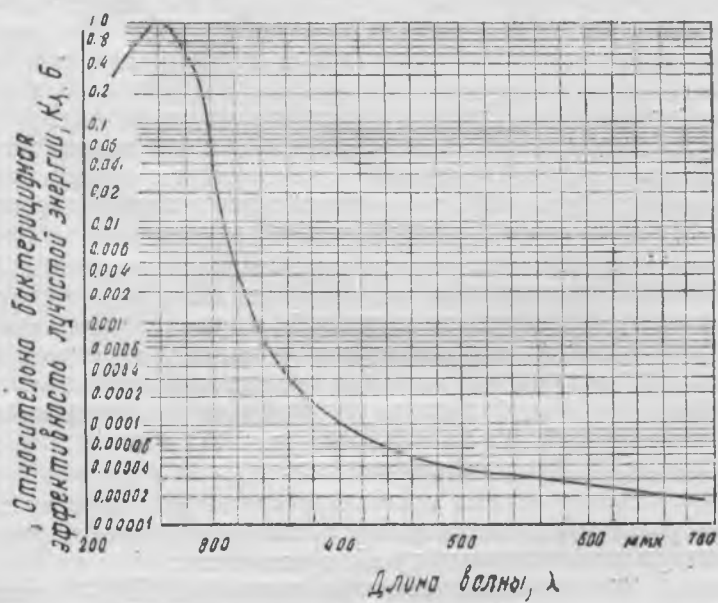


Рис. 3

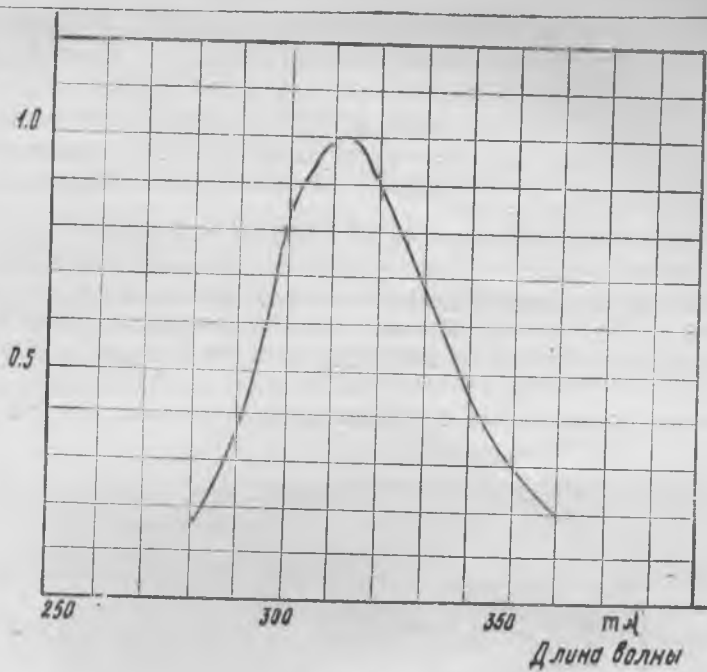


Рис. 4

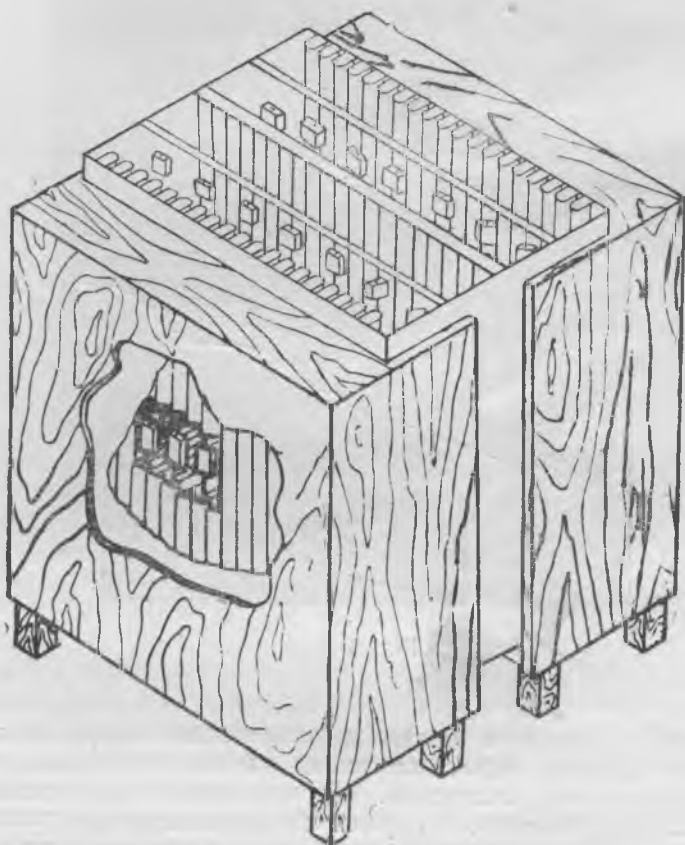


Рис. 5

бактерицидная лампа низкого давления с колбой из увиолевого стекла, пропускающего ультрафиолетовые лучи с длиной волны $\lambda = 2537 \text{ \AA}$;

эритемная лампа со специальным люминофором, нанесенным на внутреннюю часть стенки трубки; максимум ее излучения лежит в пределах 3100—3200 \AA (рис. 4).

Практически облучение кристаллов проходило в диапазоне 2500—5500 \AA , однако сказать, какая волна действовала наиболее эффективно в процессе обесцвечивания, пока невозможно. Все же наиболее результативными оказались бактерицидные и эритемные лампы. Каждая установка по обесцвечиванию кристаллов состояла из системы однотипных ламп.

Фотоснимки применяемых в лаборатории установок см. на рисунках 5, 6 и 7.



Рис. 6

Кристаллы исландского шпата, предварительно отсортированные по интенсивности окраски, подвешивались на равном расстоянии от источника ультрафиолетовых излучений. Вес кристаллов был различен—от 200 г до 3 кг. Опыт показал, что время обесцвечивания для разных кристаллов различно. Так, например, интенсивно окрашенные в желтый цвет кристаллы размером $10 \times 10 \times 10 \text{ см}$ обесцвечивались в течение 6—7 часов, а размером $4 \times 4 \times 4 \text{ см}$ —не более 3 часов.

Следует отметить, что кристаллы сильно нагреваются при облучении лампами ПРК-7, меньше — при облучении бактерицидными и еще меньше — эритемными лампами. При поглощении ультрафиолетового излучения значительное число энергии квантов, вырывая электроны, переходит в тепло.

Тщательные наблюдения за термическим и ультрафиолетовым обесцвечиванием показали, во-первых, что розовая окраска кристаллов легко устраняется любым методом; во-вторых, желтая окраска кристаллов также может быть устранена ультрафиолетовым или термическим методом; в-третьих, интенсивно окрашенные в темно-желтый и бурый цвет кристаллы при термической обработке усиливают свою окраску. Это свидетельствует о том, что при наличии в кристалле больших примесей гидрогематита не представляется возможным провести процесс его восстановления.



Рис. 7

В заключение следует указать, что нами разработаны методы обесцвечивания таких образцов кристаллов, которые, несмотря на свою прозрачность, ранее не применялись в оптической технике вследствие своей желтой окраски.

Применение описанной методики обесцвечивания при уточнении наблюдений за его процессом и дальнейшем накоплении статистического материала даст возможность более подробно разобраться в природе самого явления обесцвечивания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вульф Г. В. Кристаллы, их образование, вид и строение. М., 1926.
 2. Принсгейм П. Флуоресценция и фосфоресценция. М., 1951.
 3. Майер А. и Зейтц Э. Ультрафиолетовое излучение. М., ИЛ, 1952.
 4. Комовский Г. и Ложникова О. Люминесцентный анализ при изучении руды и минералов. М., Госгеолгиздат, 1954.
-

ГОРНОЕ ДЕЛО

В. В. ВЕРШИНИН, В. Н. СТРИМБАН, М. И. РОЙЗМАН

МЕРОПРИЯТИЯ ПО УМЕНЬШЕНИЮ ВЫХОДА НЕГАБАРИТА ПРИ БУРОВЗРЫВНЫХ РАБОТАХ НА АКТАССКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

1. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Актасское месторождение представлено рядом пологопадающих рудных тел мощностью от 3 до 13 м. Основными рудными телами являются жилы 3 и 55.

Жила 3, на которой проводились исследовательские работы по уменьшению выхода негабарита, представляет собой пластообразное тело с пологим падением на юго-запад под углом 22° в южном крыле и $10-15^\circ$ в северном крыле. Как по падению, так и по простиранию выклинивающие контуры жилы 3 до сих пор не установлено. Мощность жилы на всем протяжении неодинакова и колеблется от 10 до 20 м. Средняя мощность жилы — 15 м.

Слагающий жилу кварц неоднороден. Всячий и лежащий бока жилы сложены чистым кварцем и на отдельных участках представляют кварцевую брекчию, сцементированную кварцем и окислами марганца.

В жильном теле имеются прослойки гранодиоритов. Жила имеет ряд тектонических нарушений, развитых по трем направлениям, два из которых расположены почти в вертикальной плоскости, а третье — согласно с падением жилы, параллельно ее зальбандам. Основное направление трещиноватости совпадает с вертикальной плоскостью по падению жилы.

Коэффициент крепости жильного тела $f=8-10^*$. Хрусталеносные гнезда приурочены, как правило, к зонам дробления, расположенным параллельно зальбандам жилы. Распределение гнезд по жиле крайне неравномерно. Промежутки между кристаллами в гнездах, а также полости трещин заполнены глиной.

Вмещающими породами для жилы 3 являются гранодиориты, плотность которых с глубиной увеличивается. Коэффициент крепости пород лежащего бока $f=6-8$, всячего — $f=4-6$.

* Дается по Протодюконову.

2. ОРГАНИЗАЦИЯ БУРОВЗРЫВНЫХ РАБОТ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ДО ПРОВЕДЕНИЯ ОПЫТНЫХ РАБОТ

Разработка жил производится открытым способом уступами высотой 5—8 м. Уступ разделяется на подуступы с углом откоса 90° и высотой 1,5—2,5 м. Подуступы обуривают вертикальными шпурами. Бурение шпуров производится бурильными молотками ПМ-508М. Сжатый воздух поступает от передвижных компрессоров ПКС-6 или ЗИФ-55.

Шпуры бурятся глубиной от 1,5 до 2,8 м, причем бурение шпуров затрудняется наличием значительного количества трещин, заполненных глиной, и включений марганцевых руд.

Линия наименьшего сопротивления колеблется в пределах 1,2—2,0 м. Расстояние между шпурами в ряду 1,2—1,8 м. При проведении буровзрывных работ сетка расположения шпуров и их глубина выбираются бурильщиками. В качестве В.В. применяется аммонит № 6 (порошкообразный). Способ взрывания — огневой. Погрузка отбитой горной массы производится экскаваторами с ковшом емкостью 0,5 и 1 м³ в самосвалы грузоподъемностью 3,5 т. Исходя из требования ограничения размеров кусков породы в зависимости от емкости ковша экскаватора, предельный размер наиболее крупных кусков в двух взаимноперпендикулярных направлениях не должен превышать по расчету 0,6 м.

При принятой организации работ выход негабарита колеблется в пределах 20—30%.

3. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СТЕПЕНЬ ДРОБЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Основными факторами, влияющими на степень дробления горных пород, являются:

- а) характер пород,
- б) высота уступа,
- в) сопротивление по подошве (СПП),
- г) расстояние между скважинами,
- д) диаметр скважин,
- е) количество рядов одновременно взрываемых скважин,
- ж) форма и конструкция заряда.

При проведении опытных работ на месторождении представилась возможность проанализировать факторы «а»—«г» и «ж», влияющие на взрываемость горных пород. Из-за отсутствия необходимых сортов В.В., буров, армированных коронок соответствующих диаметров не все необходимые наблюдения были проведены.

а) *Характер пород.* Рядом выполненных исследовательских работ (Ю. В. Тогунов и другие) при определении влияния характера взрывае-мых пород на степень их дробления при колонковом методе установлено, что хрупкие породы обычно дробятся лучше, чем вязкие.

При сильнотрещиноватых и мелкослоистых породах выход негабаритных кусков после взрыва всегда бывает меньше, чем при крупнотрещиноватых и крупнослоистых.

Крупнозернистые породы дробятся лучше, чем мелкозернистые; породы, подвергшиеся выветриванию и разбитые мелкими трещинами, при взрыве обычно дробятся лучше, чем невыветрелые и обладающие крупной отдельностью.

Влажность взрывае-мых пород в сильной мере оказывает влияние на передачу удара взрыва.

М. Н. Косачев (2) при рассмотрении вопроса о влиянии водонасыщенности горных пород на их взрываемость отмечает, что в ряде случаев водонасыщенность горных пород снижает предел их сжатия, причем

снижение верхнего предела сжатия достигает 29%, а нижнего—36%. Последнее явление объясняется несжимаемостью частиц воды, находящихся в грунте.

Вместе с тем водонасыщенные грунты обладают и меньшим сопротивлением разрушающему действию взрыва, т. е. они разрушаются взрывом более легко, чем сухие грунты.

Наличие воды в горной породе оказывает влияние и на сейсмический эффект взрыва. Так, во влажных грунтах он выше, чем в сухих. Вода, являясь хорошим проводником взрывной волны, в определенных условиях способствует передаче детонации на расстояние от одного шпурового заряда к другому.

б) *Высота уступа*. Высота уступа при работе механической лопаты не должна превышать ее высоты черпания, т. е. $H \leq H_1$.

Е. Ф. Шешко (3) отмечает, что несколько большая высота забоев допускается лишь в сыпучих и хорошо разрыхленных скальных породах, когда постепенное их обрушение не является опасным. В других случаях большой высоты забоев верхнюю их часть, недоступную экскаваторному ковшу, разрыхляют и сбрасывают в забой специальными механизмами: пневматическими лопатами и др.

При мелкошпуровом способе бурения высота уступа определяется наличием соответствующего оборудования, с помощью которого проходятся шпуров определенной глубины. Известно, что при применении шпурового метода бурения глубина шпуров в породах средней крепости принимается не свыше 8 м, в то время как при пневмоударном бурении имеется возможность увеличить глубину скважин до 15 м.

Так как бурение шпуров при проведении открытых работ глубиной свыше 5 м возможно с применением специальных приспособлений, то в ряде случаев при мелкошпуровом бурении глубину шпуров ограничивают величиной 5 м.

В этих случаях уступ высотой 10 м делят на два подступа. В целях увеличения коэффициента использования шпуров и снижения стоимости 1 м³ взорванной породы глубину шпуров, а следовательно, и высоту уступа, рациональнее увеличивать.

Высота уступа неразрывно связана с требованиями ПТЭ по безопасному ведению горных работ.

При разделении уступа на два подступа необходимым условием перемещения взорванной части породы верхнего уступа является применение высокобризантных В.В. В противном случае необходим дополнительный расход рабсилы на перемещение вручную верхней части взорванной породы, объем которой колеблется от 20 до 40% общего объема взорванной породы.

Указанное явление имело место при проведении буровзрывных работ на Актасском месторождении. Здесь применялся мелкошпуровой способ бурения с использованием в качестве В.В. аммонита № 6, причем 30% взорванной породы пришлось с подступа удалять вручную.

в) *Сопротивление по подошве* (СПП). На основе выполненных исследований по влиянию зависимости между сопротивлением по подошве и выходом негабарита Г. К. Акутин (4) отмечает: «С увеличением СПП степень дробления ухудшается, увеличивается выход крупных кусков».

На основе значительного количества данных опытных взрывов установлено, что при любой высоте уступа с увеличением сопротивления по подошве выход негабарита увеличивается.

Увеличение СПП при незначительной высоте уступа дает небольшой процент выхода негабарита, возрастающий при уступах значительной высоты. Так, например, при повышении СПП от 0,7 до 1,0 H выход

негабарита увеличивается: при высоте уступа 7 м — на 0,5%, при высоте 10,5 м — на 2,1%, а при высоте 15 м — на 4,5%.

Ю. В. Тогунов отмечает, что при высоте уступа H до величины 15 м и значениях СПП W до 0,8 H степень дробления породы ухудшается незначительно, а при значениях СПП W более 0,8 H наблюдается более резкое увеличение выхода негабарита. Отсюда можно сделать вывод, что для повышения эффективности взрывных работ, т. е. для получения хорошего дробления горной массы при первичном взрывании колонковыми зарядами наиболее рациональной является величина СПП W , равная от 0,3 до 0,8 высоты уступа.

При проведении опытных взрывов на Актасском месторождении шпуровым методом при высоте уступов в пределах 5—6 м сопротивление по подошве определялось опытным путем.

г) *Расстояние между шпурами.* При взрывании серии зарядов преследуется цель, чтобы зона дробления между ними была подвергнута такой же степени воздействия, в какой находится среда в пределах конуса рыхления каждого заряда в отдельности.

При взрывных работах с применением зарядов уменьшенных горнов необходимо, чтобы между конусами рыхления каждого отдельного заряда порода была полностью раздроблена. Это возможно при условии касания сфер сотрясения двух смежных зарядов.

Г. П. Демидюк рекомендовал принимать оптимальное расстояние между зарядами $a = 1,36 W$ и максимальное $a_{max} = 2,37 W$, где $W = \text{л. н. с.}$

Н. В. Мельников (6) для шпурового способа работ рекомендует принимать расстояние между шпурами $a = (1,0 \div 1,5) W$.

При рассмотрении вопроса об оптимальном расстоянии между шпурами следует отметить, что значительное сближение шпуров может иметь следствием подрыв одного шпура другим, что снизит эффект взрывных работ, а с другой стороны, при увеличении расстояния между шпурами и большом значении л. н. с. выход негабарита увеличивается.

Указанный вопрос при проведении наблюдений решался экспериментальным путем. Изменением расстояния между шпурами (при одинаковой величине л. н. с.) в сравниваемых горнотехнических условиях определялось рациональное расстояние между ними.

д) *Глубина и диаметр шпуров.* Л. И. Барон (7) при рассмотрении терминологии скважин и шпуров отмечает, что шпуры в зависимости от их глубины называют глубокими (что обычно при глубине более 2,2—2,5 м), средними (при глубине 1,2—2,5 м) или мелкими (при глубине менее 1,2—1,5 м). Когда же глубина их превышает 4—5 м, то шпуры в условиях подземных разработок обычно уже называют не шпурами, а глубокими скважинами; если диаметр шпуров превышает 75 мм, то последние также называют скважинами.

В условиях разработки месторождений открытым способом шпуры могут достигать глубины 8—10 м.

При системах с массовой отбойкой руды при глубоком перфораторном бурении (Зырянский рудник) шпуры достигают глубины 12 м.

Диаметр шпуров может быть определен по формуле:

$$D = \sqrt{\frac{H \operatorname{ctg} \alpha + B}{n}}$$

где H — высота уступа;

α — угол откоса уступа;

B — расстояние от верхней кромки уступа до устья шпура (скважины); это расстояние должно быть не менее 3 м;

n — коэффициент, обеспечивающий нормальную работу колонкового заряда в условиях пород Коунрадского рудника (210—240).

При мелкошпуровом способе бурения диаметр шпуров имеет существенное значение, когда применяется двухрядный способ взрывания шпуров, при котором увеличенный диаметр шпуров второго ряда позволяет размещать в них большое количество В.В., что оказывает существенное влияние для перемещения взорванной породы.

е) *Количество рядов одновременно взрываемых шпуров.* В. А. Ассонов, Д. Л. Басов и другие считают, что при двухрядном расположении шпуров (скважин) увеличивается выход негабарита.

Одним из вопросов, подлежащих изучению, является характер дробления породы по длине уступа. Известно, что независимо от количества взрываемых рядов шпуров дробление породы по длине уступа происходит неравномерно, что в основном объясняется физико-механическими свойствами грунтов, подлежащих дроблению, а также наличием трещиноватости, водоносности и другими факторами. Даже в однородных грунтах не удастся обеспечить равномерное дробление породы.

При наличии нескольких рядов шпуров, взрываемых с определенными интервалами, условия дробления пород ухудшаются.

Одной из причин, оказывающих отрицательное влияние на степень дробления второго и последующих рядов шпуров, является то, что после взрыва первого ряда шпуров перемещение нижней части забоя происходит менее эффективно, чем верхней его части. Последнее объясняется плохим выбросом породы от взрыва нижней части забоя, что препятствует дальнейшему эффективному дроблению пород при последующих взрывах. Однако Ю. В. Тогунов (1) отмечает, что если бы заряды второго ряда скважин действовали вверх, то это было бы скорее положительным, а не отрицательным фактором, так как происходило бы лучшее дробление верхней части уступа и снижался бы процент негабарита в общем объеме взорванной горной массы.

Заряды второго ряда скважин при правильном расположении последних чаще всего имеют сопротивление по подошве, равное расстоянию между скважинами в ряду. Следовательно, они по существу являются сближенными зарядами, а это не соответствует утверждению о том, что заряды второго ряда имеют «большее сопротивление по подошве». Последнее обстоятельство Ю. В. Тогунов объясняет тем, что повышенный выход негабарита при двухрядном расположении скважин происходит потому, что заряды второго ряда скважин рассчитываются по обычным объемным формулам, учитывающим сопротивление по подошве, и получаются такого веса, при котором их колонки в скважинах совсем не поднимаются из перебура или крайне незначительно превышают уровень подошвы уступа.

В. А. Ассонов (8) худшее дробление пород при двухрядном расположении скважин объясняет следующим обстоятельством.

При однорядном расположении скважин заряды, размещенные в них, при взрыве работают на отбой, отрывая породу от забоя и немного поднимая ее вверх. В этом случае энергия взрыва почти по всей высоте зарядов расходуется на дробление породы с незначительным перемещением ее в сторону.

Двухрядное расположение скважин обуславливает больший подъем породы вверх, так как заряды второго ряда, имея значительно большее сопротивление по подошве, действуют преимущественно вверх, т. е. работают как бы при одной открытой поверхности, и тем самым уменьшают сопротивление сзади первого ряда скважин и снижают эффективность работы взрыва зарядов первого ряда по отрыву и дроблению той части породы, которая находится впереди скважин первого ряда.

ж) *Форма и конструкция заряда.* При колонковом и шпуровом способах взрывных работ применяют следующие типы зарядов В.В.: удли-

ненные в виде сплошных колонок, рассредоточенные и котловые. Наибольшее распространение получили заряды первого типа.

Для расчета величины зарядов рекомендован ряд формул. Н. В. Мельников приводит следующую формулу общего вида:

$$Q = f(n) q \omega^3,$$

где $f(n)$ — функция показателя горна;

q — удельный расход В. В. на 1 м^3 объема воронки простого горна;

ω — л.н.с.;

Q — величина заряда.

