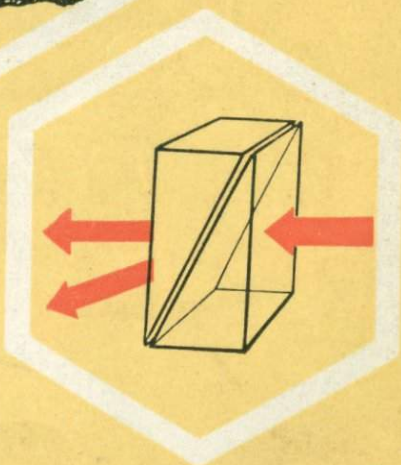
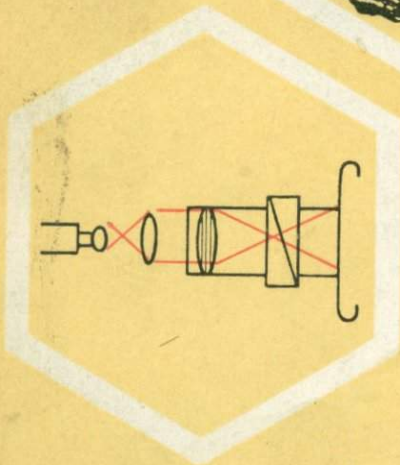


# Исландский Исландский Шпат Шпат

А. В. Скропышев  
А. Л. Кукуй



А. В. СКРОПЫШЕВ,  
А. Л. КУКУЙ

553.6:549.7

**исландский  
исландский  
шпат  
шпат**

822



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД · 1973



А. В. Скropyшев, А. Л. Кукуй. Исландский шпат. Л., «Недра», 1973. 192 с.

В книге приведены данные по природному исландскому шпату — прозрачной разновидности кальцита, используемой в оптической промышленности. В первой части описываются свойства, области применения, кристаллография исландского шпата, а также особенности обработки кристаллов. Во второй части приведены классификации месторождений и главные закономерности их пространственного распределения.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением месторождений исландского шпата, студентов старших курсов геологических и горных вузов. Кроме того, она представляет несомненный интерес для лиц самых различных специальностей, в практической работе которых может найти применение этот природный оптический материал.

Таблиц 34, иллюстраций 87, список литературы — 150 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

Исландский шпат — прозрачная разновидность кальцита — резко отличается от многих других полезных ископаемых рядом свойств, обуславливающих, с одной стороны, области его использования в народном хозяйстве, а с другой — особенности изучения месторождений, их промышленного освоения и переработки сырья. Уникальные оптические свойства этого минерала позволяют использовать его в очень ответственных приборах, применяемых во многих уже существующих и новых отраслях науки и техники (физическая оптика, квантовые генераторы, оптоэлектроника и др.).

Многообразие физических свойств и особая чувствительность к резким изменениям температуры, давления и к другим физико-химическим воздействиям требуют особых условий для образования и сохранения месторождений этих совершенных кристаллов. Как известно, кальцит является весьма распространенным, а часто даже пороодообразующим минералом. Месторождения же совершенных крупных кристаллов исландского шпата сравнительно редки. Они характеризуются сложностью строения, большой изменчивостью промышленных параметров и крайним разнообразием размеров, форм и внутреннего строения отдельных кристаллов. Все это вызывает необходимость применения особых методов, технических средств при поисках, разведке, оценке, промышленном освоении месторождений и обработки кристаллосырья.

Несмотря на то, что замечательные свойства исландского шпата были известны с середины семнадцатого столетия, долгое время его использование ограничивалось применением в поляризационных микроскопах, простейших полярископах, сахариметрах, колориметрах и фотометрах. Значительным толчком к освоению месторождений исландского шпата явилось его использование в военной индустрии для создания орудийных прицелов («оптические кольца»). С этой целью в 1941—1944 гг. широкий фронт на обширных площадях в Мексике, США, Южной Африке и в некоторых других странах осуществлялись поиски и промышленное освоение выявленных месторождений.