На Первоуральском карьере пользуются следующей формулой:

$$Q = q \cdot a \cdot \omega \cdot H = q \cdot a (H \text{ct } \alpha + b) H,$$

где q — удельный расход В. В. на 1 м^3 взрывающей горной массы в целике, кг/м^3 ;

a — расстояние между скважинами (шпурами) в ряду, м ;

ω — расчетная линия сопротивления, принимаемая равной длине перпендикуляра, опущенного с точки пересечения скважины и продолжения подошвы уступа на плоскость рабочего откоса, м ;

H — глубина скважины (шпура), м ;

α — угол откоса рабочего уступа, град.;

b — расстояние от кромки уступа (по верху) до скважины (шпура), м .

На Высокогорском карьере применяют другую формулу:

$$Q = c \cdot a \cdot \omega^2,$$

где c — расчетный коэффициент, учитывающий характер горной массы.

4. ПРАКТИКА БУРОВЗРЫВНЫХ РАБОТ НА КАРЬЕРАХ СССР

При разработке месторождений полезных ископаемых как открытым, так и подземным способом производительность погрузки и транспортирования горной массы в значительной степени зависит от габаритности отбиваемых кусков.

Уменьшение процента выхода негабарита на предприятиях металлургической промышленности и промышленности строительных материалов СССР на открытых работах за послевоенные годы шло по линии рационализации буровзрывных работ.

На открытых работах широкое распространение получили следующие методы буровзрывных работ, позволяющие в той или иной степени регулировать кусковатость отбиваемой горной массы: метод отбойки скважинами и шпуровой метод отбойки.

Рассмотрим практику применения отдельных методов буровзрывных работ на Шарташском гранитном карьере с целью сравнительной их оценки по выходу негабарита.

Метод отбойки вертикальными скважинами

В 1955 г. Н. Я. Золотарев выполнил работу по определению выхода негабарита на Шарташском гранитном карьере в условиях сильной трещиноватости гранитов при высоте уступа $10\text{--}16 \text{ м}$ с применением станков БУ-20-2 и БУ-2. Расстояние между скважинами $4,0\text{--}6,4 \text{ м}$, л. н. с. — $3\text{--}5 \text{ м}$. Он пришел к выводу, что уменьшение расстояния между зарядами скважин способствует уменьшению выхода негабарита, но указанное мероприятие допустимо до определенных пределов, так как в случае искривления скважины не исключается возможность ее подрыва зарядами В.В. ближайшей скважины.

При проведении взрыва в южной крупноблочной части карьера выход гранита с 1 пог. м скважины составил 20 м^3 при расходе В.В. $1,1 \text{ кг/м}^3$. Выход негабарита составил 22%.

В мелкоблочной части карьера выход гранита с 1 пог. м скважины составил $19,1 \text{ м}^3$ при расходе В.В. $0,68 \text{ кг/м}^3$. Выход негабарита составил 10%.

Шпуровой метод отбойки

В упомянутом карьере были проведены наблюдения над выходом негабарита при шпуровом методе отбойки.

В крупноблочной части карьера в забое высотой 2,5—3,0 м было взорвано 26 шпуров глубиной 2,7—3,0 м, расположенных в два ряда, причем второй ряд был взорван с замедлением в 15 миллисекунд. Расстояние между шпурами было принято 1,3—1,4 м; л. н. с.—1,5 м; диаметр шпуров — 45 мм; относительная длина заряда — 0,75. Средний расход В.В. — $0,45 \text{ кг/м}^3$. Выход негабарита составил 20%.

В мелкоблочной части карьера при высоте уступа 5,5 м и диаметре шпуров 47 мм шпуры располагались в три ряда с расстоянием между шпурами в одном ряду, между рядами и л. н. с. в 1,6 м.

Выход гранита с 1 пог. м шпура составил $4,2 \text{ м}^3$; средний расход В.В. — $0,115 \text{ кг/м}^3$, выход негабарита — 8%.

В итоге всех опытных взрывов было установлено, что производительность станка канатно-ударного бурения БУ-20-2 в гранитах составляет 50 м^3 на 1 пог. м скважины, а производительность бурильного молотка ОМ-506— $3 \times 25 = 75 \text{ м}^3/\text{смену}$, где 3 — выход гранита с 1 пог. м в м^3 ; 25 — производительность бурильного молотка в смену.

Сменная выработка одного рабочего, занятого на станке, составляет $100:2 = 50 \text{ м}^3$, а на бурильном молотке— 75 м^3 .

При канатно-ударном бурении после расширения буровой сетки стоимость 1 м^3 гранита составляет 4 руб.

Стоимость бурения бурильными молотками составляет $107:75 = 1,4 \text{ руб/м}^3$, где 107 — стоимость одной перфораторо-смены бурильного молотка в руб.; 75 — сменная выработка в м^3 .

Следовательно, стоимость выемки 1 м^3 гранита при шпуровом способе на данном карьере на 2,6 руб. (4,0—1,4) меньше, чем при бурении станками канатно-ударного типа, а процент выхода негабарита по сравнению с методом отбойки скважинами ниже (8% вместо 10—22%).

5. ОПЫТНЫЕ РАБОТЫ ПО УМЕНЬШЕНИЮ ВЫХОДА НЕГАБАРИТА НА АКТАССКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

До опытных работ бригадой ВНИИП были произведены наблюдения над двумя взрывами, произведенными Актасской партией по принятой на руднике организации работ. Наблюдения и экспериментальные работы проводились на участке жилы 3 с коэффициентом крепости 8—10.

Участок сложен трещиноватыми породами с основным направлением трещиноватости по падению жилы. Размеры естественных отдельностей, слагающих участок, колеблются в пределах 0,3—2,0 м. Первый взрыв на первом подступе проводился на участке длиной 10 м. Средняя высота его составляла 2 м. Пробурено и взорвано 18 шпуров, из которых забраковано пять. Шпуры располагались в два ряда в шахматном порядке (рис. 1). Расположение шпуров было принято крайне неравномерное, глубина их также колебалась в значительных пределах. Количество В.В. определялось длиной шпура. Длина забойки во многих шпурах была недостаточной. Материалом забойки служила буровая мелочь и сухая глина. В результате взрыва выход негабарита составил 28%. Перед проведением взрывных работ на участке был определен поправочный коэф-

коэффициент K_a по данным объемного способа замера негабаритных кусков в трех взаимно-перпендикулярных направлениях. Умножение теоретического объема на поправочный коэффициент $K_p = 0,6$ получали фактический объем куска.

Взрыв № 2 проводился на втором подступе. Работы велись так же, как и при подготовке взрыва № 1. Выход негабарита составил 17,5%.

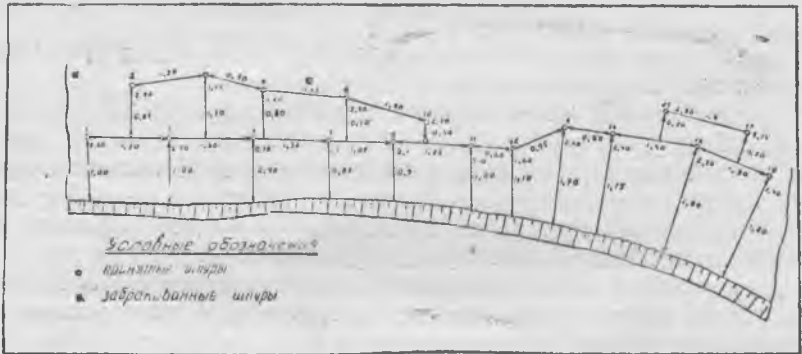


Рис. 1. Схема расположения и порядок зажигания шнуров при производстве взрыва № 1

Полученные данные показывают, что в результате неравномерного расположения шнуров, невыдержанной их глубины и прочих недостатков в организации буровзрывных работ себестоимость отбойки 1 м³ по взрыву № 1 составила 12 р. 67 к., а по взрыву № 2 — 12 р. 25 к.



Рис. 2. Уступ, разбитый трещинами, с ясно выраженными естественными отдельностями

Из вышеизложенного вытекает, что высокий процент негабарита при мелкошпуровом способе работ обусловлен:

1) наличием в жильном теле значительного числа трещин, образующих естественные отдельные куски с ребром размером от 0,3 до 2 м. Эти отдельные куски представляют собой оконтуренные негабаритные куски в массиве жилы и при взрыве отделяются от него (рис. 2);

2) при подготовке взрыва имели место неравномерное расположение и невыдержанная глубина шпуров; параметры буровзрывных работ не выдерживались и принимались самими бурильщиками;

3) материал и величина забойки не отвечали требованиям правил технической эксплуатации;

4) применение метода рукавов и горизонтальных шпуров у подошвы подступа не обеспечивало необходимой степени дробления жильной массы, создавая более значительное растрескивание массива, усложняя дальнейшую работу по его обуриванию вертикальными шпурами.

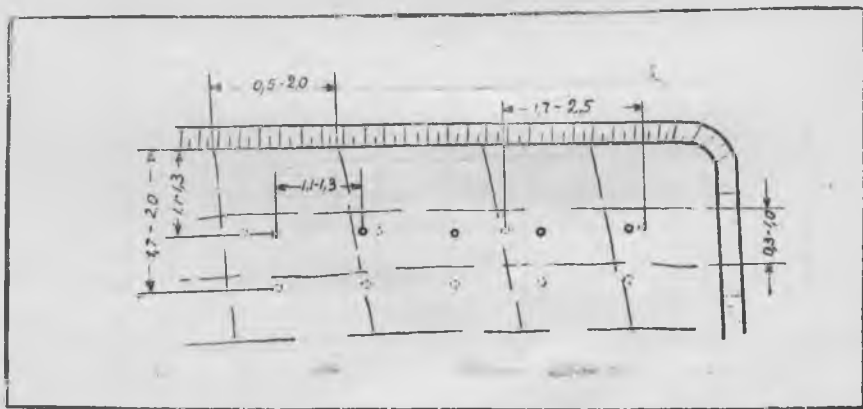


Рис. 3. Схема расположения трещиноватости на участке «А»

Проведение экспериментальных работ

Экспериментальные работы проводились на участке жилы 3, описанном выше. Работы начались с проведения опытных взрывов для выбора рациональной сетки расположения шпуров. Бурение осуществлялось молотками ПМ-508М. Коронки — крестообразной формы диаметром 42—44 мм. Сжатый воздух подавался от компрессора ЗИФ-55 при давлении 4 атм.

Шпуры заряжались рассыпным аммонитом № 6. Материалом забойки служила смесь песка с увлажненной глиной. Величина забойки составляла $\frac{1}{3}$ длины шпура.

1) Зависимость выхода негабарита от линии наименьшего сопротивления

Отбойка руды производилась при продвижении забоя перпендикулярно основному направлению трещиноватости жилы (рис. 3).

Линия расположения шпуров параллельна основному направлению трещиноватости жилы. При постоянном значении $a = 1,3$ м и однорядном расположении шпуров проводились взрывы с $\omega_1 = 1,1$ м, $\omega_{11} = 1,3$ м и $\omega_{11} = 1,7$ м.

Удельный расход В.В. для расчета зарядов принимался постоянным, по принятым нормам, равным $0,47$ кг/м³.

Из полученного графика (рис. 4) видно, что с увеличением линии наименьшего сопротивления с 1,1 до 1,7 м процент выхода негабарита на участке «А» увеличивается на незначительную величину (с 9 до 15%).

В итоге видно, что:

а) в результате перестройки организации буровзрывных работ, а именно: применения рациональной сетки расположения шпуров и их глубины, заряжания шпуров рассыпным аммонитом с забойкой нормальной

величины и состава—выход негабарита удалось снизить до 9—15%, а себестоимость отбойки 1 м^3 — с 12,25—12,67 руб. до 6,6 руб.;

б) наименьшая себестоимость отбойки 1 м^3 при постоянном значении $a=1,3 \text{ м}$ (для трех опытных взрывов) была получена при значении $\omega=1,3 \text{ м}$ и составила 6,6 руб. (рис. 5).

Зависимость выхода негабарита от изменения л. н. с. также определялась при продвигании забоя параллельно основному направлению трещиноватости жилы (рис. 6).

При постоянном значении $a=1,2 \text{ м}$ проводились взрывы с $\omega_1=1,1 \text{ м}$ и $\omega_{11}=1,5 \text{ м}$ (опытные взрывы № 4 и 5).

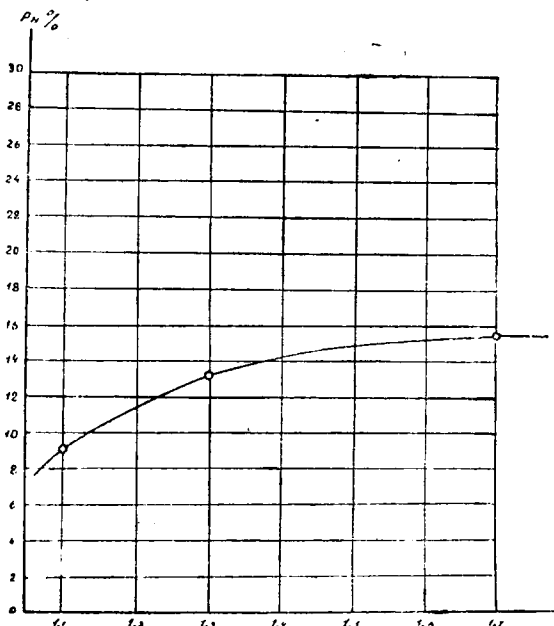


Рис. 4. График зависимости выхода негабарита от л. н. с. на участке «А»

В результате видно, что на участке «Б» при увеличении л. н. с. с 1,1 до 1,5 м выход негабарита возрастал с 11 до 19% (рис. 7). Это дает основание ограничить л. н. с. величиной 1,1—1,3 м.

Такое резкое увеличение выхода негабарита следует объяснить расположением трещин относительно плоскости забоя (рис. 6). Если в первом случае (участок «А») с увеличением л. н. с. размер отдельностей не изменяется, а только увеличивается количество их, то во втором случае (участок «Б») с увеличением л. н. с. отдельности массива также увеличиваются, что и обуславливает здесь резкое увеличение выхода негабарита.

2) Зависимость выхода негабарита от расстояния между шпурами

При постоянном значении $\omega=1,3 \text{ м}$ проводились два опытных взрыва с $a_1=1,3 \text{ м}$ и $a_1=1,5 \text{ м}$ (участок «А»). Взрыв со значением $a=1,3 \text{ м}$ и $\omega=1,3 \text{ м}$ был проведен при определении зависимости выхода негабарита от л. н. с. Результаты взрывов (рис. 8) показали, что при увеличении расстояния между шпурами с 1,3 до 1,5 м процент выхода негабарита резко возрастает (с 13 до 29%); возрастает также удельный вес крупных фракций в общем объеме отбитых кусков.

Себестоимость отбойки 1 м^3 при увеличении a на участке «А» возрастает с 6,6—7,36 руб. до 8,46 руб.

Таким образом, если линия расположения шпуров параллельна основному направлению трещиноватости жилы, то главным фактором, определяющим размеры отдельностей, является расстояние между шпурами.

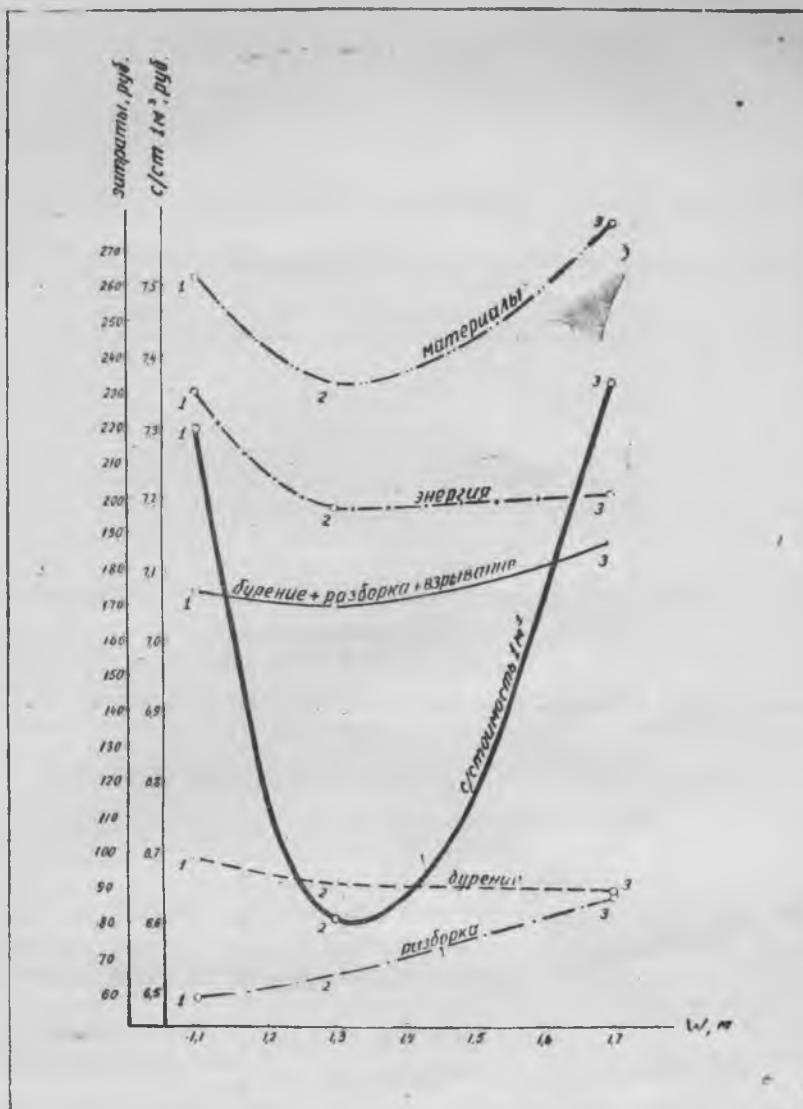


Рис. 5. График изменения себестоимости 1 м³ отбитой жилой массы и затрат по статьям расхода на 100 м³ в зависимости от л.н.с. на участке «А»

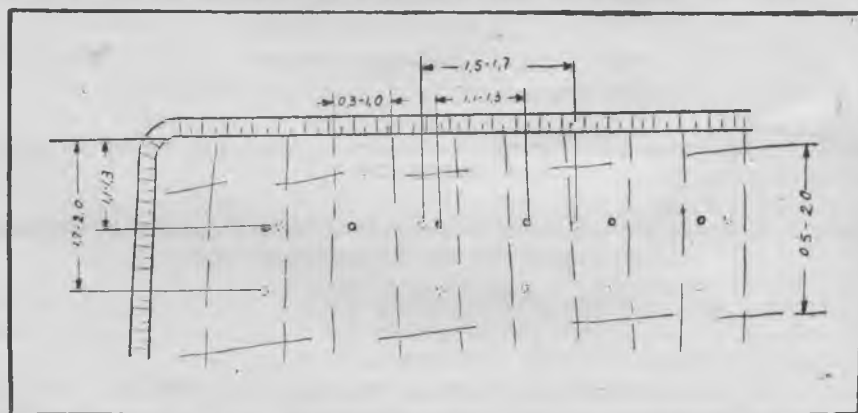


Рис. 6. Схема расположения трещиноватости на участке «Б»

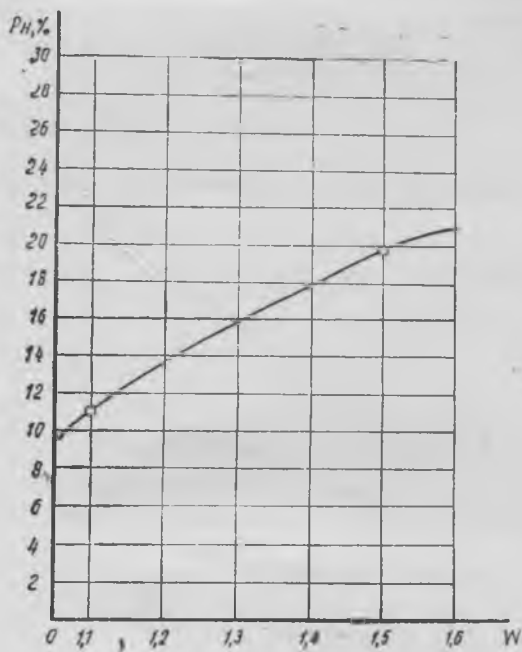


Рис. 7. График зависимости выхода негабарита от л.с. на участке «Б»

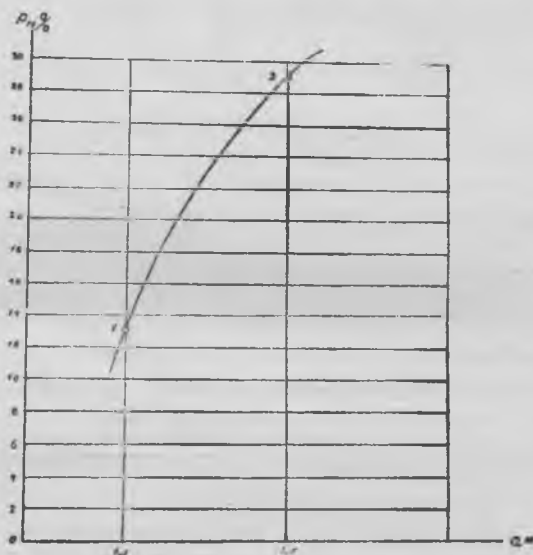


Рис. 8. График зависимости выхода негабарита от расстояния между шпурами на участке «А»

3) Влияние характера расположения трещин относительно направления продвижения забоя на эффективность буровзрывных работ

Как показали опытные взрывы, проведенные при различном направлении основной трещиноватости относительно плоскости забоя, только тогда, когда плоскость забоя расположена параллельно основной трещиноватости, создаются благоприятные условия для отрыва взрывной волной жильной массы от массива, поскольку отделение породы идет по плоскостям трещин.

При расположении трещин перпендикулярно плоскости забоя они не способствуют отделению породы от массива, подтверждением чему могут служить наблюдения на открытых работах, проведенные в условиях вечной мерзлоты (Забайкалье).

4) Определение величины перебура шпуров

Зная глубину шпуров, пробуренных для производства каждого из опытных взрывов, и полученные в результате этих взрывов высоты подступов, можно вычислить необходимую величину перебура шпуров для кварцевых жил с коэффициентом крепости по шкале проф. Протодьяконова $f=8-10$. Среднее значение перебура составило 10%.

5) Удельный расход В.В.

При проведении опытных работ применялся порошкообразный аммонит № 6, который засыпался в шпур и слегка уплотнялся забойником. Удельный расход В.В. для пород с $f=8-10$ принимался равным $0,47 \text{ кг/м}^3$.

В результате опытных взрывов расход В.В. при первичном дроблении на 1 м^3 отбитой жильной массы колебался в пределах $0,31-0,46 \text{ кг}$.

Наименование	№ взрывов					
	1	2	3	4	5	6
Расход В. В. на 1 м^3 , кг	0,42	0,31	0,44	0,46	0,45	0,38
Выход негабарита, %	9	13,3	15	11	19,2	29,5

Наиболее низкий процент выхода негабарита был получен при опытных взрывах № 1 и 4. Следовательно, удельный расход В.В. при проведении работ по жильной массе в рассматриваемых горногеологических условиях для порошкообразного аммонита № 6 можно принять равным $q=0,45 \text{ кг/м}^3$.

6) Способ взрывания

При проведении опытных работ испытывались два способа взрывания: огневой и с помощью детонирующего шнура. В результате взрывов с помощью детонирующего шнура дробление жильной массы улучшилось. Небольшой процент выхода негабарита можно объяснить одновременным взрывом всех зарядов, в результате чего отбиваемый массив подвергался действию сил взрыва одновременно с разных сторон.

В результате проведенных на жиле 3 опытных работ можно сделать следующие выводы:

1. При производстве буровзрывных работ на подступах высотой от $1,5$ до $2,5 \text{ м}$ для получения наименьшего выхода негабарита с учетом наибольшей эффективности буровзрывных работ шпуры располагать по сетке:

а) участок «А» — $a \times w = 1,3 \times 1,5 \text{ м}$;

б) участок «Б» — $a \times w = 1,5 \times 1,3 \text{ м}$.

2. Глубина шпуров должна быть выдержанной и превышающей высоту подступа на 10%.

3. Удельный расход В.В. при производстве взрывных работ на кварцевых жилах с $f=8-10$ для аммонита № 6 принимать равным $0,45 \text{ кг/м}^3$.

4. В условиях трещиноватых кварцевых жил для уменьшения выхода негабарита способ взрывания с помощью детонирующего шнура более эффективен, чем огневой способ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тогунов Ю. В. К вопросу о регулировании степени дробления горных пород взрывом. Диссерт. 1953.
 2. Косачев М. Н. Назревшие вопросы взрывных работ на открытых разработках. Докл. на совещ. по откр. раб. 1955.
 3. Шешко Е. Ф. Разработка месторождений полезных ископаемых открытым способом. Углетехиздат, 1949.
 4. Акутин Г. К. Определение основных параметров взрывных работ колонковыми зарядами. 1953.
 5. Справочник по взрывному делу. ОНТИ, 1936.
 6. Мельников Н. В. Справочник инженера и техника по открытым горным работам. 1952.
 7. Барон Л. И. Применение глубоких скважин для подземной добычи руд. Металлургиздат, 1951.
 8. Ассонов В. А. Взрывные работы. Углетехиздат, 1953.
 9. Золотарев Н. Я. К вопросу о мелком дроблении гранитного камня. Промстройиздат, 1956.
-

И. И. ФРАДКИН, Г. И. ЛУКИНСКИЙ, В. С. КОНСТАНТИНОВ,
А. А. КОМИССАРОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЬЕЗОКВАРЦА

В статье рассматриваются вопросы эксплуатации некоторых месторождений пьезокварца в СССР и описывается разработка коренных и россыпных месторождений пьезокварца открытым и подземным способом.

Успешное применение пьезоэлектрических и оптических свойств кристаллов кварца в области техники потребовало резкого увеличения объема добычных работ для обеспечения растущих потребностей промышленности.

Изучению месторождений и развитию добычи пьезокварца в Советском Союзе способствовали труды Н. П. Ермакова, А. И. Захарченко, Е. М. Лазько, Н. К. Морозенко и других геологов, а также большой практический опыт горнодобывающей промышленности.

С точки зрения горнотехнических условий эксплуатации наиболее существенное значение имеет следующее разделение коренных месторождений пьезокварца:

- а) жилы пологопадающие мощностью от 2 до 10—30 м, относительно выдержанные и значительной длины по простиранию;
- б) жилы наклонные и крутопадающие мощностью 2—15 м с пережимами и раздувами, также значительной длины;
- в) сложные крутопадающие жильные тела с большим количеством апофиз, раздувов, имеющие изометрическую форму в плане;
- г) жильные зоны, включающие серию незначительных по мощности и размерам жильных тел;
- д) пегматитовые тела.

Среди россыпных месторождений выделяют незначительные по площади ($S < 3000 \text{ м}^2$) и с площадью значительной величины ($S > 3000 \text{ м}^2$).

К характерным горногеологическим особенностям месторождений пьезокварца относятся:

1. Отсутствие определенных закономерностей в расположении гнезд, карманов, погребов и других полостей с пьезокварцем, а также резкие

колебания в содержании пьезокварца в россыпях, что удорожает разведку месторождений и затрудняет подсчет запасов.

2. Наличие в месторождениях других разновидностей кварца: «кварца-огранки» и «кварца-плавки», которые используются для ювелирных изделий и плавки кварцевого стекла.

3. Относительно небольшие размеры гнезд и полостей с пьезокварцем (рис. 1), извлечение которого связано с проведением значительного объема выработок по пустым породам.



Рис. 1. Кристаллы морниона в пегматитовом теле

4. Большая ценность пьезокварца, что при разработке требует применения такой системы, при которой потери при эксплуатации, а также в целиках были бы минимальными.

5. Хрупкость кристаллов пьезокварца и способность его разрушаться от легких сотрясений. Поэтому разработка месторождений требует большой осторожности и ограниченного применения буровзрывных работ.

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Разработка пьезокварцевых месторождений требует разрешения трех основных вопросов:

- 1) выбора способа разработки (открытый или подземный);
- 2) принятия наиболее целесообразного варианта вскрытия месторождения;
- 3) выбора рациональной системы разработки.

Большинство месторождений пьезокварца либо выходит на дневную поверхность, либо скрыто под небольшой толщей наносов. Поэтому открытым способом добывается более 90% пьезокварца.

Глубина имеющихся карьеров при открытой разработке не превышает 20—40 м, но техническими проектами предусматривается разработка отдельных месторождений на глубину до 100 м.

Открытые работы

Применяется несколько способов вскрытия пьезокварцевых месторождений: отдельными, парными и общими траншеями и бестраншейный способ вскрытия, например на месторождениях, где россыпь залегает близко у поверхности или под небольшой толщей наносов на глубине не более 5—6 м. В этом случае разработка ведется с поверхности экскаваторами-драглайнами. Для вскрытия более глубоких горизонтов месторождений чаще всего применяются общие траншеи, с тем чтобы уменьшить объем горно-капитальных проходческих работ.

При отработке на глубину жильных тел Астафьевского месторождения открытым способом проектом горных работ предусматривается вскрытие верхних горизонтов парными траншеями внешнего заложения, а нижних—парными спиральными съездами.

Проходка траншей осуществляется обычно экскаватором, а при большом объеме работ и рыхлых породах—бульдозером.

В крепких породах при проходке траншей применяется шпуровой метод отбойки.

Разработка коренных и россыпных месторождений ведется главным образом экскаваторным способом. При этом преимущественно применяется система разработки с перевозкой вскрыши на внешние отвалы.

Выделяют следующие системы разработки:

с извлечением кристаллического сырья из продуктивной горной массы в забое, на специальных внешних отвалах и одновременно в забое и на внешних отвалах.

Первый вариант применяется на коренных месторождениях и частично на россыпях, второй и третий—почти исключительно на россыпях.

Система с перевалкой вскрыши пока при разработке пьезокварцевых месторождений не применяется. Причиной этого является недостаточная разведанность отработанных площадей россыпи на глубину, а также то, что параметры применяемого экскаваторного оборудования не всегда отвечают условиям работы с перевалкой. Применению системы с перевалкой вскрыши мешает отчасти и недооценка ее на предприятиях.

Технологический процесс добывания пьезокварца открытым способом включает в себя вскрышные и очистные работы, а также выборку кристаллов кварца (извлечение), сортировку и обогащение кристаллического сырья.

Вскрышные работы на большинстве предприятий занимают по объемам ведущую роль.

Относительный объем работ по удалению вскрыши колеблется для различных месторождений и отдельных их участков в широких пределах. Например, коэффициент вскрыши на участках россыпей Волины, запроектированных к отработке в 1954 г., в среднем составлял $K=9 \text{ м}^3/\text{м}^3$ и по отдельным промышленным объектам колебался от 2 до $26 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Для россыпей Астафьевского месторождения средний коэффициент вскрыши по участкам, намеченным к отработке в 1955 г., составлял $K=0,75 \text{ м}^3/\text{м}^3$, для коренных объектов $K=27 \text{ м}^3/\text{м}^3$, а в среднем по месторождению $K=1,87 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Для Актасского месторождения, где основное жильное тело залегает на косогоре, фактический коэффициент вскрыши составлял в $\text{м}^3/\text{м}^3$: в 1951 г. — 1,38, в 1952 г. — 2,43, в 1953 г. — 1,03, в 1954 г. — 0,39, в 1955 г. — 0,48.

Для отбойки вскрышных пород, имеющих крепость более V категории по шкале СУСН, применяются буровзрывные работы. При этом используется мелкошпуровой метод.

Бурение ведется ручными пневматическими машинами марок ПМ-508, РПМ-17 и др. со съёмными коронками, армированными

твердым сплавом. Сжатый воздух подается от передвижных компрессорных установок ПКС-6 или ЗИФ-55.

На отдельных предприятиях (например, в Среднеазиатской экспедиции) назрела необходимость замены мелкошпурового метода отбойки методом колонковых зарядов, которые, несомненно, обеспечат лучшие показатели буровзрывных работ.



Рис. 2. Экскаватор-драглайн Э-505 грузит вскрышу в тракторные прицепы Д-179А. На переднем плане разборка продуктивного слоя и извлечение кристаллического сырья

Для выемки и погрузки горной массы на вскрышных работах используются исключительно универсальные экскаваторы строительного типа марки Э-505, Э-1004, а также типа ОМ-202 с ковшом емкостью 0,5 и 1 м³. Экскаваторы работают с дизельным приводом. Применяются экскаваторы с навесным оборудованием механической лопаты и драглайны.

Широкое распространение экскаваторы-драглайны нашли при разработке россыпей Волины. Это вызвано наличием рыхлых грунтов и повышенной их водообильностью, что затрудняет работу на нижних площадках уступов (рис. 2).

На экскаваторах указанных выше марок достигнута высокая производительность. Характерен рост производительности на 1 м³ емкости ковша для экскаваторного парка Южно-Уральской экспедиции (в тыс. м³): 1950 г.—61; 1951 г.—66,7; 1952 г.—73,5; 1953 г.—89,2; 1954 г.—122,2.

Вместе с тем экскаваторы с ковшом емкостью 0,5 и 1 м³ и дизельным приводом не обеспечивают запланированной производительности предприятий, особенно в зимнее время, когда имеют место большие простои, связанные с разогревом и ремонтом двигателя. Применению электрических экскаваторов с ковшом большой емкости препятствует отсутствие достаточного количества электроэнергии.

Кроме экскаваторов, для выемки рыхлых пород вскрыши (главным образом на россыпях) в Южно-Уральской, Волинской и других экспедициях применяются тракторные скреперы марок Д-22 и Д-147 с ковшом емкостью 6 м³ (рис. 3). Тягачом к ним служит трактор С-80. Скреперы работают на выемке грунтов II—IV категорий крепости.



Рис. 3. Производство вскрышных работ на россыпи тракторными скреперами Д-222

Наблюдения за работой двух тракторных скреперов Д-222, проведенные в течение смены в Южно-Уральской экспедиции, показали результаты, представленные в табл. 1.

Таблица 1

Наименование показателей	Скрепер № 9	Скрепер № 12
Число проделанных рейсов	19	22
Чистое время работы, %	55,4	68,4
Путь к месту работы и подготовка операции, %	10,5	6,9
Заключительные операции и путь в гараж, %	8,1	6,9
Вынужденные простои (по техническим причинам), %	13,7	4,0
Отдых, %	12,3	13,8
Коэффициент использования во времени	0,55	0,68

Расстояние транспортирования составляло 350—400 м. Породы по крепости относились к III—IV категории по шкале СУСН.

Средняя продолжительность отдельных операций в цикле показана в табл. 2.

Таблица 2

Наименование операций	Скрепер № 9	Скрепер № 12
Загрузка	1' 23''	1' 32''
Груженный ход	3' 46''	3' 30''
Разгрузка	1' 25''	1' 17''
Холостой ход	3' 56''	4' 42''
Общая продолжительность цикла	10' 30''	11' 08''

Анализ результатов наблюдений показывает, что за счет увеличения скорости холостого хода скрепера до нормальной и уменьшения до минимума вынужденных простоев сменная производительность скреперов может быть увеличена.

В отдельных экспедициях тракторные скреперы широко используются для планировки подъездных и карьерных дорог. Коэффициент полезного действия скрепера при этом очень мал, так как он делает значительный пробег при небольшой загрузке. Для этих работ целесообразнее использовать скреперы с ковшем емкостью не более 1,5—2,25 м³, а главным образом грейдеры и другие дорожные машины.

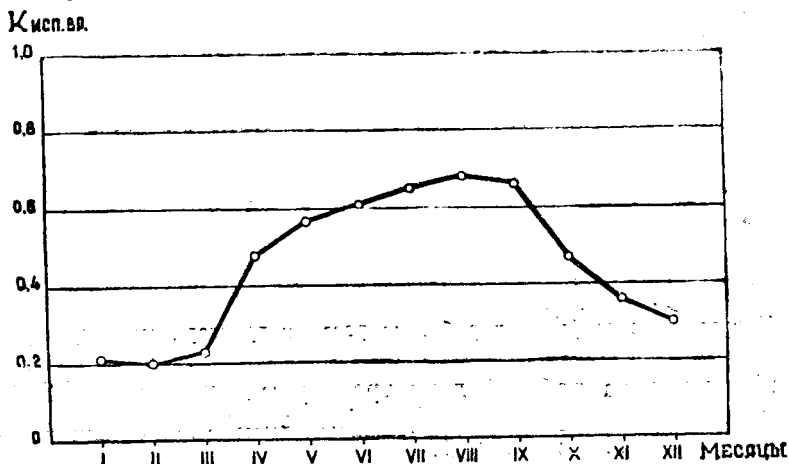


Рис. 4. Изменение коэффициента использования автомобилей-самосвалов в течение года

Необходимо заметить, что в части нормирования скреперных работ и точного учета их в отдельных экспедициях дело обстоит плохо, и это отрицательно сказывается на производительности скреперов.

Перевозка вскрыши на внешние отвалы осуществляется в экспедициях в основном автомобильным транспортом. Парк автомобилей-самосвалов в экспедициях представлен машинами марок ЗИЛ-585 грузоподъемностью 3,5 т и МАЗ-205 грузоподъемностью 5 т.

Одновременно с автомобилями-самосвалами находят применение и тракторные прицепы марки Д-179А емкостью 9 м³. Особенно хорошие показатели они дают при небольших расстояниях транспортирования, а также при работе в дождливое время года, когда использование автомобилей-самосвалов ухудшается из-за плохих дорог.

Коэффициент использования автомобилей-самосвалов по времени значительно изменяется в течение года.

На рис. 4 приводится график изменения коэффициента использования автомобилей-самосвалов в течение года, составленный по данным Южно-Уральской геологической экспедиции.

Очистные работы заключаются в выемке продуктивной горной массы с последующим извлечением из нее кристаллического сырья.

На коренных месторождениях выемка продуктивной горной массы связана с применением буровзрывных работ.

Кристаллы из гнезд извлекаются вручную с помощью кайла и лома.

Для извлечения кристаллов на россыпях проводят сортировку всего продуктивного слоя. Чаще всего это делается на специальных внешних продуктивных отвалах.

Так как сортировка пока в основном проводится вручную, это отражается на производительности экскаваторов и на качестве сортировки. На работах по сортировке бывает занято до 300 человек в сутки.

Вопросам механизации процесса сортировки и повышения качества работ по извлечению кристаллов уделялось немало внимания. В 1955 г. И. И. Фрадкиным, В. И. Беленьким и С. О. Славутским была предложена установка для извлечения кристаллов с помощью напорной воды (рис. 5).

Эта установка в первоначальном своем виде состояла из следующих основных частей:

- 1) насосная станция;
- 2) водовод;
- 3) приемно-погрузочный бункер с гидромонитором;
- 4) гидроэлеватор;
- 5) пульповод;
- 6) обогатительная камера, состоящая из трех секций.

Из-за громоздкости и сложности конструкции обогатительная камера не удовлетворяла требованиям эксплуатации, поэтому после промышленных испытаний установки она была заменена более простым устройством (рис. 6). Оно состоит из грохота, решетка которого имеет отверстия диаметром 20 мм. Грохот снабжен оросителями. На нем производится вторичный размыв оставшихся кусков продуктивного слоя. Грохот оканчивается наклонным деревянным лотком ($i=0,2$), по которому твердая фракция попадает на сортировочную решетку, где собираются отмытые кристаллы и их обломки. Проведенная реконструкция значительно упростила установку и повысила ее производительность.

Промышленные испытания гидроустановки показали следующие результаты:

1. Производительность установки по породе в час чистой работы, m^3 43,4
2. Расход воды на размыв 1 m^3 породы, m^3 12,0
3. Число рабочих, обслуживающих установку 8
4. Средняя производительность одного рабочего, m^3 чел.-смену 25,8

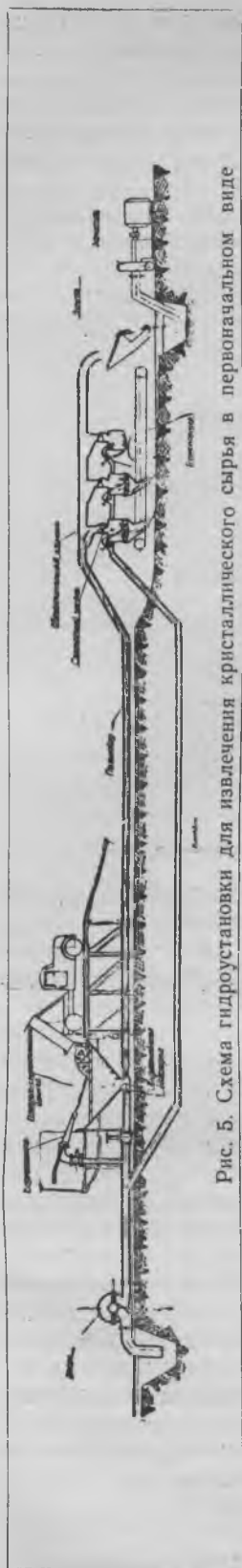
В итоге производительность рабочего, занятого на извлечении кристаллического сырья из продуктивного слоя, повышается в три с лишним раза, а также ликвидируются потери сырья.

В настоящий момент проводится дальнейшее усовершенствование установки с целью увеличения ее производительности и улучшения качества работы. Еще большего эффекта можно будет ожидать от гидромеханизации при электрификации работ.

Подземные работы

Удельный вес подземных работ при разработке пьезокварца очень мал, но на отдельных месторождениях подземные работы имеют большое значение (например, Алдан). Здесь удельный вес подземного способа разработки по количеству отбиваемой горной массы изменяется по годам следующим образом: 1950 г.—35%, 1951 г.—52%, 1952 г.—53%, 1953 г.—67%, 1954 г.—42%, 1955 г.—36%..

Рис. 5. Схема гидроустановки для извлечения кристаллического сырья в первоначальном виде



По количеству добываемого пьезосырья удельный вес подземных работ на таких месторождениях еще более высок и составляет 90% с лишним.

Расположенные у поверхности участки месторождений разрабатываются открытым способом. С глубиной разработки переходят под землю, так как объем вскрыши значительно увеличивается и открытые работы делаются неэкономичными.

В Алданской хрусталеносной провинции разработка открытым способом ведется обычно до глубины 15—20 м. Здесь подземное вскрытие месторождений, представленных крутопадающими кварцевыми жилами и жильными зонами, осуществляется комбинированным способом с помощью штолен и слепых шахт. Эти выработки служат одновременно и для разведочных целей.

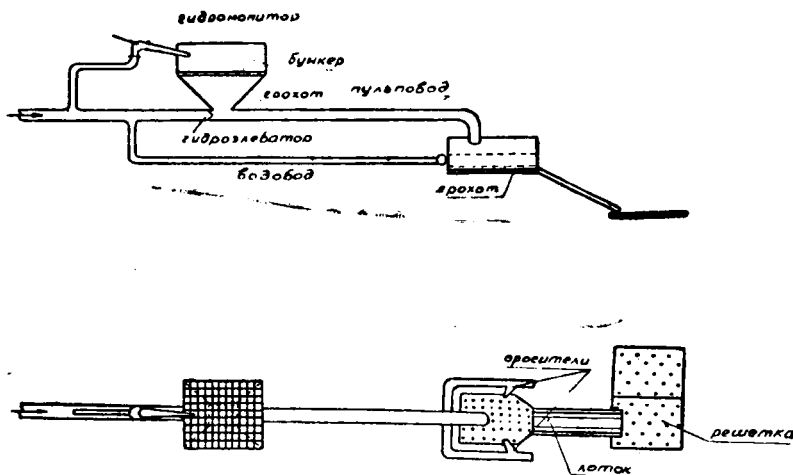


Рис. 6. Схема гидроустановки с новым обогатительным устройством

Указанному способу вскрытия способствуют благоприятный горный рельеф и преимущественно вертикальное падение кварцевых жил.

Штольни проходятся через 8—20 м по падению, а шахты через 30—50 м по простираанию жил. Проходка ведется в породах, представленных кварцитами и кварцевыми жилами.

Проходкой штолен и шахт одновременно завершается вскрытие месторождений и подготовка их к очистной выемке. Разделение стадий вскрытия и подготовки на алданских месторождениях по существу провести нельзя.

Проходка выработок производится с применением буровзрывных работ. Для бурения шпуров используются ручные пневматические машины РПМ-17 и ПМ-508. Горизонтальные выработки имеют прямоугольную форму и поперечное сечение 5—6 м². При взрывных работах применяются мелкошпуровой метод и метод котловых зарядов. Применение последнего было связано с недостаточной технической оснащенностью: на отдельных участках применения компрессорных установок недостаточно, поэтому здесь стремятся к сокращению количества шпуров.

Метод котловых зарядов при проходке выработок имеет крупные недостатки, основными из которых являются потеря времени на неоднократное простреливание шпуров и большой расход В.В.

В последние годы проходка выработок в основном производится с применением мелкошпурового метода. Погрузка и откатка при этом ведутся вручную.

При проведении выработок в трещиноватых породах VIII—IX категорий крепление производится подхватными рамами с полной затяжкой

кровли накатником. В сильнотрещиноватых, неустойчивых породах подготовительные выработки крепятся неполными дверными окладами всплошную.

Система разработки. Условия залегания жильных тел алданских месторождений и особенности технологического процесса добычи пьезокварца дают весьма ограниченные возможности для выбора системы разработки.

Наиболее отвечающей всем требованиям в этих условиях является система разработки горизонтальными слоями с закладкой. Применение ее дает возможность производить полную разборку гнезд с пьезокварцем при минимальных потерях кристаллов, обеспечивает полную выемку кварцевых жил и позволяет оставлять значительную часть отсортированной породы в качестве закладки.

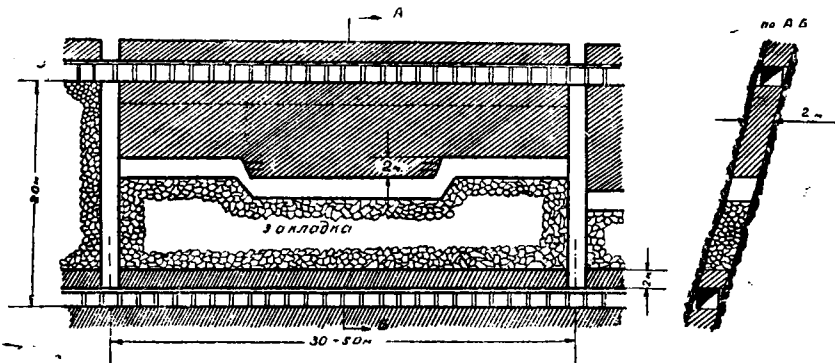


Рис. 7. Система разработки горизонтальными слоями с закладкой при мощности жильного тела 2—5 м

При принятой системе разработки высота блока составляет 8—12 м (в последнее время она увеличена до 20 м). Ширина его зависит от мощности жильной зоны.

В зависимости от мощности жилы и высоты этажа на месторождениях принято несколько способов развития очистной выемки:

1. Кварцевая жила по мощности не превышает ширины штрека и высота этажа небольшая (до 8—10 м). В этом случае отработка кварцевой жилы начинается непосредственно с уровня кровли откаточного штрека.

Так как крепление штрека не усиливается против обычного и способно выдержать лишь давление незначительного по высоте столба закладки, то применение этого способа развития очистной выемки ограничивается высотой этажа не более 8—10 м.

2. Кварцевая жила не выходит за пределы штрека по мощности, но высота блока достигает 20 м (рис. 7).

Очистные работы в блоке начинаются с выемки первого слоя высотой 2—2,5 м над целиком толщиной 2 м, который оставляется над штреком.

3. Мощность жилы в несколько раз превышает ширину штрека (рис. 8). При высоте этажа 20 м над штреком оставляется двухметровый целиком, а при высоте этажа 8—10 м очистные работы начинаются непосредственно с горизонта штрека.

Первая очистная лента проходит параллельно штреку по контакту жилы с вмещающими породами из рассечки, задаваемой с целью определения мощности жилы.

Отработка блока производится серией последовательных горизонтальных слоев в направлении снизу вверх. Высота слоя колеблется в пределах 2—2,5 м, ширина — 2,5—4 м.

На участках раздувов кварцевых жил обработка слоя производится двумя или тремя параллельными лентами.

Очистные работы ведутся с применением буровзрывных работ. Используются ручные бурильные машины. При подходе к хрусталеносным гнездам обычную длину шпуров (2—2,2 м) уменьшают, а количество их увеличивают; после 2—3 отпалок работают только кайлом и ломом, пользуясь иногда небольшими накладными зарядами.

Откатка жильной массы в блоках производится тачками до рудоспуска, откуда она под собственным весом доставляется на горизонт штольни.

Очистные работы ведутся в основном без постоянного крепления, которое применяется только как вспомогательное или временное средство для поддержания кровли.

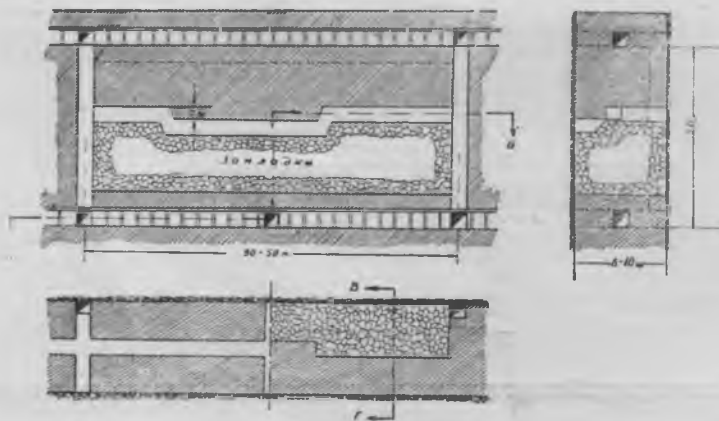


Рис. 8. Система разработки горизонтальными слоями с закладкой при мощности жильного тела 6—10 м и более

При отработке участков с неустойчивой кровлей или в случае, когда ширина забоя превышает 4—5 м, устанавливается временное подхватное крепление, которое при отработке вышележащего слоя убирается. На участках крупных гнезд и в ослабленных трещиноватых породах прибегают к усиленному креплению неполными дверными окладами сплошную с опережающими огнивами и последующей установкой подхватных рам.

Подземная разработка ведется и в высокогорных условиях. Так, например, на Памире работы производятся на высоте 3000—5000 м над уровнем моря. Подземные работы ведутся на участках, разработка которых открытым способом из-за большого объема вскрыши нерентабельна. Вскрытие осуществляется главным образом штольнями.

Пологопадающие жилы мощностью 2—3 м разрабатываются при помощи сплошной выемки с нерегулярным оставлением целиков. В целиках оставляются участки жилы, не содержащие хрусталеносных гнезд. Пустая порода и жильная масса после выборки из нее кристаллов в большей части вывозятся на-гора и лишь частично оставляются в качестве закладки. Операции погрузки и откатки выполняются вручную. Широкому применению механизации препятствует отсутствие подъездных дорог, что затрудняет доставку оборудования на большую высоту. Для доставки оборудования и материалов к объектам разработки устраиваются подвесные канатные дороги.

ВЫВОДЫ

1. Основой комплексной механизации горных работ является электрификация. На пьезокварцевых разработках она даст возможность при-

менить наиболее совершенные машины и механизмы, что позволит увеличить объем добычи, повысить производительность труда и снизить себестоимость продукции.

2. При открытой разработке россыпных месторождений там, где это позволяют условия, следует ориентироваться на применение бестранспортных систем разработки.

3. Гидромеханический способ извлечения кристаллического сырья является наиболее производительным, позволяя без потерь извлекать кристаллическое сырье, увеличить производительность рабочих, занятых на извлечении, и снизить расходы на эту операцию.

4. Для увеличения производительности подземных работ необходимо в первую очередь механизировать трудоемкие процессы погрузки, доставки и откатки путем использования погрузочных машин, скреперных лебедок и другого оборудования.

ОБЗОРЫ, КРИТИКА и БИБЛИОГРАФИЯ

А. Е. ЛИСИЦЫН

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЬЕЗОКВАРЦА АМЕРИКИ и АВСТРАЛИИ

В статье приводится обзор литературы по геологии и генезису месторождений пьезокварца Америки и Австралии, а также сообщаются сведения об относительном значении этих месторождений.

БРАЗИЛИЯ

Месторождения пьезокварца Бразилии являются крупнейшими в мире. Они дают около 90% мировой добычи. Бразилия является основным поставщиком пьезокварца для США, которые закупают почти полностью ежегодную добычу бразильского кварца.

Основные месторождения Бразилии расположены в штатах Минас-Жерайс, Гояс и Баия. Значительное количество кварца поступает из штата Эспириту Санту и небольшое—из штатов Сеара, Рио Гранде до Норте, Параиба и Пернамбуку. Продукция различных штатов ориентировочно оценивается следующим образом: Минас-Жерайс—35%, Гояс—30%, Баия—20%, Эспириту Санту—5%, все остальные 10%.

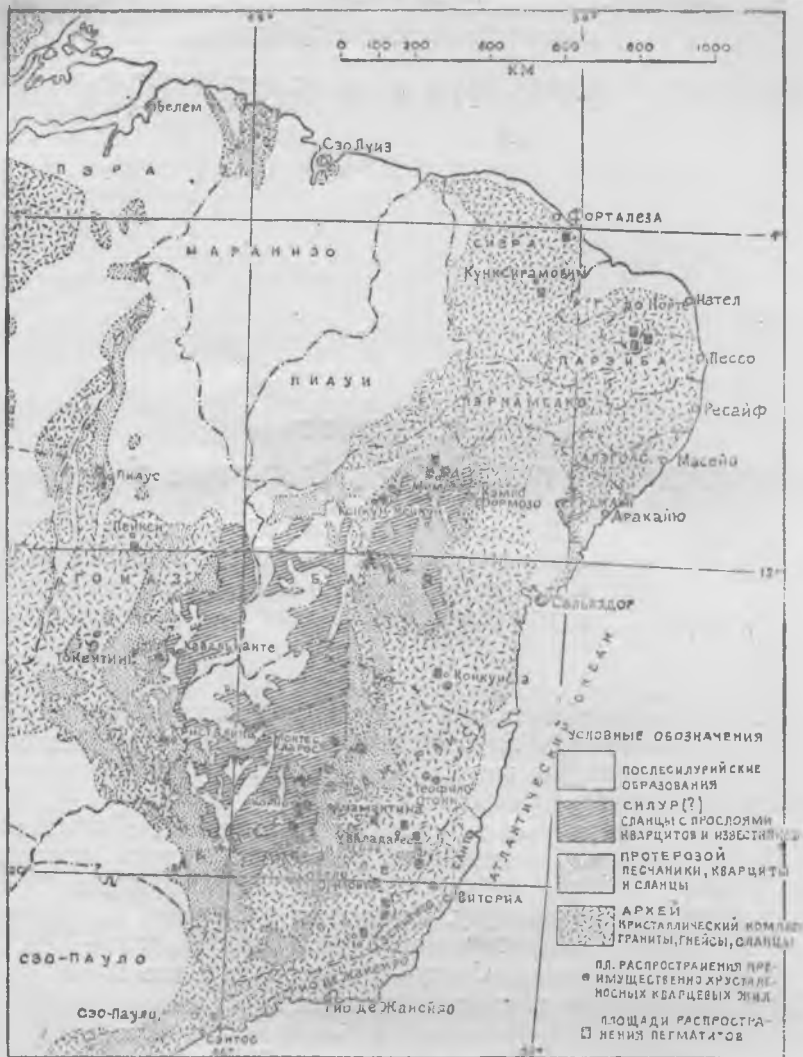
Они располагаются в пределах четырех хрусталеносных поясов, протягивающихся в меридиональном и северо-восточном направлениях (рис. 1): пояс Северный Гояс, простирающийся примерно на 600 км в северо-западной части штата, пояс Южный Гояс, простирающийся примерно на 500 км от г. Кристаллина вдоль границы штатов Гояс-Минас и Гояс-Баия; пояс Минас-Баия, прослеживающийся на 1200 км от г. Сити Лэгоас (Минас-Жерайс) в северо-восточном направлении в штат Баия, и пояс Коэстэл, около 300 км в длину, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль побережья Атлантического океана, включающий месторождение Эспириту Санту.

Территория, на которой развиты месторождения Бразилии, сложена преимущественно породами архея, протерозоя и силура.

Архей представлен Бразильским комплексом, содержащим главным образом граниты и гнейсы и в меньшей степени слюдяные сланцы и известняки.

Протерозойские образования состоят из трех серий. Нижняя—серия Минас, представлена филлитами, кварцитами, известняками и слюдяными сланцами. Средняя—серия Итаколуми, состоит из серицит-содержащих песчаников и кварцитов (итаколумитов), а также филлитов. Верхняя—серия Лаврас, состоит из песчаников и конгломератов.

Среди пород протерозойского возраста преобладают песчаники, кварциты и сланцы. Силурийские отложения представлены песчаниками



КАРТА РАЗМЕЩЕНИЯ ОСНОВНЫХ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ БРАЗИЛИИ.

Рис. 1

и сланцами с прослоями кварцитов и известняков. Тектонические структуры вытянуты преимущественно в меридиональном и северо-восточном направлениях и представлены пологими складками, нередко осложненными дизъюнктивными нарушениями, имеющими то же направление.

Более молодых интрузивных пород, чем граниты архея, на территории месторождений пьезокварца не отмечается.

Основная масса промышленных месторождений залегает в породах протерозоя и силура. Значительно меньше их в архейских образованиях.

Интенсивное развитие коры выветривания не дает возможности определенно выяснить приуроченность месторождений горного хрусталя к структурным элементам. Однако в местах, доступных для такого наблюдения, установлено, что месторождения пьезокварца часто локализируются в куполах антиклинальных складок, во флексурах и различных разрывных нарушениях, преимущественно небольшого масштаба. Нередко эти месторождения развиваются вдоль контактов различных пород. Иногда хрусталеносные тела встречаются в местах интенсивного брекчирования.

Месторождения пьезокварца представлены как кварцевыми жилами и пегматитами, так и россыпями. Необходимо отметить, что кварцевые жилы залегают преимущественно в породах протерозоя и силура, а пегматиты главным образом в образованиях архея. Основная добыча

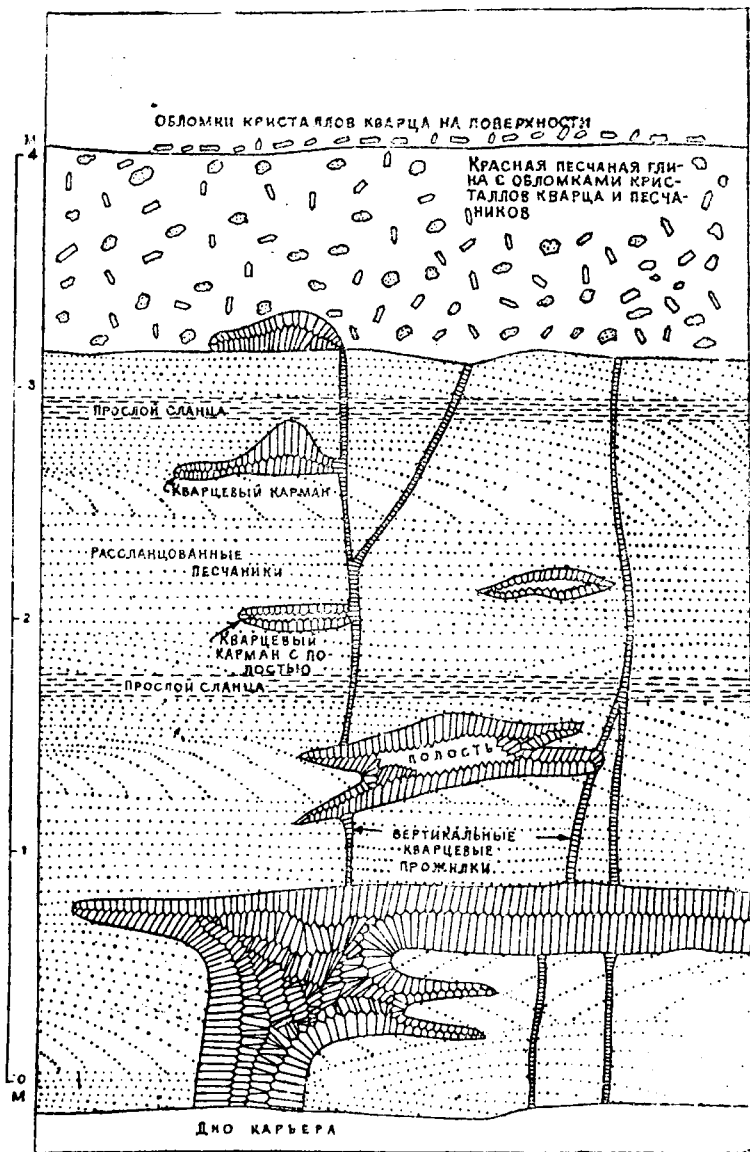


Рис. 2. Кварцевые карманы. Рудник Серра де Лагриня (Минас-Жераис)

пьезокварца поступает из кварцевых жил, в меньшей степени из россыпей, и лишь небольшое количество сырья дают пегматиты. Среди хрусталеносных кварцевых жил выделяется несколько морфологических типов: простые и сложные жилы, трубы и карманы, штокверки и пластовые жилы. Среди россыпей различают элювиальные, коллювиальные и аллювиальные.

К простым жилам обычно относятся кварцевые жилы, секущие вмещающие породы под довольно крутыми углами. Для них характерны час-

тые раздувы и пережимы, а также многочисленные апофизы. Мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 1,5 м, а в местах сильного развития апофиз—до 5 м. По простиранию простые жилы прослеживаются с перерывами на сотни метров, отдельные тела имеют протяженность от 10 до 25 м. На глубину они вскрыты на 20—25 м.

К сложным относятся жилы, состоящие из серии кварцевых жил, прожилков и линз, расположенных по напластованию вмещающих пород и нередко развивающихся вдоль контактов метаморфических пород с древними гранитами.



Рис. 3. Кварцевая труба — беспорядочно расположенные обломки песчаника, сцементированные гребенчатым кварцем. Рудник Морро-Рико (Кристаллина, Гояс)

В таких образованиях имеются также и прожилки, секущие пласты вмещающих пород. Для сложных жил характерны раздувы и пережимы. По простиранию кварцевые жилы измеряются сотнями метров. По падению они прослежены до 30 м.

Простирание как простых, так и сложных жил обычно меридиональное или близкое к нему, т. е. согласное с вмещающими породами. По падению они согласны с падением вмещающих пород либо секут их под углами до 60° и редко залегают вертикально. Падение жил—преимущественно западное.

Нередко месторождения представлены карманами неправильной чечевицеобразной формы, залегающими согласно с напластованием вмещающих пород. Местами они связаны друг с другом тонкими кварцевыми прожилками (рис. 2). Размеры карманов по наибольшему измерению колеблются от нескольких сантиметров до многих метров. В одних случаях они сплошь состоят из кварца гребенчатой (шестоватой) текстуры, в других же центральные части имеют свободные полости.

На ряде месторождений кварцевые жилы имеют форму трубообразных тел, состоящих из сплетения множества тонких жил, цементирующих беспорядочно расположенные внутри обломки вмещающих пород (рис. 3). Контакты труб чрезвычайно неровные и по периферии сопровождаются карманами и тонкими апофизами. Размеры их в поперечнике изменяются в среднем от 5 до 30 м, а на глубину они вскрыты до 20 м.

На многих месторождениях Бразилии имеют место образования неправильной формы, состоящие из серий тонких ветвящихся и пересекающихся кварцевых жил различных направлений, которые носят названия штокверков (рис. 4). Отдельные жилы в них достигают мощности в 1 м. Поперечные размеры штокверков изменяются от десятков сантиметров до 10 м и более.

В некоторых местах (Бататейрас, Мимозо, штат Баия) месторождения пьезокварца представлены пластовыми жилами. Обычно это серии плоских, параллельных друг другу жил, согласно залегающих с вмещающими породами (песчаниками, сланцами). Залегают они горизон-



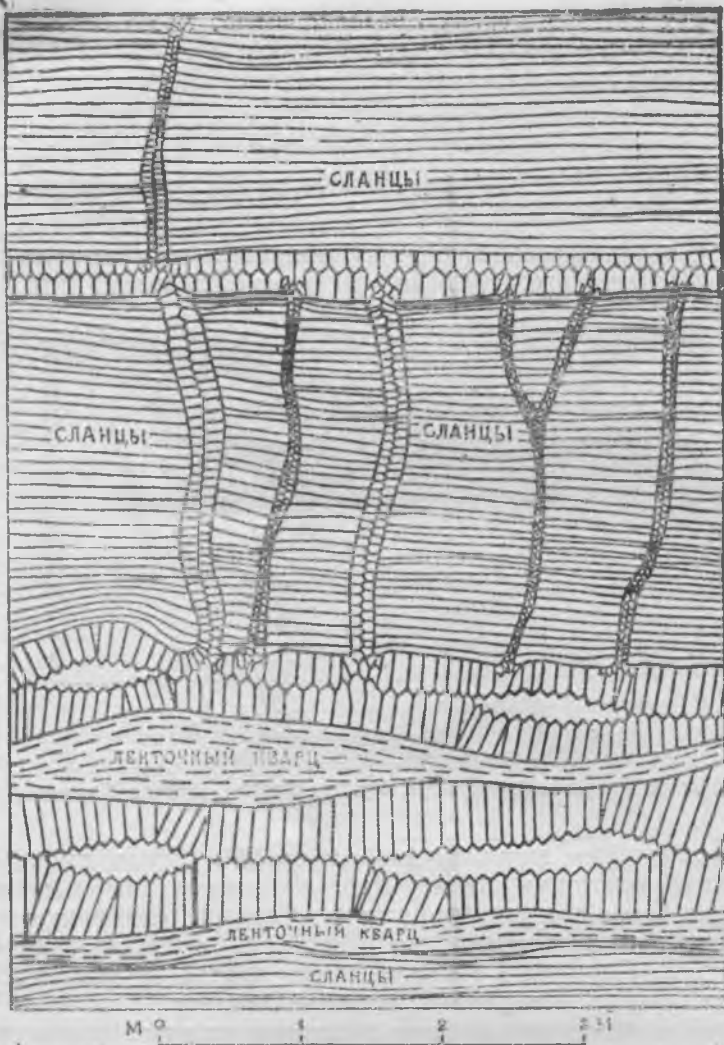
Рис. 4. Кварцевый штокверк. Рудник Кэркас (Миннас-Жеранс)

тально или с пологим падением в пределах 20° . Жилы имеют форму плоских линз, от которых отходят многочисленные апофизы, секущие вмещающие породы под разными углами. Размеры жил по простиранию достигают нескольких сотен метров. Мощность отдельных жил нередко превышает 1 м. Пластовые жилы содержат иногда крупные полости с кристаллами кварца, измеряемые десятками метров.

Большой интерес представляют пластовые жилы на площади Мимозо, где они образуют три пласта кварца в сланцах, расположенные один под другим. Верхняя жила занимает около $2,5 \text{ км}^2$ площади при мощности от нескольких сантиметров до 2,5 м. Средняя жила тонкая и имеет ограниченное распространение. Нижняя залегает на площади около $1,5 \text{ км}^2$, и мощность ее изменяется от нескольких сантиметров до 4 м. Пластовые жилы разделяются пачками сланцев мощностью 3—5 м. Друг с другом они соединены вертикальными или крутопадающими тонкими проводниками (рис. 5). В пластовых жилах часто наблюдаются обломки и прослой сланцев и так называемого ленточного кварца, который является кварцем ранней генерации.

Кварцевые жилы перечисленных выше типов состоят главным образом из молочно-белого кварца гребенчатой (шестоватой) текстуры, где отдельные кристаллы достигают 10 см и более. Но нередко в жильном кварце, обычно дымчатой окраски, не удается различить кристаллические очертания, и текстура кварца в этих случаях приближается к массивной. Последнее особенно характерно для пластовых месторождений и других крупных тел.

Типичным является то, что кристаллы гребенчатого кварца растут от зальбандов жил к центру. В нескольких местах наблюдалось положение кристаллов, свидетельствовавшее об их росте от зальбандов жил в сторону вмещающих пород (рис. 6).



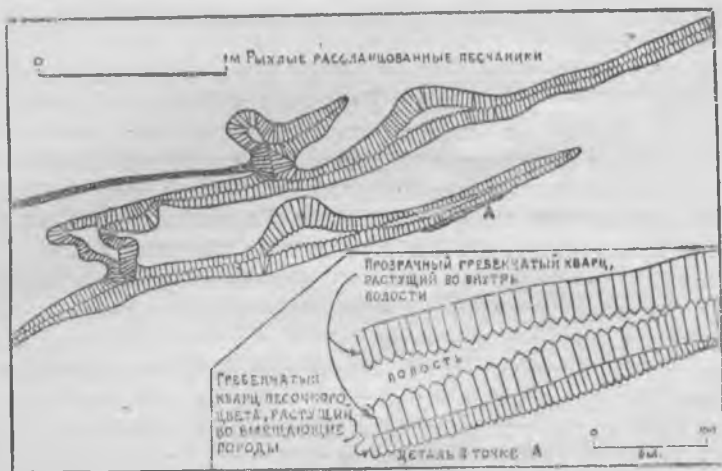
Пластовые жилы, соединенные вертикальными прожилками
 Рудник Силва Реджис, Мимозо, Баия

Рис. 5

В кварцевых жилах всех типов обычно имеется много полостей, содержащих хорошо образованные кристаллы кварца, но распределение их в жилах крайне неравномерно. Полости с горным хрусталем располагаются в самых различных частях жил. Размеры полостей изменяются от немногих кубических сантиметров до нескольких кубических метров. Одна из крупнейших полостей, встреченная на руднике Джоао Собринхо (Гояс), имела 25 м в длину, 10 м в ширину и до 3 м в высоту. Полости в разной степени заполнены кристаллами кварца, часть которых прозрачна, но большинство — молочного цвета. Местами небольшие полости выполнены одним или двумя кристаллами кварца средних размеров. В других случаях такого рода полости выполнены друзами мелких кристаллов. В крупных полостях наблюдаются кристаллы, свидетельствующие о широком диапазоне их размеров, габитуса и качества. Располагаются кристаллы головками внутрь полости. Центральные части полостей пусты или заполнены глиной и гидроокислами железа и марганца. Около

гнезд с хрусталем иногда наблюдается брекчирование и рассланцевание жильного кварца.

Интенсивное выветривание вмещающих пород, особенно сильно проявленное вблизи хрусталеносных тел, не позволяет детально выяснить характер околожилных изменений. Лишь местами, например на руднике Росилхо к юго-востоку от Мимозо, можно наблюдать заметное окремнение песчаников вблизи кварцевых жил. Местами около кварцевых жил вмещающие их кварциты и сланцы становятся пористыми и осветленными.



ЗАРИСОВКА ЗАБОЯ В ШТОЛЬМЕ №1, БАТАТЕЙРАС, БАИЯ

Рис. 6

Хрусталеносные пегматиты образуют тела зонального строения. Наружные зоны этих тел сложены пегматитом графической и пегматоидной структуры, ближе к центру переходящим в полевошпатовую зону, состоящую преимущественно из крупных кристаллов микроклина, а затем — в кварцевое ядро. Апофизы кварцевого ядра пегматита иногда пересекают его наружные зоны, причем в них отсутствуют полевой шпат, слюда и другие минералы пегматитов. Внутри кварцевых ядер нередко имеются крупные полости длиной до нескольких метров, содержащие кристаллы кварца весом до 200 кг. Мощность пегматитов измеряется единичными метрами.

В северо-восточной Бразилии хрусталеносные пегматиты отрабатываются на тантал, берилл, касситерит, сподумен и амблигонит; в центральной и западной частях — на слюду.

В южной части штата Баия имеются месторождения горного хрусталя в кварцево-полевошпатовых жилах мощностью от нескольких сантиметров до 4 м, которые на 80% сложены кварцем, а полевой шпат образует оторочки с обеих сторон жил мощностью до 10 см. Эти жилы имеют апофизы длиной от нескольких метров до нескольких сантиметров. В кварцево-полевошпатовых жилах часто встречаются полости, преимущественно со стороны лежащего бока жил, на границе кварцевого тела и полевошпатовой оторочки. Они выполнены кристаллами кварца и микроклина.

Россыпные месторождения распространены повсеместно в хрусталеносных районах Бразилии. Среди них большое значение придается элювиальным и аллювиальным месторождениям и меньшее — коллювиальным.

Элювиальные россыпи горного хрусталя, которые было бы правильнее назвать элювиально-делювиальными, обычно сопровождают корен-

ные месторождения пьезокварца и образуют скопления неокатанных кристаллов кварца и их обломков в рыхлых отложениях, перекрывающих коренные месторождения. Нередко элювиальные и элювиально-делювиальные отложения, переполненные кристаллами кварца и их обломками, пропитаны гидроокислами железа и марганца.

Коллювиальные россыпи горного хрусталя встречаются в основании склонов холмов и речных долин, на которых гипсометрически выше обнажаются хрусталеносные кварцевые жилы или пегматиты. Они представлены беспорядочным смешением разрушенных коренных пород и глин, содержащих кристаллы горного хрусталя и их обломки различной степени окатанности.

Аллювиальные месторождения лучше всего представлены в штатах Минас-Жераис и Эспириту Санту. Эти месторождения образуют пласты, сложенные из гравия и галек горного хрусталя, среди которых встречаются гальки гранитов, гнейсов и других пород. Иногда в вертикальном разрезе аллювиальных отложений наблюдается несколько таких пластов, расположенных один над другим. Гальки и гравий горного хрусталя в этих месторождениях имеют матовые поверхности.

Необходимо отметить, что в силу механической сортировки материала в аллювиальных россыпях концентрируются обломки кристаллов горного хрусталя лучшего качества.

Кристаллы горного хрусталя бразильских месторождений имеют длину от нескольких сантиметров до нескольких метров и вес от нескольких граммов до нескольких тонн. Преобладают кристаллы весом около 200 г, однако нередко встречаются крупные и гигантские кристаллы. Гигантские кристаллы кварца были найдены в пегматитах Ариранха и в муниципалитетах Теофило, Отони, Минас-Жераис. Наибольший из них имел в длину 2,2 м, в поперечнике 1,1 м и вес 4,7 т.

В 1943 г. в руднике Лорена в восточной части Минас-Жераис был добыт кристалл весом 6 т и длиной около 2 м. Из этого кристалла было получено 1016 кг бездефектного кварца. Кристаллы весом в 1 т и более обычны на рудниках Санто Антонио в Сера до Кабрал и Джуиз (Минас-Жераис), а также на рудниках Алегре и Росилхо (Баия). На руднике Росилхо была вскрыта полость длиной 20 м и высотой 8 м, в которой располагалось несколько хорошо образованных кристаллов весом не менее 4 т каждый.

В Итапоре вблизи Пиауса (на севере центральной части штата Гояс) часто встречаются хорошо образованные кристаллы весом свыше 10 т. Крупнейший из них достигал 5,5 м в длину и 2,5 м в поперечнике и весил более 40 т. Это наибольший кристалл кварца из обнаруженных когда-либо в мире. Он оказался некондиционным. В 1940 г. на руднике Итамарандиба (Минас-Жераис) был добыт абсолютно бездефектный обломок кристалла кварца весом в 150 кг, который считается лучшим образцом, экспортированным из Бразилии.

Габитус кристаллов — коротко- и длиннопризматический. Кристаллы обычно имеют хорошо развитые грани призмы и ромбоэдра, иногда развивается грани бипирамиды и трапецеэдра. Они представлены бесцветным горным хрусталем, дымчатым кварцем, изредка аметистом и цитроном. Аметист обычно нарастает на более ранние генерации кварца.

Для кристаллов бразильского кварца характерно наличие фантомов, которые представлены зонами роста, очерченными благодаря концентрации вдоль последних газовой-жидких включений, твердых минеральных частиц или в результате различной окраски. Количество таких фантомов в кристаллах изменяется от одного до нескольких. Особенно четки фантомы, отделенные чешуйками хлорита, белых глинистых и черных марганцевых минералов.

Основными дефектами бразильских кристаллов являются двойникованность, наличие жидких включений и трещин. Кристаллы двойниваются по бразильскому и дофинейскому законам.

Жидкие включения в кристаллах кварца часто достигают в объеме нескольких кубических сантиметров. Обычно это включения скелетного роста.

В продуктивных участках кварцевых жил, а также в кристаллах кварца в небольшом количестве встречаются хлорит, серицит, пиррофиллит, кальцит, окислы железа и марганца, рутил, брукит и пирит. Известны три находки кристаллов кварца (один в Баия и два в Минас-Жераис) с включенными в них алмазами, которые, вероятно, были захвачены в процессе роста.

Кристаллы кварца из пегматитов содержат включения амфибол-асбеста, биотита, халькозина, халькопирита, клевландита, эпидота, граната, графита, гематита (спекулярита), ильменита, молибденита, мусковита, фенакита, пирита, серицита, топаза и турмалина.

В отношении генезиса месторождений не существует единого мнения. Некоторые исследователи (Фрайберг и Уэлс) склонны считать, что кварцевые жилы образовались за счет выноса кремнезема из вмещающих пород термальными растворами. В пользу такой точки зрения говорит преимущественная приуроченность продуктивных кварцевых жил к породам, изобилующим свободным кремнеземом — кварцитам, итаколумитам, песчаникам и кристаллическим сланцам. На это же указывает наличие на территории месторождений только архейских интрузий, в то время как хрусталеносные кварцевые жилы прорезают не только докембрийские, но и силурийские отложения.

Джонстон и Батлер считают, что хрусталеносные кварцевые жилы и пегматиты по своему генезису близки к телетермальным месторождениям, поскольку они залегают в несколько нарушенных породах, размещены на огромной территории и удалены от магматического очага. По их мнению как жильные, так и пегматитовые месторождения имеют единый генезис. Об этом свидетельствуют разновозрастность этих образований, большое сходство между кварцевыми ядрами пегматитов и кварцевыми жилами, наличие промежуточных форм — кварцево-полевошпатовых жил, а также идентичность кристаллов горного хрусталя из всех этих образований.

Стратиграфическое положение хрусталеносных кварцевых жил и пегматитов Бразилии говорит о том, что образование тех и других происходило либо в позднесилурийское время, либо между силуром и девонем. Это примерно согласуется с данными определения возраста радиоактивных минералов из хрусталеносных пегматитов штата Минас-Жераис¹. По ним возраст хрусталеносных пегматитов составляет в среднем 360—530 млн. лет, что соответствует периоду от раннего кембрия до ордовика включительно. Однако, учитывая неточность этих анализов², можно считать, что образование пегматитов происходило в конце нижнего палеозоя.

Образование кварцевых месторождений Бразилии, по-видимому, связано с каледонской складчатостью.

Как уже указывалось выше, хрусталеносные кварцевые жилы залегают преимущественно в породах силура и протерозоя, в то время как пегматиты, несущие кристаллы кварца, встречаются главным образом

¹ Такие определения были проведены различными исследователями на разных минералах. Всего сделано семь измерений.

² Так, определение возраста самарскита из Уба, сделанное на основании анализов Дялма Гвмарес, дает 557 млн. лет, в то время как определение Феннера на двух образцах самарскита из того же месторождения дало 340 и 395 млн. лет.

в породах архея. Это свидетельствует о том, что пегматиты являются более глубинными образованиями, чем кварцевые жилы.

Джонстон и Батлер указывают, что в месторождениях Бразилии трудно провести границу между кварцевой фазой пегматитов и кварцевыми жилами. Они считают, что в дифференцированных пегматитах северо-восточной Бразилии кварц был отложен в конечную стадию образования пегматитов, которая являлась гидротермальной, где он и заполнял большие полости с крупными кристаллами микроклина. Об этом свидетельствует наличие апофиз кварца, отходящих от кварцевого ядра и секущих все ранние дифференциаты пегматитовых тел. Жильный кварц пегматитовых ядер и хрусталеносных жил близки по внешнему виду. Как тот, так и другой характеризуется слабым развитием сульфидов и наличием полостей с кристаллами горного хрусталя. Кристаллы горного хрусталя из пегматитов и кварцевых жил аналогичны по габитусу, размерам, цвету, качеству, наличию фантомов и различаются лишь по минералам твердых включений в кристаллах.

По мнению Керра и Ерихсена, с которыми согласны Джонстон и Батлер, хрусталеносные кварцевые жилы явились результатом выделения из гидротермальных растворов, которые поднимались вверх вдоль разломов и заполняли открытые трещины преимущественно в зонах нарушений пород или вблизи контакта между отложениями силура и породами архея. Процессы замещения в образовании пьезокварцевых месторождений, по их мнению, играли несущественную роль. Об этих процессах говорит наличие в некоторых местах кристаллов, растущих с поверхности жил в сторону вмещающих их песчаников (рис. 6), а также крайне редкие находки остатков вмещающих пород в кристаллах кварца. Однако некоторые исследователи, например Хенсон, процессам замещения придают главенствующую роль, что особенно четко, по их мнению, проявляется в образовании пластовых кварцевых жил.

Очевидно, в процессе формирования кварцевых жил существенную роль играли вмещающие породы. Как уже указывалось выше, промышленные кварцевые месторождения залегают преимущественно в богатых кварцем породах. Хрусталеносные кварцевые жилы в известняках представляют только минералогический интерес.

Несомненно также, что при образовании этих месторождений большое значение имел и структурный фактор, о чем свидетельствует локализация пьезокварцевых месторождений внутри или вблизи зон тектонических нарушений, вдоль трещин и контактов между различными толщинами. Вместе с тем связь хрусталеносных кварцевых жил и пегматитов говорит о том, что источником кварцобразующих растворов служил магматический очаг.

Таким образом, формирование пьезокварцевых месторождений Бразилии, очевидно, происходило из гидротермальных растворов со значительным привнесом кремнезема из вмещающих пород. Они обычно разрабатываются открытым способом (главным образом карьерами), и лишь единичные рудники являются подземными. Статистические данные показывают, что содержание кондиционного пьезокварца в 1 м³ жильной массы колеблется в среднем от 2,5 кг до 25 г.

Промышленная продукция поступает из сотен рудников и приисков, производительность большинства которых в годы наибольшей добычи кристаллов составляла 200 кг ежемесячно.

Представление о добыче пьезокварца на бразильских месторождениях дают данные экспорта с 1910 по 1952 г. (рис. 7).

Стоимость добычи пьезокварца в различные годы изменялась от 2 до 12 долларов за килограмм.

Существует мнение, что, несмотря на отсутствие подсчитанных запасов пьезокварца, потенциальные ресурсы Бразилии еще велики.

ЭКСПОРТ БРАЗИЛЬСКОГО ПЬЕЗОКВАРЦА

/по данным Финансового Управления
ЭКОНОМИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ БРАЗИЛИИ/

ПЬЕЗОКВАРЦ
В ТОННАХ

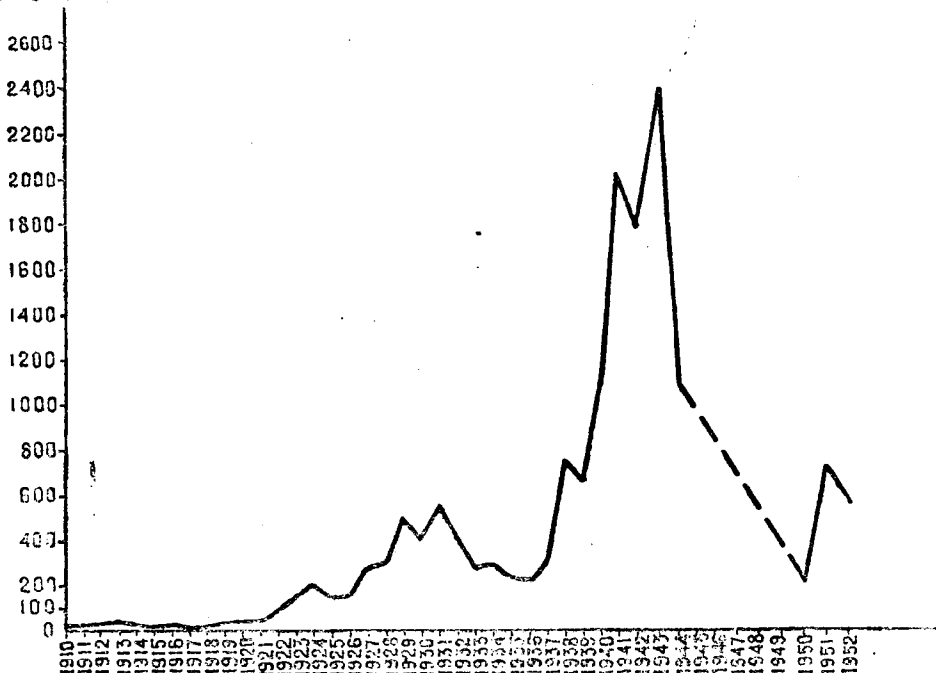


Рис. 7.

КОЛУМБИЯ

Промышленное месторождение пьезокварца находится в Колумбии вблизи городов Мацо, Боейка, Колумбия. Оно представлено одной основной кварцевой жилой и серией сопутствующих ей многочисленных мелких жил. Жилы приурочены к разломам, осложняющим надвиги на крутопадающем крыле антиклинали, сложенной сланцами мелкого возраста.

Основная жила имеет мощность немногим более 1 м и падает под углом 30°. Молочно-белый жильный кварц имеет гребенчатую текстуру. С поверхности в жилах отмечаются кальцит и окислы железа, и лишь на глубине нескольких метров появляются неправильной формы полости, выполненные чистыми кристаллами кварца. Основная масса кондиционного сырья представлена кристаллами весом от 200 до 500 г, хотя вес некоторых кристаллов достигает 13 кг. Известно, что экспорт пьезокварца из Колумбии в США в 1943 г. составил 265 кг.

ГВАТЕМАЛА

Гватемальские месторождения горного хрусталя находятся в департаменте Бея Виренез севернее г. Гватемала и расположены на площади развития гнейсов и сланцев. Месторождения представлены хрусталенос-

ными кварцевыми жилами, залегающими на небольшой глубине в сланцах. Зальбанды жил содержат тонкозернистый кварц, а центральные части выполнены гнездами с кристаллами кварца. Основная масса кондиционных кристаллов имеет вес от 200 до 500 г.

Имеются сведения о том, что в 1943 г. экспорт пьезокварца из Гватемалы в США составил 308 кг.

С Ш А

Из множества изученных проявлений горного хрусталя в США заслуживают внимания только месторождения Западного Арканзаса, Вирджинии, Северной Каролины, Джорджии и Калифорнии, причем около 85% добычи пьезокварца в США приходится на месторождения Западного Арканзаса.

В Вирджинии, в Голубых горах и Пьедмоне, а также на западе Каролины кристаллы горного хрусталя находятся не в коренном залегании. В местах их скопления встречены выходы кварцевых жил, однако они не прослежены на глубину.

В основном кристаллы имеют вес более 200 г.

Наибольшее количество горного хрусталя, добываемого в Калифорнии, залегают в золотоносных жилах в Сьерра. Отдельные кристаллы здесь достигают крупных размеров, однако кондиционного сырья мало. Кроме того, в Калифорнии разрабатываются россыпи кристаллов кварца Моркелун Хилл.

Здесь кристаллы кварца находятся в аллювиальном гравии. Вес большинства кристаллов составляет 8—12 кг, иногда достигая 60—240 кг. Кристаллы слабо окатаны, что свидетельствует о сравнительно незначительном переносе. Источником кристаллов являются, очевидно, залегающие вблизи кварцевые жилы в сланцах. До 1944 г. на месторождении было добыто около 7000 кг кристаллов кварца, 5% которого составляют пригодное для пьезоизделий сырье.

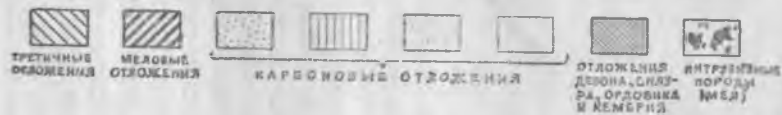
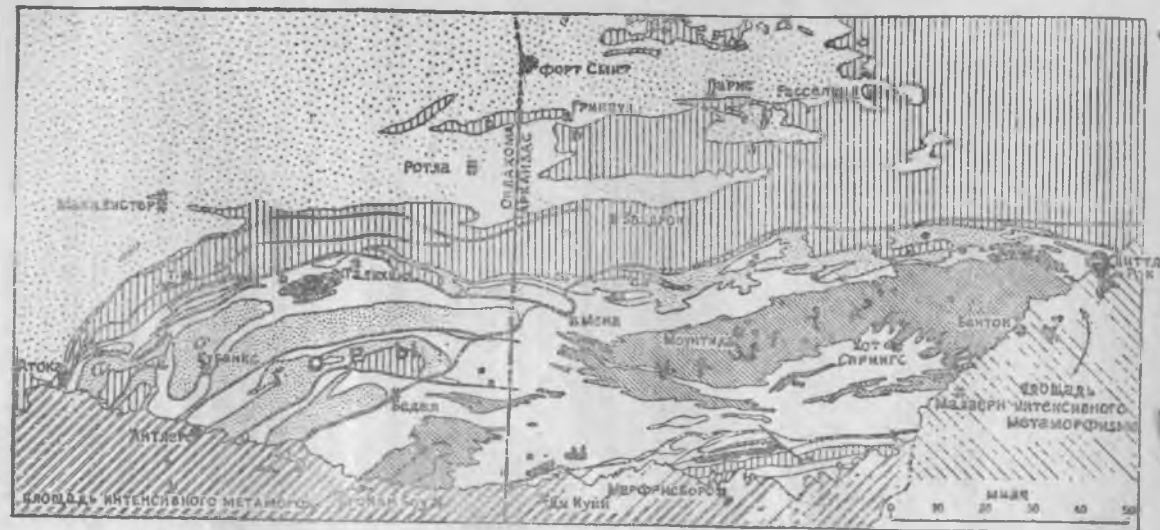
В Арканзасе было изучено около 1000 выходов горного хрусталя. Наиболее важные из них сосредоточены в западной части штата в горах Уошито и вытянуты полосой субширотного направления примерно на 80 км в длину и 20—23 км в ширину (рис. 8).

Горы Уошито представляют собой крупный антиклинорий палеозойского возраста, к ядру которого, сложенному породами кембрия, ордовика, силура и девона, в основном приурочены месторождения горного хрусталя. В несколько меньшей степени месторождения горного хрусталя развиты на крыльях антиклинория в породах карбона. Породы, заключающие кварцевые месторождения, представлены главным образом сланцами, а также песчаниками и окремнелыми известняками.

Все породы несут следы регионального метаморфизма. Толщи смяты в мелкие крутые складки, простирающиеся в близком к широтному направлении и обычно опрокинутые на юг. В породах развиты трещины кливажа, идущие поперек пластов. Местами породы интенсивно раздроблены.

Месторождения горного хрусталя западного Арканзаса представлены хрусталеносными кварцевыми жилами, которые выполняют трещины различных типов. В основном кварцевые жилы выполняют крутопадающие трещины, параллельные осям складок, и в меньшей мере — крутопадающие трещины, идущие под углом около 40° к общему направлению складчатости, а также крутые, поперечные к складчатости трещины. Преимущественная локализация месторождений наблюдается в шарнирах антиклинальных складок или вблизи них.

Среди хрусталеносных кварцевых жил наблюдаются простые одиночные жилы, группы жил, пластовые зоны, штокверки и различные переходы между ними.



- КРИСТАЛЛЫ КВАРЦА
- o ДИСКОВ
- РУДЫ
- СВИНЦ, ЦИНК И МЕДЬ
- АНТИМОНИТ
- ГРАНИЦА ГЛАВНОЙ ЗОНЫ КВАРЦОВЫХ ШАЛ

Рис. 8. Геологическая карта гор Уошито и прилегающих районов (штаты Арканзас и Оклахома), показывающая распределение кварца и других минералов

Для одиночных жил характерны крутые перегибы. Серии простых одиночных жил могут образовывать субпараллельные вытянутые группы жил. Этот тип наиболее распространен в районе.

Нередко встречаются пластовые зоны, представляющие собой группы субпараллельных трещин, рассекающих вмещающие породы на тонкие пласты и линзы. Мощность таких трещин колеблется от нескольких сантиметров до полуметра. Большинство трещин покрыто тонким слоем кварца. Штокверки образованы кварцевыми прожилками и скоплениями кварца неправильной формы, цементирующими беспорядочно разбитые вмещающие породы.

В кварцевых жилах различных типов нередко встречаются ксенолиты вмещающих пород. Мощность кварцевых жил колеблется от нескольких сантиметров до 10 м.

Жильный кварц молочно-белого цвета имеет массивную, реже гребенчатую текстуру.

На месторождениях наиболее обычны хрусталеносные полости вытянутой и неправильной округлой формы, а также переходные формы. Размеры полостей по наибольшему измерению обычно не превышают 1 м.

Изменения боковых пород вблизи хрусталеносных кварцевых жил выражаются, с одной стороны, в окварцевании песчаников и сланцев, с другой стороны, местами в выщелачивании песчаников, сопровождающемся пористостью, в серицитизации и карбонатизации сланцев и в перекристаллизации известняков.

Для кристаллов горного хрусталя характерна дымчатая окраска, нередко зональная. Реже встречаются бесцветные кристаллы горного хрусталя. Кристаллы имеют призматический и изредка обелескобидный габитус с хорошо развитыми формами призмы и ромбоэдров. Реже встречаются грани острейшего ромбоэдра, трапецоэдра и дипирамиды.

Местами наблюдаются явления искривления, дробления и регенерации кристаллов, как следствие позднейших тектонических подвижек. Нередко встречаются двухконечные формы кристаллов.

Наиболее распространенными дефектами в кристаллах являются твердые и газово-жидкие включения, трещины, бразильские и дофинеи-ские двойники. В редких случаях встречаются японские двойники. Вес кристаллов колеблется в пределах от сотен граммов до 130 кг. Твердые включения в кристаллах кварца состоят главным образом из карбонатных минералов, песка, глинистых скоплений, листочков брукита, а также других минералов, находящихся в парагенезисе с кварцем, о которых будет сказано ниже. Многие включения вытянуты вдоль кристаллографических направлений. В жилах и гнездах с кварцем ассоциируют азурит, лимонит, малахит, вады, каолинит, хлорит, кальцит, карбонаты, адуляр, ректорит, диккит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит.

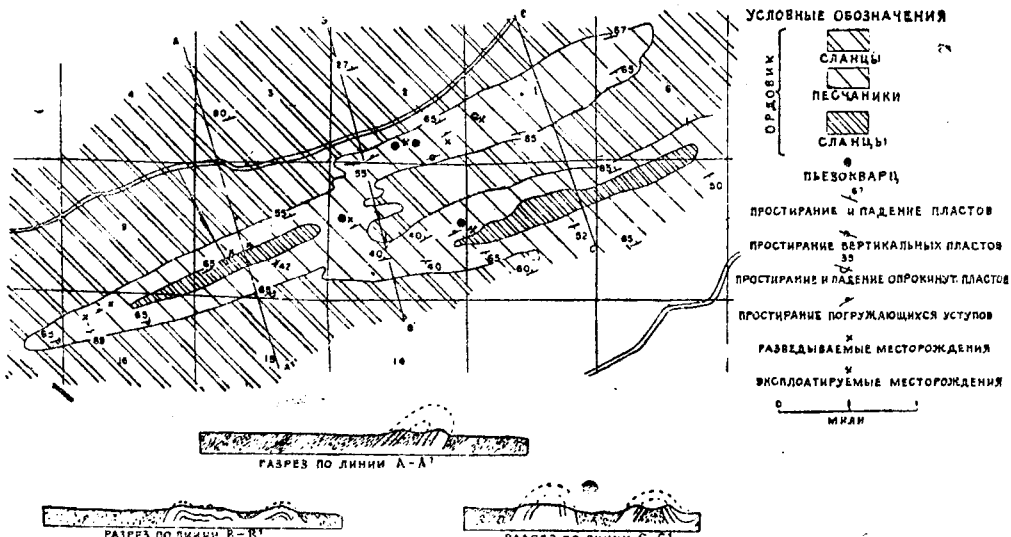
В месторождениях Западного Арканзаса наблюдается зависимость между физическими свойствами пород и локализацией кварцевых жил, а также между минералогическим составом жил и химическим составом вмещающих их пород.

Первая зависимость выражается в том, что наибольшее количество месторождений, а также наиболее продуктивные месторождения приурочены к толще песчаников (рис. 9), которые являются более хрупкими по сравнению с другими породами района, а следовательно, и наиболее благоприятствуют развитию трещин.

Вторая закономерность состоит в зависимости сопутствующих кварцу минералов от различных вмещающих жилы пород. Так, адуляр наблюдается лишь в кварцевых жилах, залегающих в сланцах. Хлорит наблюдается только в жилах, залегающих в сланцах, причем его коли-

чество повышается с увеличением содержания в них магния. Карбонаты встречаются лишь в кварцевых жилах, залегающих в известняках.

Исследователи месторождений горного хрусталя Западного Арканзаса считают, что образование их связано с последними стадиями орогенеза Уошито, происходившего в среднепенсильванское время¹. Генети-



Геологическая карта и разрезы в районе гор Миллер, графство Гэрлэнд, Арканзас

Рис. 9

ческой связи между хрусталеносными кварцевыми жилами и интрузивной деятельностью мелового возраста не устанавливается, так как кварцевые жилы отсутствуют в отложениях мелового возраста, а большое количество галек кварца имеется во многих меловых галечниковых пластах.

Единодушное мнение исследователей, занимавшихся изучением этих месторождений, сводится к тому, что последние образовались из гидротермальных растворов средних и низких температур, в которых кремнезем переносился в виде силикатов щелочей. Источником кремнезема и других компонентов, участвующих в образовании кварцевых жил, считают как глубинный магматический очаг, так и в большей мере породы, через которые проходили растворы, и те, которые непосредственно окружают кварцевые жилы. Образование кварцевых жил шло путем выполинения открытых трещин. В некоторых местах наблюдаются следы замещения песчаников кварцем.

Многочисленные месторождения различных металлов (свинца, цинка, меди, ртути и сурьмы), развитые в горах Уошито, но пространственно разобщенные с месторождениями горного хрусталя (рис. 8), некоторые исследователи связывают с интрузивной деятельностью мелового периода; другие же придерживаются того мнения, что эти месторождения одновозрастны с хрусталеносными кварцевыми жилами и свидетельствуют о связи последних с магматическим очагом.

По данным 1943 г., выход кондиционного сырья составлял 1—7% всего горного хрусталя, добытого на наиболее продуктивных месторож-

¹ Среднепенсильванское время соответствует периоду, охватывающему верхний среднего и низы верхнего карбона.

дениях Арканзасского района. При этом стоимость добычи кондиционного сырья составляла от 4,5 до 15 долларов за 1 кг.

В заключение следует отметить, что месторождения горного хрусталя Западного Арканзаса и других районов США являются сравнительно бедными месторождениями, не способными обеспечить нужды промышленности США.

АВСТРАЛИЯ

Многочисленные проявления горного хрусталя Австралии расположены главным образом вдоль восточного и юго-восточного побережья страны и сосредоточены в Квинсленде, Новом Южном Уэльсе, Виктории, Южной Австралии, а также в небольшом количестве в Западной Австралии и на о. Тасмания (рис. 10). В большинстве случаев эти проявления

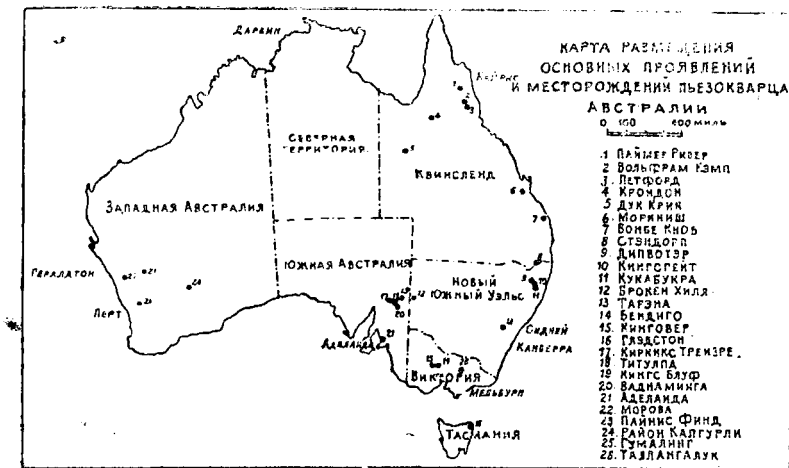


Рис. 10

представлены находками отдельных кристаллов горного хрусталя, по которым часто невозможно дать правильную оценку тех или иных участков.

Из этих проявлений заслуживают внимания немногие. В первую очередь к ним следует отнести месторождения Кингсгейт в Новом Южном Уэльсе, Кинг в районе Таллангаллук (Виктория), а также некоторые объекты Южной Австралии и о. Тасмания.

Месторождение Кингсгейт — наиболее продуктивное в Австралии; оно расположено в восточной части Нового Южного Уэльса и приурочено к восточному эндоконтакту гранитного массива. Месторождение представлено многочисленными кварцевыми трубами, развитыми вдоль контакта гранитов с кровлей осадочных пород, имеющего юго-восточное погружение. В пределах месторождения наибольшая концентрация кварцевых труб наблюдается в двух участках (рис. 11). Последние вытянуты в северо-восточном направлении и приурочены к изгибам контактов гранитов с осадочными породами.

В указанных участках кварцевые трубы не только более многочисленны, чем в других участках месторождения, но и наиболее хрусталеносны.

Из труб, расположенных вне пределов этих зон, многие не имеют признаков хрусталеносности, другие же обычно бедны кристаллами кварца. Кварцевые трубы на месторождении встречаются не только в зоне контактов гранитов с породами кровли, но, судя по реконструкции последней, и на глубине до 150 м (см. рис. 11). Однако глубина залега-

ния кварцевых труб не влияет на их продуктивность. Последняя контролируется лишь указанными выше двумя участками изгибов кровли.

Размеры труб в диаметре колеблются от 1 до 2 м. Как правило, кварцевые трубы имеют крутое падение; реже их залегание параллельно плоскости контакта гранитов с осадочными породами. Трубы часто име-

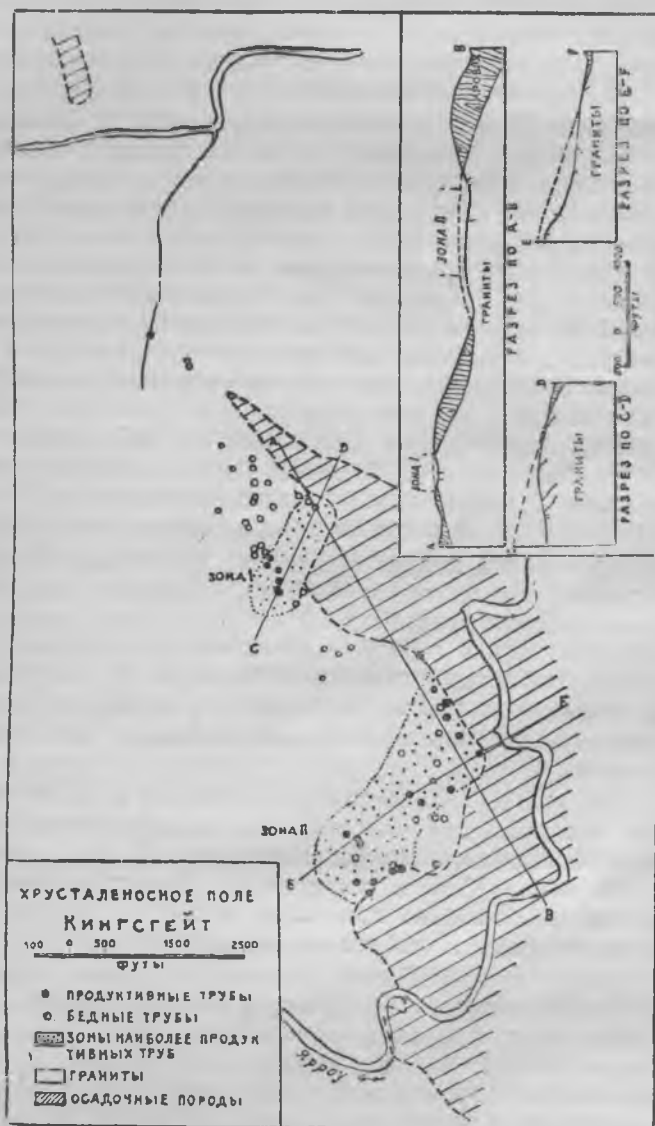


Рис. 11

ют раздувы и пережимы и нередко сопровождаются извилистыми апофизами, падающими под различными углами.

Необходимо отметить, что кварцевые трубы Кингсгейта содержат олов, молибден, висмут и вольфрам. Эти металлы служили предметом первоначальной разработки данного месторождения. Естественно, что при этом большая часть кристаллов горного хрусталя была уничтожена, другая же оставалась в отвалах.

Кристаллы горного хрусталя находятся в полостях, расположенных как внутри кварцевых труб, так и в их контактах с гранитами.

М. Д. Гаретти (9) считает, что хрусталеносные гнезда обязаны своим происхождением растворению материала труб и гранитов гидротермальными растворами, поступавшими при позднейших тектонических подвижках с одновременным отложением кварца.

Распределение хрусталеносных гнезд в трубах пезакономерно, но отмечается более благоприятная их локализация в участках с пониженным содержанием металлов, а также в раздувах кварцевых труб. Известно, что на этом месторождении в течение долгого времени добыто много тонн кондиционных кристаллов¹.

Месторождение Кинг, расположенное в округе Таллангалук, является единственным в Виктории, где в последние годы сохранялась добыча пьезокварца. Месторождение находится в 100 милях к северо-востоку от Мельбурна, в пределах восточной части горной цепи Стратбоги. Район месторождения сложен преимущественно крупнозернистыми биотитовыми гранитами, среди которых часто встречаются дайки кварцевых порфиров и трубообразные тела пегматитов и аплитов. Внутренняя часть труб пегматитов и аплитов выполнена массивным серым и дымчатым кварцем, в котором имеются вытянутые полости, выполненные кристаллами кварца и светло-коричневой глиной, в которую обычно погружены кристаллы.

Как правило, диаметр труб составляет 2—2,5 м, на глубину они прослеживаются более чем на 30 м. Из двух наиболее хрусталеносных труб добыто около 5 т кристаллов горного хрусталя (из 230 т жильной массы). Часть этого сырья отвечает кондициям на пьезокварц.

Размеры кристаллов кварца обычно не превышают 7—15 см в поперечнике, средний вес их около 4—5 кг. Известно только несколько кристаллов, вес которых превышал 150 кг. Кристаллы, как правило, имеют короткопризматический габитус и изменяются от бесцветных до дымчатых. Характерно зональное строение кристаллов. В кристаллах кварца наблюдаются включения розеток мусковита и пучков красноватых игл рутила. Обычными дефектами кристаллов являются двойники и газожидкие включения.

К западу от района Таллангалук, примерно в 25 км к северу от г. Мариворук, несколько кондиционных кристаллов кварца было добыто из кварцево-полевошпатовой трубы Кинговер. Труба, залегающая в гранитах, имеет около 15 м в поперечнике. Кристаллы встречаются в полостях. Длина наибольшего кристалла достигала 40 см. В той же трубе обнаружены следы молибденита и висмутина.

Из хрусталепроявлений Южной Австралии следует отметить такие, как Кингсблэфф, Ваднаминга Голдфилд и Титулка Голдфилд, расположенные к северу от г. Аделанда, вблизи границы с Новым Южным Уэльсом. В этих районах гнезда с кристаллами горного хрусталя встречаются в маломощных золотоносных кварцевых жилах, залегающих в кварцитах. Интересно отметить, что в районе Кингсблэфф, где кварциты перекрывают сланцы, кварцевые жилы, пересекающие как те, так и другие породы, увеличивают свою мощность в кварцитах, где и содержат гнезда с горным хрусталем.

В указанных выше районах кристаллы горного хрусталя широко распространены, однако кондиционные кристаллы встречаются редко.

Горный хрусталь на о. Тасмания развит в его северо-восточной части в пределах оловоносного поля Глэдстон Моунт-Камерон. Здесь кристаллы кварца спорадически распространены в оловоносных аллювиальных отложениях. Источником горного хрусталя являются многочисленные

¹ Генезис месторождения остается плохо изученным. Скорее всего он связан с эндоконтактовыми пегматитовыми образованиями и палеоэпигидротермальной деятельностью, подобно месторождению Кинг. (*Прим. ред.*).

маломощные кварцевые жилы, залегающие в близлежащих гранитах и сланцах их кровли. Длина кристаллов кварца обычно более 30 см. Отношение длины кристаллов к их ширине — примерно 3 : 1. В аллювии кристаллы кварца обычно хорошо окатаны, и лишь изредка на гальках наблюдаются следы граней. Кристаллы изменяются от бесцветных до смоляно-черных разновидностей. Большинство образцов имеет дымчатую окраску. Основными дефектами кристаллов являются трещиноватость и обилие газово-жидких включений. В последние годы небольшое количество кристаллов из этого месторождения использовано в промышленности.

В Западной Австралии следует отметить хрусталепроявления в районах Гомалинг, Морова и Пайнис Финд, где обнаружены кристаллы кварца, связанные с рудными кварцевыми жилами, залегающими в докембрийских кварцитах и гнейсах. Небольшая часть этих кристаллов оказалась кондиционной. Особого внимания заслуживает находка в районе Гомалинга кристалла кварца весом около 2 кг с выходом монокристалла около 100%.

В Квинсленде представляет интерес одно лишь хрусталепроявление Вольфрам Кэмп, расположенное примерно в 80 км к западу от г. Кейрис. На этом руднике развиты кварцевые трубы типа месторождения Киисгейт с крупными полостями горного хрусталя. В одной из труб сечением 3,6×3,6 м на глубине около 100 м встречена полость размером 3,6×5 м, выполненная кристаллами горного хрусталя. Полость располагается в горизонтальной апофизе, отходящей от основного тела трубы на 25 м. Из 2 т кристаллов кварца, вынутых из этой полости, оказалось около 10 кг кондиционного кристаллосырья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Campbell D. F. Quartz crystal deposits in the state of Goiaz, Brazil. *Econ. Geol.*, v. X, I. No 8, 1946.
2. *Chemical Engineering and Mining Review*. 1943. v. 35, № 419. Quartz crystals.
3. Crohn P. W. Piezoelectric quartz at the crystal King mine, Tollaugallo Mining and Geological Journal, Government of Victoria, 1952, vol. 4, № 5.
4. Dussell C. Geology of the quartz-crystal mines near Mokelumne Hill, Calaveras county California. *California Journ. of Mines and Geol.* 1944, v. 40, № 4.
5. Engel A. E. Y. Quartz crystal deposits of western Arkansas. Washington, 1952.
6. Engel A. E. Y. The quartz crystal deposits of western Arkansas. *Econ. Geol.* 1946, v. 41, № 6.
7. Erichsen A. I. Cristal de quartz no Brasil. *Mineracao e Metalurgia*. Rio de Janeiro. 1946, v. 11, № 61.
8. Garretty M. D. Notes on the occurrence of piezoelectric quartz in Australia. Canberra, 1949.
9. Jonston W. D., Butler R. D. Quartz crystal in Brazil. *Bull. of Geol. Soc. of America*, v. 57, № 7, 1946.
10. Kerr P. F., Erichsen A. J. Origin of quartz deposit at Fazenda Pacu, Brazil. *Amer. Min.* v. 27, 1942, № 7.
11. Knouse F. L. Deposits of Quartz Crystal in Espirito Santo and Eastern Mines Gerais. *Brazil. Min. techn.*, v. 10, № 2, 1946.
12. Miser H. D. Quartz veins in the Quachita mountains of Arkansas and Oklahoma. *Econ. Geol.*, 1943, v. 38.
13. Trindade C. O quartz em Cristalina. Estado of Goiaz. *Mineracao e Metalurgia*. Rio de Janeiro. 1943, v. 3, № 36.
14. Vargas Getulio. Quartz. *Rev. mens. inds. brasileiros*. 1954. 21, № 2
15. Waesche H. H. Domestic sources of piezoelectric quartz. *Amer. Journ. of Science*, 1948, v. 246, № 3.
16. Waesche H. H. Domestic sources of piezoelectric crystalline quartz. *Econ. Geol.*, 1948, v. 43, № 1.
17. Wallis R. R. The rock crystal of Brazil. *Optical Soc. Tr.*, v. 21, № 4, 1919.

В. Е. ДИБРОВ

К ВОПРОСУ О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ ПРОБЛЕМЫ СИНТЕЗА СЛЮДЫ ЗА РУБЕЖОМ

В статье дается краткая сводка главнейших зарубежных исследований по синтезу слюды, произведенных примерно за последнее столетие, с подробным перечнем справочной литературы.

Общеизвестно, что слюда (особенно листовая) играет важную роль в электро- и радиотехнической промышленности. В США в списке стратегического сырья слюда занимает первое место. В то же время эксплуатация естественных ресурсов ведущих капиталистических стран не восполняет их потребности в слюде. Так, например, США, являющиеся одним из крупнейших в мире потребителей слюды, по данным Бюро стандартов, в 1948 г. ввезли 10 тыс. т высокосортной слюды, главным образом из Индии и Бразилии; за тот же период собственная добыча высоких сортов составила только 135 т. Близкая к этой картина имела место в США и в последние годы. В более сложном положении с обеспечением слюдой находятся государства Западной Европы, а также Япония.

Однако, если после войны общая добыча природной слюды резко сократилась, то добыча мелкочешуйчатой слюды обнаруживала непрерывный рост в связи с потребностями специализированной промышленности. В то же время к листовой слюде были значительно повышены технические требования в связи с появлением новой аппаратуры (радаров, специальных высокочастотных ламп и др.).

Ведущими поставщиками высококачественной листовой слюды являются Индия и Бразилия. Получение этой слюды для большинства заинтересованных стран по целому ряду причин было весьма затруднительно. Это дало толчок к поискам методов искусственного выращивания кристаллов слюды. За последние 20 лет наиболее серьезные успехи в этом направлении были сделаны в Германии. Однако после ее поражения в США на основе полученных немецких патентов быстрыми темпами стали развивать исследования по синтезу слюды.

По этому поводу А. Валькенбург и R. Rice (122) отмечают: «Из-за стратегического значения высокосортной слюды и невозможности удов-

летворить наши собственные нужды добычей внутри страны очень большой интерес представляла бы возможность заменить в случае войны природную слюду синтетической».

В итоге освоения синтеза слюды в промышленных масштабах, согласно данным Бюро стандартов, потребности США в высококачественной слюде, применяемой для специальных целей, в значительной мере теперь удовлетворяются за счет синтетической слюды, которая имеет ряд важных технических преимуществ перед естественной слюдой.

Общеизвестно, что образование слюды в природе шло в одних случаях из расплава, в других — из горячих водных растворов при температурах в несколько сот градусов и давлениях порядка нескольких тысяч атмосфер. Принципиально при искусственном получении слюды можно идти обоими этими путями. Однако необходимо согласиться с существующим мнением о том, что при современном уровне техники гидротермальный процесс кристаллизации слюды осуществить очень сложно, так как управление температурными градиентами и давлением внутри замкнутых сосудов сопряжено с очень большими трудностями. Гораздо легче технически осуществить синтез слюды из расплава, так как он прежде всего не требует применения высокого давления. Помимо всего, полученные данным методом искусственные слюды, по-видимому, неизбежно содержали бы гидроксильную группу, что привело бы к снижению требуемых технических качеств.

РАБОТЫ ПО СИНТЕЗУ СЛЮДЫ ДО 1937 г.

Впервые искусственная слюда была получена еще в 1854 г. Форхаммером (13) случайно при сплаве мергеля с поваренной солью. Целеустремленные исследования в этом направлении были начаты значительно позднее. Так, Фогт (42) в 1880 г. исследовал шлаки медеплавильных печей в Швеции и обнаружил магниезильную слюду, которая, по-видимому, была флогопитом. К. Д. Хрущов (13) в 1887 г. впервые осуществил синтез слюды из расплава в форме фторфлогопита, т. е. аналога природной слюды $KMg_3 [Si_3AlO_{10}] (OH)_2$, в которой гидроксил заменен фтором. Он первый исследовал условия образования, химический состав и минералогические особенности фторфлогопита (46, 60).

Аналогичные работы в то же время проводили Р. Hautefeville, L. P. de Saintgille и С. Doelter. В частности, первая заявка по синтезу слюды была сделана в 1888 г. С. Doelter'ом (50). Следует также отметить работы Fougue и Levey, синтезировавших слюдяной гранит, нагревая под давлением порошок гранитного стекла с водой.

Из поздних исследований большую ценность представляют работы И. А. Морозевича (27), в которых было дано описание полученной слюды и условий ее образования. Весьма оригинальной явилась попытка данного автора синтезировать слюду в присутствии соединений вольфрама, которые он применил в качестве «агентов-минерализаторов» (14, 26, 30).

Небольшие работы по синтезу слюды проводились в Германии во время первой мировой войны, о чем свидетельствует германский патент № 367—537, полученный фирмой Сименс-Гальске в 1919 г. Эти опыты представляли собой лишь скромные попытки сплавить оконное стекло с окисью магния и фторидными солями.

Позднее, в период 1920—1930 гг. было опубликовано несколько других немецких патентов по синтезу слюды, однако от первого патента они отличались лишь некоторыми изменениями в технологических схемах (70).

Насколько можно судить по литературным источникам, какой-либо

другой работы по данной проблеме до 1936—1937 гг. за рубежом не проводилось.

Большой вклад в проблему синтеза слюды дали работы проф. Д. П. Григорьева (Ленинградский горный институт) в 1934—1938 гг. (7—24). Этот автор на основании исследования слюды доказал ошибочность представлений прежних исследователей о роли фтора как «агента-минерализатора». Он впервые установил значение фтора как одной из важнейших составляющих слюды, замещающей гидроксильную группу, что кристаллохимически обосновывается одинаковостью зарядов F^{1-} и OH^{1-} и близостью их ионных радиусов. Это замещение автор относит к типу изовалентных.

Д. П. Григорьев разделяет опыты с участием фтора на три категории:

- а) с применением фтора как обычной и вполне самостоятельной составной части минералов — молекулярных соединений фтора;
- б) с применением фтора как полного заместителя гидроксильной группы в минералах — изоморфных соединениях фтора;
- в) с применением фтора как модели гидроксила.

Очень важным вкладом данного автора явилась разработка вопроса об изоморфизме различных элементов в слюде, указывающем на принципиальную возможность получения искусственных слюд, не имеющих аналогов в природе. Размер выращенных им кристаллов достигал 1 см^2 , что для того времени было наивысшим достижением, так как прежние исследователи получали кристаллы слюды величиной не более $2\text{—}3\text{ мм}^2$.

В литературе отсутствуют данные, которые освещали бы научную основу синтеза слюды с такой исчерпывающей полнотой, как работы Д. П. Григорьева. Следует признать, что все последующее развитие работ по синтезу слюды было полностью основано на теоретических положениях, разработанных Д. П. Григорьевым.

На проведение некоторых работ по синтезу в этот же период за рубежом может указывать появление в 1936 г. первого американского патента № 2185480 (Westinghouse Electr. Corp.). Однако он касался изготовления изоляционного материала при сплавлении некоторых окислов, силикатов и фторидов. Этот материал не имел природных аналогов и представлял собою по существу разновидность слюдокерамики.

РАБОТЫ ПО СИНТЕЗУ СЛЮДЫ ПОСЛЕ 1937 г.

Работы в Германии

Эти работы были начаты в 1937 г. и осуществлялись в основном фирмами Сименс-Гальске и Сименс-Шуккерт под руководством Reichmann и Middel (108—111), а также в небольшом объеме Исследовательским институтом керамики в Берлине под руководством Eitel и Dietzel (54—57).

В немецких лабораториях работы велись с применением методики, разработанной Д. П. Григорьевым. Шагом вперед явилось то, что здесь впервые была сделана попытка перейти к опытам со значительно большими объемами шихты с целью разработки полупромышленной технологии (50, 51, 59, 60 и др.).

Работы имели два направления. С одной стороны, эксперименты велись в малой печи с небольшими массами расплава (до 10 кг) с целью уточнения режима и подбора наиболее подходящего состава шихты. С другой стороны, был поставлен ряд опытных кристаллизаций с навеской шихты до 50—70 и даже 100 кг для получения больших масс крупных монокристаллов фторфлогопита. С этой целью была построена большая двухкамерная печь.

При опытных плавках в двух случаях были получены кристаллы площадью в 200 и 400 см².

Полученная в Германии искусственная слюда по химическому составу была тождественна с фторфлогопитом, полученным до этого Д. П. Григорьевым.

Благодаря высокой электрической прочности и большой температуростойчивости искусственная слюда в Германии была использована в мощных усилительных лампах, отличающихся высокотемпературными режимами работы, исключая применение естественных слюд. Отмечается, что синтетическая слюда не выделяла газа, создающего дополнительные собственные шумы ламп (36).

Касаясь характеристики результатов этих работ, И. И. Ямзин и др. отмечают, что «серьезным отрицательным моментом в них, оставшимся нерешенным во всех последующих исследованиях, является то, что скорость роста кристаллов фторфлогопита в плоскости спайности в сотни раз больше, чем скорость роста в перпендикулярном направлении»...

Далее указывается на то, что кристаллы пересекают друг друга в самых различных направлениях, в результате чего образующиеся пластинки слюды имеют весьма небольшие монокристалльные участки, разделенные следами прорастания других пластинок. По этой причине даже из самых больших пластинок слюды — размером 400 см² — удалось выделить лишь два однородных куса площадью около 20 см² (№ 5). Поэтому в Берлинском институте керамики пытались стимулировать рост пластинок фторфлогопита в параллельном положении. В частности, кристаллизующийся расплав помещался в магнитное поле напряженностью 13—15 гс.

Результаты этих экспериментов не опубликованы.

В 1945 г. работы по синтезу слюды в Германии были полностью прекращены.

Изучение технологического опыта немцев послужило базой для широкого разворота работ в США, а также для постановки исследований в Англии.

Работы в Англии и США

Судя по научным сообщениям, в Англии работы по синтезу слюды проводились в 1946—1948 гг. исследовательским отделом компании Метрополитен-Виккерс. В работах применялись электрические печи сопротивления с платиновыми нагревателями и графитовые тигли. Состав шихты брался такой же, как и в Германии, и отвечал фторфлогопиту. С целью получения ориентированных пластин слюды применялось магнитное поле в 100 гс, однако положительных результатов получить не удалось.

После 1948 г. эти работы более не производились.

Работы по синтезу слюды в США были начаты в 1946 г. фирмами Corning glass Works и Owens-Corning Fiberglass Corp. с целью ее промышленного производства.

В 1946—1947 гг. делались попытки синтезировать слюды различного состава, а также разрабатывались более совершенные типы кристаллизационных печей. Вместе с тем велись исследования с целью получения более портативного состава шихты.

С 1948 г., в связи с возросшими потребностями в качественной слюде, работы по синтезу слюды в США значительно расширились и проводились в трех крупных учреждениях—в Электротехнической лаборатории Горного бюро, в Национальном бюро стандартов и в Колорадском горном колледже.

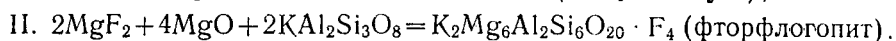
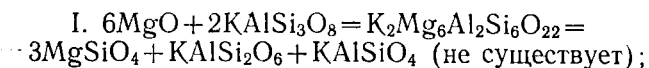
Работы в Электротехнической лаборатории осуществлялись по следующим шести темам:

1. Изучение фазового равновесия слюдяных расплавов, производившееся методом закалки. Микроскопическое изучение фаз, возникающих при каждой заданной температуре, позволило изучить химизм кристаллизации.

2. Изучение исходного материала шихты. Поскольку рост крупных пластин слюды обусловлен соответствующими особенностями расплава, авторы работ придавали большое значение подбору, перемешиванию и расплавлению портативных материалов шихты. При постановке опытов строго учитывалась различная степень гигроскопичности, химической чистоты, активности и испаряемости компонентов в шихте во время плавки. В лаборатории производилось исследование отдельных фторидов с целью выяснения степени их пригодности для плавок.

Установлено, что наиболее приемлемым для синтеза соединением фтора, наиболее полно отвечающим предъявляемым требованиям, является K_2SiF_6 . Остальные фториды менее приемлемы: одни из них очень дороги (NH_4F), другие не могут быть получены в больших количествах (MgF_2 , K_3AlF_6), третьи являются гигроскопичными (KN), наконец, четвертые содержат кристаллизационную воду ($MgSiF_6 \cdot 6H_2O$; $AlF_3 \cdot H_2O$).

Для характеристики роли фтора в реакциях слюдяной шихты авторы в одной из своих работ приводят сравнение продуктов реакции для двух сходных шихт, прокаленных при 1100° , где в первом случае (I) имел место недостаток фтора, во втором (II) он содержался в нормальном количестве:



С целью изучения действия влажности на улетучивание фторида различные шихты подвергались прокаливанию в закрытых силитовых тиглях при 1000 и 1200° в течение различного времени, а затем измерялась потеря веса и продукты реакции подвергались рентгеновским исследованиям. Полученные результаты оказались идентичными за исключением гидратированных компонентов.

В качестве главнейших результатов исследования фторидов авторами работ указывается следующее:

а) фторфлогопит может быть получен при реакции в твердом состоянии при температурах около 750° в случае применения высокоактивной шихты;

б) при ведении плавок желателен небольшой избыток фторида в шихте, чтобы компенсировать потери фтора при улетучивании. Дефицит фтора при реакции в твердом состоянии приводит к образованию $Mg_2SiO_4 \cdot MgF_2$ (норбергит) и Mg_2SiO_4 (форстерит). Если дефицит велик, образуется также лейцит;

в) многие из слюдяных шихт расширяются при реакции в твердом состоянии, и при крупномасштабных опытах имеется опасность разрыва сосуда при быстром нагревании в интервале между 750 и 1200° ;

г) не рекомендуется применять в качестве компонентов шихты гидратированные материалы, так как вода вызывает гидролиз и разложение фторидов с последующим улетучиванием HF.

3. Работы по усовершенствованию тиглей. При подборе наиболее устойчивых против коррозии огнеупорных материалов, применявшихся для изготовления тиглей, ставилось задачей свести до минимума растворение расплавом материалов тиглей с целью обеспечения высокого качества полученной слюды.

Испытанию на коррозию были подвергнуты тигли, изготовленные из окиси хрома, циркона, фосфата, циркония, окиси бериллия, шпинели, окиси тория, а также карбидов бора, титана и кремния.

В результате проведенных экспериментальных испытаний R. Jockel и др. (72) пришли к выводу, что при температуре 1450° оказались наиболее стойкими тигли, целиком изготовленные из платины, графита, карбида кремния, окисей циркония, тория и алюминия. Однако общим недостатком всех этих тиглей является невозможность их использования более чем для одной плавки из-за прирастания кристаллизующего расплава к стенкам тиглей.

В итоге авторы приходят к выводу о том, что из всех испытанных тиглей могут быть использованы в длительных экспериментах с медленным охлаждением только тигли, изготовленные из спеченного корунда.

4. Исследования по управлению процессом кристаллизации. При экспериментах придавалось значение вопросу управления процессом роста кристаллов в виде ориентированных больших пакетов слюды. С этой целью делались попытки введения температурного градиента. Также исследовались условия возникновения зародышей в слюдяном расплаве (как самопроизвольного, так и вызванного загрязнением), а также действие перегрева расплава как средства разрушения преждевременно возникших кристаллических зародышей.

Авторы работ (71) сообщают, что в результате этих исследований удалось установить допустимую степень переохлаждения расплава, при которой еще не наблюдается интенсивного процесса зарождения центров кристаллизации.

С теми же целями в лаборатории были проведены исследования по выявлению наилучших форм и размеров тиглей, а также по созданию необходимых конструкций печей (63—65).

5. Определение физических и химических свойств синтетической слюды. Эти работы ограничились идентификацией, главным образом с помощью рентгенографии, различных изоморфных разностей естественных слюд и определением электрических и главнейших физических свойств синтетических слюд.

6. Изучение технологических процессов и специальных изделий из слюд. В ходе исследований по изысканию способов предварительного уплотнения составных частей слюдяной шихты обнаружилось, что ее компоненты могут соединяться в твердом состоянии, образуя плотную поликристаллическую массу.

В лабораториях также проводились исследования слюдяных изоляционных веществ типа слюдокерамики. Имеются указания о том, что они нашли применение для производства керамических изоляторов.

Работы в Национальном бюро стандартов

Целью данных работ ставилось выяснение основных условий, необходимых для получения фторфлогопитовой слюды, и определение различных свойств синтетических слюд.

С 1946 г. в Бюро проведены следующие работы:

а) проделаны эксперименты с целью оценки немецких данных как возможного руководства в будущей работе;

б) проведено изучение фазовых равновесий в шихтах, считавшихся по немецким данным наиболее портативными для плавок;

в) разработаны и сконструированы некоторые лабораторные печи для проведения плавок в строго контролируемых условиях;

г) проделаны некоторые работы по подбору состава и созданию наиболее подходящих конструкций тиглей; главной целью здесь ставилось— в первую очередь избавиться от корродирующего воздействия расплава;

д) проведена серия плавов с целью выяснения условий, необходимых для получения больших ориентированных кристаллов; работы велись по пути создания градиентов температуры и внесения в расплав искусственных затравок.

При проведении опытов, целью которых ставилось выяснение зависимости между величиной получаемых кристаллов и скоростью охлаждения расплава, наибольшие кристаллы были получены из расплава, который охлаждался со скоростью $0,25^\circ$ в час при перепаде температур между верхом и низом тигля в 150° . Авторы (40—45) указывают, что в плавках, где в качестве фторирующего агента применялся K_2AlF_5 , кристаллы были прозрачней и, по-видимому, содержали меньше примесей, чем полученные из плавов с использованием K_2SiF_6 .

Во всех крупных плавках использовались платиновые тигли.

Для получения ориентированных кристаллов слюды авторы работ применяли тигли с эллиптическим сечением, тепловую экранировку тиглей и оснащение их излучающими гребнями, однако все это не дало сколько-нибудь существенного эффекта.

Новым в работах Бюро явилось применение самозапаивающихся тиглей из платины, которые позволили свести до минимума потерю летучих.

В результате экспериментов по опробованию тиглей различного состава авторы пришли к уже известному выводу о пригодности для плавов лишь платиновых тиглей.

В качестве одного из главных итогов делается вывод о том, что вертикальная ориентировка кристаллов тем лучше, чем больше температурный градиент.

Однако, если это в какой-то мере и имеет место, то лишь в связи с тем, что, как правильно отмечают И. И. Ямзин и др. (36), «кристаллы возникают главным образом на дне, а не на стенках тигля, в силу чего геометрический отбор ведет к выживанию кристаллов, ориентированных по вертикали направлениями максимальных скоростей роста, лежащих в плоскости габитусной грани».

Работы в Колорадском горном колледже

С начала работ (1947 г.) здесь пытались синтезировать слюду принудительной кристаллизацией в огнеупорных тиглях.

В качестве исходного сырья использовались мусковит и флогопит; фтор вводился в виде $MgFe_2$ либо K_2SiF_6 .

Эти работы не дали убедительных результатов.

В 1948 г. были предприняты попытки создать печь, исключаящую применение тиглей. Для этого предусматривалось вести плавку таким образом, чтобы в центре массы полурасплавленной шихты, заменяющей тигель, возникало озеро из расплава, который затем и подвергался бы кристаллизации.

Такие печи были сконструированы. В них проведено несколько плавов по методу «охлаждаемого горна». Были получены термоаналитические кривые плавов, интерпретированные в соответствии с данными химических реакций между материалом ванны и расплавом.

Главной особенностью этих печей (37) является наличие перемещающегося горна. Для расплавления шихты газовое пламя направлялось сверху вниз в центр ящика с шихтой.

Плавление происходило на передней кромке, кристаллизация наступала на заднем конце расплавленного участка. Это делало процесс непрерывным и позволяло вести точный контроль за ходом охлаждения.

Руководитель работ Эйткенхед сообщает, что наилучшие результаты были получены в перемещающемся горне типа № 5.

Печь нагревалась до максимальной температуры 1510° в течение 11 часов. После 17 часов с начала нагревания горн приводился в движение, которое продолжалось в течение 20 часов со скоростью 1 дюйм в час.

Печь охлаждалась со скоростью 10° в час в течение 13 часов.

Утверждается, что таким образом удалось получить кристаллические слитки весом более 200 кг, содержавшие пластинки фторфлогопита площадью до 25 см^2 .

По другим источникам, эта методика дала столь низкий выход деловой слюды, что оказалась совершенно нерентабельной. По этой причине она не получила распространения, а в 1950 г. эксперименты в Колорадском горном колледже были вовсе прекращены.

В настоящее время наряду с продолжением работ в Горном бюро и электротехнической лаборатории Бюро стандартов исследования по синтезу слюды ведутся в Office of Naval Research, Bruch Berillium Co, Glass Works General Electric и др.

Полузаводское производство синтетической слюды в США начато в 1954 г. Вначале плавки велись с фторфлогопитовой шихтой весом до 10—15 т, в настоящее время вес увеличен до 20 т.

Плавки осуществляются бестигельным способом без применения каких-либо методов, которые могли бы обеспечить ориентированный рост кристаллов из заданного количества центров кристаллизации. Поэтому получаемый продукт представляет собой мелкозернистую массу, содержащую различно ориентированные поликристаллы слюды размером до 15 см^2 .

Решение проблемы управления ростом монокристаллов является главной задачей проводимых в настоящее время в США исследований.

В Японии исследования по синтезу слюды ведутся уже в течение ряда лет (89—105). До последнего времени они осуществлялись при небольших массах расплава и полученные кристаллы были невелики. Искусственная слюда исследовалась с целью выяснения оптических и магнитных свойств, а также для определения термической устойчивости. В последнее время эти работы в Японии получили широкий размах, причем наряду с лабораторными исследованиями здесь уже ведутся плавки емкостью до 50 кг.

Краткие выводы

1. Необходимо согласиться с существующим мнением о том, что, несмотря на многолетнюю работу над проблемой синтеза слюды, привлекающую многочисленных исследователей, зачастую располагавших большими экспериментальными возможностями, ни один из основных вопросов, составляющих содержание проблемы, еще не решен.

2. Прежде всего не решена самая главная задача — выращивание ориентированных крупных кристаллов слюды. Не дали положительных результатов примененные с этой целью при различных исследованиях специальные формы тиглей, особые температурные режимы, ультразвуковое и магнитное поля и др.

Не являются окончательным решением вопроса те пути, которые в данном направлении намечены работами с применением опрокинутого температурного градиента, хотя они весьма заманчивы и заслуживают серьезного внимания.

3. Не решены также задачи уменьшения до минимума потери летучих компонентов расплава, подбора наиболее подходящего материала для тиглей и футеровки печей.

4. Несмотря на делавшиеся за рубежом попытки синтеза слюды при больших массах шихты, по существу еще не разработана

экономически рентабельная технологическая схема, которая позволила бы приступить к промышленному производству номерной синтетической слюды, хотя дальнейшие эксперименты, безусловно, необходимо проводить также с большими объемами шихты, с тем чтобы наиболее быстро разработать полупроизводственную технологию.

5. В связи с изложенным следует признать, что решение проблемы синтеза слюды остается еще в стадии лабораторных исследований и ожидает своего разрешения в свете тех направлений, которые намечены последними работами, в первую очередь в СССР и в США.

6. Не случаен поэтому тот факт, что в последние годы работы по синтезу слюды в США и в СССР пошли главным образом по пути создания из мелкокристаллической искусственной слюды высококачественного микалекса, обладающего высокими электроизоляционными свойствами.

7. Все проведенные до сих пор эксперименты основаны на кристаллизации расплава. Весьма заманчивым представляется нам постановка опытов, основанных на пневматолитовой кристаллизации слюд из «сухих» надкритических растворов в автоклавах. Изучение включений в минералах пегматитов показывает, что именно такие газовые, близкие к критическим растворы осуществляют основной метасоматоз в пегматитовых телах, сопровождающийся мусковитообразованием.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Е. Ф., Болдырев А. К. Ст. в Зап. Всес. мин. об-ва, т. 64, вып. 1, стр. 80, 1935.
2. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, 1947.
3. Белов Н. В. Очерки структурной минералогии. I. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
4. Белов Н. В. Очерки структурной минералогии. II. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
5. Белянкин Д. С. К вопросу о научно-исследовательских достижениях Д. П. Григорьева в области экспериментальной минералогии и петрологии. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.
6. Вернадский Б. И. Силикаты, алюмосиликаты и их анализы. Л.—М., 1937.
7. Григорьев Д. П. О кристаллизации роговой обманки из силикатных расплавов. Труды 1-го совещания по эксперимент. минералогии и петрографии, 1935.
8. Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 64, вып. 1, 1935.
9. Григорьев Д. П. Несмешивающие силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 64, вып. 1, 1935.
10. Григорьев Д. П. О роли фтористых, хлористых и вольфрамовокислых соединений при искусственном получении магнезиальных слюд. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 64, вып. 2, 1935.
11. Григорьев Д. П. Синтез и исследование биотита. ДАН СССР, XX, № 5, 1938.
12. Григорьев Д. П. Синтез и исследование флогопита. ДАН СССР, 43, № 2, 1944.
13. Григорьев Д. П. Очерки успехов экспериментальной минералогии в СССР за годы 1917—1936. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 2, 1937.
14. Григорьев Д. П. Экспериментальные исследования влияния глинозема на оптические свойства тремолита. ДАН СССР, т. XXIII, № 1, 1939.
15. Григорьев Д. П. Новые идеи в синтетической минералогии «Природа», № 1, 1940.
16. Григорьев Д. П. Об изображении некоторых несмешивающихся жидкостей в некоторых силикатных системах. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. XXIII, № 1, 1939.
17. Григорьев Д. П. Искусственное получение амфиболов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. XVIII, № 3, 1939.
18. Григорьев Д. П. О так называемых «температурах плавления» некоторых минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 66, 64, 1937.
19. Григорьев Д. П. Несмешиваемость силикатных расплавов, близких по составу к естественным горным породам. Зап. Всес. мин. об-ва, 64, 1935.
20. Григорьев Д. П. О деформациях кристаллов в некоторых искусственных и естественных силикатных сплавах. Зап. Всес. мин. об-ва, 65, 1936.

21. Григорьев Д. П. и Гурецкая В. В. Искусственное получение амфибола из расплава пироксена. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. XVIII, № 4, 1939.
22. Григорьев Д. П. Искусственный фтор-магнезиальный член группы магнезиально-железистых слюд. Пробл. сов. геол., № 5, 1935.
23. Григорьев Д. П. О зональности одного фтор-содержащего силикатного сплава. Зап. Всес. мин. об-ва, 66, 1937.
24. Григорьев Д. П. и Искюль Е. В. Регенерация амфиболов из их расплава при нормальном давлении. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 65, № 2, 1936.
25. Гинзберг А. С. Очерк истории развития экспериментальных исследований в области минералогии и петрографии в России. В кн.: Труды четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. Вып. 2, М., 1953.
26. Лашев Е. К. Слюда. I. Свойство слюд. Промстройиздат, М., 1948.
27. Морозевич И. А. Опыты над образованием минералов в магне. Экспериментальное исследование. 1897.
28. Пилипенко П. П. О зависимости между распространенностью химических элементов в земной коре и их способностью к минеральной индивидуализации. Изв. асфос. НИИ при физ.-мат. фак-те МГУ, 3, № 24, 1930.
29. Обручев С. В. Искусственная слюда. «Природа», № 7, 1950.
30. Осипов К. А., Кузьмин А. В. Кристаллизация химического соединения из расплава в постоянном магнитном поле. ДАН СССР, IX, № 2, 1948.
31. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. Ун-та, 1949.
32. Хрущов К. Д. О слюде. Горн. журн., т. 9, 1887.
33. Эйштейн и Смолуховский М. Броуновское движение. Сб. статей. ОНТИ, 1936.
34. Ямзин И. И. Искусственная слюда. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я сер., ч. 81, № 3, 1952.
35. Ямзин И. И. Труды Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 9, 1954.
36. Ямзин И. И., Тимофеева В. А., Шашкина Т. И., Белова Т. Н., Глики Н. В. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 84, № 4, 1955.
37. Aitkenhead W. C. Colorado School of Mines makes „cool hearth“ synthetic mica. Mining World, 12, 33—35, 1950.
38. Berthier P. Traité des essais par la vol seche. P., (1834).
39. Chroustchhoff K. D. Über künstliche Magnesiaglimmer. Tsch. Min. Petr. Mit. IX. 55 (1887).
40. Comeforo J. E., Kohn J. A. Synthetic asbestos investigations, I. Study of synthetic fluor tremolite. Am. Mineral, 39, 1954.
41. Comeforo J. E., Hatch R. A., Humphrey R. A. and Eitel W. Synthetic mica investigations, I: A hot pressed machinable ceramic dielectric. Journ. Am. Ceram. Soc., 36, 1955.
42. Comeforo J. E. and Hatch R. A. Synthetic mica investigations, IV: Dielectric properties of hot pressed synthetic mica and other ceramics up to 400° C. *ibid.*, 37, 1954.
43. Comeforo J. E. Synthetic mica investigations, V: A low-shrinkage, machinable ceramic of phosphate bonded synthetic mica. *ibid.*, 37, 1954.
44. Comeforo J. E. Synthetic mica. Journ. Amer. Ceram. Soc., № 10, Abstracts, 1954.
45. Comeforo J. E., Hatch R. A. Synthetic mica. Jour. Amer. Ceram. Soc., № 8, Abstracts, 144, 1954.
46. Curtiss H. A. German pilot plant production of synthetic mica. Chem. Metallurg. Eng., 53, No 3, 1946.
47. Curtiss H. A. German pilot plant production of synthetic mica. Chem. Metallurg. Eng., 53, No 3, 109.
48. Daimon N. Synthetic mica Journ. Chem. Soc. Japan (Ind. Chem. Sect.), 65, 1952.
49. Daimon N., Haribe I., Mukunoto K., Noda T. Synthetic mica. Journ. Chem. Soc. Japan (Ind. Chem. Sect.), 55, 1952.
50. Doelter C. Über Glimmerbildung durch Zusammenschmelzen verschiedener Silikate mit Fluormetallen, sowie einige weitere Silikatsynthesen. Tsch. Min. Petr. Mit. X., 67. 1888.
51. Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Steinkopf, Dresden and Leipzig, vol. 11, pt. 2, 1917.
52. Donnay, Gabrielle and Donnay, J. D. S. 1952. The symmetry change in the high-temperature alkali-feldspar series. Am. Journ. Sci., Bowen vol. 118.
53. Dubois J. S. Product Engineering. vol. 24, № 6, 1953.
54. Eitel W. Regular intergrowth of synthetic phlogopite with hydrate mica. Fiat Final report., № 749, 1946; см. также Ceramic Abstracts, 1947. Sept. 190.
55. Eitel W., Hatch R. A., Denny M. V., (1953), Synthetic mica investigations, II: The role of fluorides in mica batch reactions; *ibid.* 36, 341—348.
56. Eitel W., a.o., 1946. The synthesis of fluorine mica of the phlogopite group. Fiat Final Report. № 747, P. B. 20531, 1946.

57. Eitel W., Dietzel A. 1946. Crystallochemical and microscopic investigations of synthetic phlogopites. Fiat Final Report, № 748, P. B. 20531, 1946.
58. Eilfson B. S. 1947. Crucibles for synthetic mica development. Fiat Final Report., № 1050, P. B. 63552. 1947.
59. F. P., 893. 127 V. 6.IV.1943. cm. *Angewandte Chemie*, 60 Jahrg., № 10, 1948.
60. Goldschmidt V. M. Neue Wege und Gesichtspunkte in der Synthese von Mineralarten und Gesteinen. *Naturwissensch. Jahrg.* 20, Heft 20, 1932.
61. Gruner J. W. Formation and stability of muskovite in acid solutions at elevated temperatures, *Amer. Min.*, v. 24, 1939.
62. Gruner J. W. Ammonium mica synthesized from vermiculite. *Amer. Min.*, v. 24, No 7, 1939.
63. Hatch R. A. and Humphrey R. A. Final report of investigations on the production and properties of synthetic (phlogopite) mica. Unpublished internal report. Corning glass Works and Owens Corning Fiberglas Corporation, June 1947.
64. Hatch R. A., Comeforo J. E. and Pace N. A. Transparent, plastic-ball, crystal structure models, illustrated by phlogopite mica. *Amer. Min.*, 37, 1952.
65. Hatch R. A., Humphrey R. A., Worden E. C. Synthetic mica investigations. VII. Manufacture of fluor-phlogopite by the internal electric resistance melting process. In preparation as II. S. Bur. Mines, Rep. Invest., 1955.
66. Hautefeuille P. Peau de Saint-gilles L. Sur le reproduction des micas. *Compt. rend.*, CIV. № 8, 1887.
67. Hendricks S. B. Random structures of leger minerals as illustrated by the crustedite ($2\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Possible iron content of Kaolin. *Amer. Min.*, 24, № 10, 1938.
68. Hendricks S. B. and Jefferson M. E. Polymorphism of the micas. *Amer. Min.*, 24, 1939.
69. Heinrich G. C. Mica Review of Design Factors. *Electrical Manufacturing*, Dec. 1947.
70. Hendricks S. B. and Jefferson M. E. *Amer. Min.*, 23 (12), 1939. *Ceramic Abstr.* 9 (5), 124, 1940.
71. Humphrey R. A. and Worden E. C. Synthetic mica investigations, III. Precision-controlled electric furnaces for temperatures to 1500°C ; *ibid.* 37, 1954.
72. Jockel R. D. *Electrical Manufacturing*. March 99—103, 190. Synthetic mica, 1950.
73. Kendall J. T., Varley E. R. The German mica industry. *Bios report.*, № 785, 1, № 21, § 22.
74. Kendall J. T., Spraggon W. Synthetic mica. *Proc. XI. Intern. Congress Chem.*, London I, 1947.
75. Kendall J. T. The production of synthetic mica. *Metropolitan-Vickers Gazzete*, XXII, № 363, 1948.
76. Kendall J. T., Leo D. Magnetic susceptibility of mica. *Nature*, № 4091, 161, 1949.
77. Kendall J. T., Leo D. The magnetic susceptibility and anisotropy of mica. *Proc. Phys. Soc.*, B. 64, pt. 2, № 374, 1951.
78. Kedesy H. Investigations of synthetic mica. *Amer. Min.*, 39, № 9—10, 1954.
79. Kohn, J. H., Hatch, R. A. Mica. Synthetic mica investigations, VI: x-Ray and optical data on synthetic fluorophlogopite. *Amer. Min.*, 40, № 1—2, 1955.
80. Kushnau K. S. Investigations of magne-crystallic action. I. Diamagnetics. *Phyl. Trans. Roy. Soc. (London)*. A. 231, 1933.
81. Levinson and Henrich. Mica. *Amer. Min.*, 39, № 11—12, 1954.
82. Link A. E. Investigation of a synthetic mica process. *Ostheien. Gernag Cios XXII—II*, 1946; См. также *Mineral. Mag.* XXVIII, v. 28, № 198, 1947.
83. Link A. E. Research into the manufacture of synthetic mica. *Chemie & Industrie*, 56, № 1, 1946.
84. Machalska F. J. Method of making artificial micas. U.S. Patent № 835, 934, April 28, 1908.
85. Machatschki F. On Grigoriev's synthetic phlogopite, a correction. *Geniz Mineral. Geol.*, 55—58, 1936 A.
86. Middel V. *Technischer Bericht. Versuche zur Herstellung von synthetischer Glimmer in einer Grossversuchanlage* P. B. 32546. *Ceramic Abstracts*, 1948, Sept. 215 f.
87. Merrill T. B. Artificial micas. *Materials and Methods*, 80, 1954.
88. Muto T., Fukase M., Sekine E., Waku S. Ogo Butsuri (*Journ. appl Phys.*) 21, 1952.
89. Noda T. Synthetic mica. *Journ. Amer. Ceram. Soc.*, № 4, 147, 1954.
90. Noda T. Synthetic mica. *Journ. Amer. Ceram. Soc.*, № 4, 147, 1955.
91. Noda T. Synthetic mica. *Jap. Pat.* 138642 (1940).
92. Noda T. Synthetic mica. *Industr. Phys. Chem.*, I, 103—119 (1948).
93. Noda T. Composition of Fused substances from iluosilikates and mica crystallization temperature. *Journ. Soc. Chem. Ind. (Japan)*, 46, № 9, 10 (1943); 47, № 4, 7 (1944); 48, № 1 (1945).

94. Noda T., Daimon N. Synthetic mica. Journ. Soc. Chem. Ind. (Japan), 49, (062) 553 (1946).
95. Noda T., Daimon N., Songhram U. Synthetic mica Journ. Japan. Ceram. Assoc., 52 (615) (1944); Ceramic Abstracts, May, p. 106, 1 (1950).
96. Noda T., Konno M. Investigations synthetic mica. Ceramic Abstracts, act 202a (1950).
97. Noda T. Chemical composition and optical properties of synthetic mica and microscopic studies. Journ. Soc. Chem. Ind. (Japan), 46, № 8, 1943.
98. Noda T. Synthesis of boranic phlogopite. Journ. Soc. Chem. Ind. (Japan) 47,6. 1944.
99. Noda T. Synthetic mica research. Bull. Chem. Soc. Japan, 23, № 2, 1950.
100. Noda T., Konno M. Thermal stability of synthetic mica. Comparison with natural mica. Journ. Chem. Soc. Japan Ind. Chem. Sect., v. 51, 1948.
- 100a. Noda T., Matsuchita T. Thermal stability of synthetic mica. Rate of thermal decomposition of synthetic mica and the composition of geseoics decomposition products; hier, 51, Chem. Abstracts, 9307, 1950.
101. Noda T., Konno M. Corrosion resistance test of crucibles for mica, synthetic mica and the composition of geseoics decomposition products; hier, 51 (639), 1949; см. также Ceramic Abstracts Oct. 202 a 83-84 (1948). Chem. Abstracts 9307 (1950).
102. Nodal S., Murakami K. Synthesis of mica. Journ. Japan Ceramic Assoc., v. 49, 1, 1941. См. также Ceramic Abstracts, 1949, Sept., 194.
103. Noda T., and Sugiyama S. Chemical compositions and optical properties of synthetic micas. J. Soc. Chem. Ind. Japan, 46, 760-762, 1943.
104. Noda T. and Sugiyama S. The temperature of crystallization of synthetic mica from silicate melts. II. The temperature of crystallization of mica from the melts of different mica concentrations and a constant glass composition. Journ. Soc. Chem. Ind. Japan, 46, 1943.
105. Noda T. Synthetic mica research in Japan Journ. Amer. Ceram. Soc., 38, № 4, 1955.
106. Popper P. Transmition of natural and synthetic mica in ultra-violet. Nature, 168, № 4287, 1951.
107. Powell R. W., Gliffits S. The variation with temperature of the thermal conductivity and the x-ray structure of some micas I. The thermal conductivity to 600°C. Proc. Roy. Soc., A., 163, № 913, 1937.
108. Reichmann R., Middel V. Production of synthetic mica. Fiat microfilm reel. B. 288, PB A 70, 37. (March 1942). Ceramic Abstracts, 1948, Sept., 215 f.
109. Reichmann R., Middel V. Experiments for the development of method for determining the crystallization rate of artificial mica. Fiat microfilm reel. B. 285. PB A 70369 (Sept. 1943).
110. Reichmann R., Middel V. Experiments for producing a synthetic laminated insulating material (synthetic mica). Fiat microfilm. B 285 PB A 70, 369 (Sept. 1938). См. также Ceramic Abstracts, Aug. 1949. 195 d.
111. Reichmann R. and Middel V. (1938-1943), Siemens and Schukerts microfilmed internal reports; obtainable as P. B. reports Nos. 70639 and 70371.
112. Roy R. Decomposition and resynthesis of the micas. Journ. Amer. Ceram. Soc., 32, № 6, 202, 1949.
113. Roy R. ONR Contract № 7, 475, p. 20-26, 1952.
114. Roy R. Synthetic mica, a critical examination of the literature: School of Mineral Industries. The Pennsylvania State College, Pa: prepared for the Office of Naval Research, October 15, 1952.
115. Chell H. R. and Craig R. L. Determination of silica and fluoride in fluor-silicates. Anal. Chem. 26. 1954.
116. Shoichiro Nagai и др. Ceramic Abstracts 194 n, 1949.
117. Tolansky S., Mozris P. G. An interferometric examination of synthetic mica. Mineral Mag. XXVIII, № 198, 1947.
118. Tyler P. M. Ceramic Abstracts. March 76 c. 1947.
119. Tyler P. M. Synthetic mica research. Fiat Final report, № 746, 1946.
120. Valkenburg A. V., Insley H. The syntheses of fluosilikate minerals Ceramic Age, 56, № 5, 20, 1950.
121. Valkenburg A. V. Rice. Physik. Rev. 21. № 4, 406, 1950.
122. Valkenburg A., Rice R. Synthesis of mica. Journ. Res. Nat. Bur. Stand., 48, № 5, 1952.
123. Willard H. H., Winter O. B. Ind. Eng. Ed. 5-7-10, 1933.
124. Winchell A. N. and Winchell H. Elements of optical mineralogy. Part. II. Description of minerals. J. Wiley and Sons, Inc. N. Y. Chapman and Hall, Ltd., London, 374, 1951.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
Сафронов Г. М. и Чернышкова Л. П. К проблеме синтеза кристаллов кварца	7
Геология и генезис месторождений минерального кристаллосырья	
Чернышкова Л. П. Геологические особенности пегматитов Волыни. их морфология и внутреннее строение	11
Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни	25
Киевленко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы	43
Лазько Е. М. Некоторые данные о гидротермальном метаморфизме на Алданских месторождениях горного хрусталя	51
Хамидов М. Х. О месте хрусталеносных кварцевых жил в истории формирования гранитоидных интрузивов Ванча и Язгулема (Памир)	59
Дибров В. Е. Стадии формирования гранитных интрузий на примере одного плутона	67
Поиски и разведки месторождений	
Хотенок М. М. Геологические предпосылки поисков месторождений пьезооптического кварца	73
Ермаков Н. П. О генезисе и поисково-оценочных предпосылках Тувинских проявлений оптического кальцита	81
Хамидов М. Х. О некоторых геологических предпосылках хрусталеносности	89
Хотенок М. М. Признаки хрусталеносности кварцевых жил и пегматитовых тел	93
Котик В. С. К вопросу о применении геофизических методов при разведке месторождений пьезооптического сырья	101
Минералогия и кристаллография	
Цинобер Л. И. Некоторые особенности морфологии кристаллов искусственного кварца	107
Монозон М. А. О некоторых дефектах кристаллов флюорита	119
Цыганов Е. М. О гидрослюде из пегматитов Волыни	127

Пьезотехника и обработка кристаллов

- Ярославский М. И. Исследования пьезоэлектрических резонаторов с пластинами, изготовленными из раздвойникованных кристаллов кварца . . . 133
Комовский Г. Ф. и Снопко Я. П. Желтая окраска исландского шпата и способы его обесцвечивания 141

Горное дело

- Вершинин В. В., Стримбан В. Н., Ройзман М. И. Мероприятия по уменьшению выхода негабарита при буровзрывных работах на Актасском месторождении 151
Фрадкин И. И., Лукинский Г. И., Константинов В. С., Комиссаров А. А. Некоторые вопросы разработки месторождений пьезокварца 165

Обзоры, критика и библиография

- Лисицын А. Е. Месторождения пьезокварца Америки и Австралии . 177
Дибров В. Е. К вопросу о современном состоянии проблемы синтеза слюды за рубежом 197

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

Во избежание большой правки в корректуре следует при подготовке рукописи к печати придерживаться следующего порядка:

1. Рукопись должна быть напечатана на машинке через два интервала на одной стороне листа.

2. К рукописи должны быть приложены отдельно иллюстрации и подписи к ним с объяснениями обозначений на иллюстрациях в соответствующих случаях.

3. Формулы и участвующие в них обозначения должны быть вписаны от руки (не следует впечатывать встречающиеся в тексте буквы, играющие роль обозначений).

4. Следует четко различать заглавные и строчные буквы, имеющие одинаковое начертание, помечая первые двумя чертами снизу, а вторые — двумя чертами сверху, например:


$\underline{\underline{C}}, \overline{\overline{K}}, \underline{\underline{O}}, \overline{\overline{P}}, \underline{\underline{S}}, \overline{\overline{U}}, \underline{\underline{X}}, \overline{\overline{V}}, \underline{\underline{v}}, \overline{\overline{\Psi}}, \overline{\overline{\Pi}}, \overline{\overline{\pi}}$

5. Занумерованные формулы обязательно выключаются в красную строку. Номер формулы ставится у правого края страницы в квадратных скобках. Желательно, чтобы нумеровались только те формулы, на которые впоследствии делаются ссылки.

6. Дефис в отличие от тире обозначается двумя чертами (=).

7. Математические символы типа \lim , \sup , \log , \max и т. п., а также число 0 отмечаются квадратной скобкой снизу.

8. Для различных видов шрифта приняты следующие обозначения (подчеркивается снизу):

	полужирный
	курсив
	в разрядку
красной линией	греческий
синей	готический

9. О том, что шрифт должен быть рукописным или что он должен быть набран петитом, следует делать соответствующие отметки на полях.

Труды ВНИИП

Том I

Выпуск I

Геология, разведка и разработка месторождений
пьезооптического кристаллосырья

Редактор ОНТИ ВНИИП Мороз С. М. Корректоры Корецкая Н. И. и Бритова Е. Н.
Т-01698. Подписано в печать 30/IX 1957 г.
Формат бумаги $70 \times 108^{1/16}$. Физич. печ. лист. 13,25. Усл. печ. лист. 18,2. Уч.-изд. л. 18,3.
Заказ № 847. Тираж 1000 экз. Цена 12 р. 75 к.

Отдел научно-технической информации
Всесоюзного научно-исследовательского института
пьезооптического минерального сырья.

ОПЕЧАТКИ

стр.	строка	напечатано	следует читать
52	24 снизу	дернами кварцитов	зернами кварцитов
52	17 снизу	Барсучки	Барсукчи
53	2 снизу	метоморфизмом	метаморфизмом
68	3 сверху	орогенитических	орогенетических
109	4 снизу	формулу конуса	форму конуса
205	33 снизу	Изд. АН	Изв. АН
205	9 снизу	сикилатных	силикатных

Цена 12 р. 75 к.