В Советском Союзе использование исландского шпата в промышленных количествах началось в середине 30-х годов настоящего столетия. Тогда же при участии одного из авторов (А. В. Скропышева) данной работы начались поиски, разведка и промышленное освоение месторождений этого полезного ископаемого.

Более детальное изучение свойств, внутренней и внешней морфологии, степени и характера развития различных дефектов кристаллов позволило разработать новую, более совершенную технологию обработки кристаллосырья, значительно усовершенствовать способы разработки месторождений. Одновременно с этим были проведены обширные геологические поисковые и разведочные работы, результатом которых явились выявление и подготовка к промышленному использованию месторождений исландского шпата.

Возможности применения исландского шпата значительно возросли в последние годы в результате стремительного развития науки, открытия новых методов исследования и изобретения новых приборов. Все это привело к еще более широкому использованию исландского шпата в уже известных приборах, а также для создания новых поляризационных, сканирующих и других устройств.

В настоящей книге на основании личных исследований авторов и обобщения печатной литературы приведено описание главнейших свойств исландского шпата и его использования в различных областях науки и техники; дана кристаллографическая характеристика исландского шпата, описаны основные дефекты кристаллов; сообщаются существующие технические условия, новейшие способы обработки кристаллосырья, методы устранения некоторых дефектов кристаллов и методы определения качества оптического материала. В последней главе дана краткая характеристика месторождений исландского шпата, приведена их геолого-промышленная классификация и изложены закономерности пространственного распределения месторождений этого полезного ископаемого.

Вторая глава «Морфология кристаллов» составлена А. Л. Кукуем; все остальные главы и общая компоновка работы выполнены А. В. Скропышевым.

В процессе работы над рукописью авторы использовали материалы сотрудничавших с ними многие годы В. А. Мокиевского и Ю. И. Островского и консультировались у них. Большую помощь при подготовке рукописи к печати оказала Н. Н. Скропышева. Им в первую очередь, а также всем сотрудникам по работе считаем своим приятным долгом выразить сердечную признательность.

## СВОЙСТВА ИСЛАНДСКОГО ШПАТА И ОБЛАСТИ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ

### СВОЙСТВА ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

Кристаллы исландского шпата являются чудеснейшими произведениями природы. Они характеризуются многообразием кристаллографических форм, прекрасной огранкой, а по величине некоторые из них достигают десятков тонн. Главнейшие свойства исландского шпата — прозрачность, однородность и высокое двупреломление. Это и обуславливает его высокую ценность как уникального оптического материала. Исландский шпат является наиболее совершенной как в структурном, так и в химическом отношении разновидностью кальцита.

#### Кристаллическая структура

Кристаллы кальцита относятся к тригональной сингонии, дитригонально-скаленоэдрическому (тригонально-планаксиальному) виду симметрии  $L_33L_23PC(3m)$ .

Кристаллическая структура кальцита показана на рис. 1, из которого видно, что элементарная ячейка имеет резко удлиненную форму с ромбоэдрическим углом  $46^\circ 07'$ , тогда как величина угла между гранями спайного ромбоэдра составляет  $101^\circ 55'$ . Ионы кальция лежат в углах и в центре ячейки, а плоские группы  $(CO_3)^{2-}$  находятся в параллельном положении на тройной оси в обратной ориентировке друг к другу. Таким расположением анионов обусловлены высокое двупреломление и оптически отрицательная характеристика минерала.

Структурная ячейка кальцита характеризуется показателями: пространственная группа  $P3c$ ;  $a = 4,983$  кХ;  $c = 17,04$  кХ;  $c : a = 3,413$ ;  $arh = 6,368$  кХ;  $\alpha = 46^\circ 07'$ .

Важно отметить, что В. И. Михеевым при исследовании представленных нами кристаллов исландского шпата из месторождений Сибирской платформы [87] установлено различие размеров элементарной ячейки в прогретых и негретых образцах. Оказалось, что у негретых образцов  $a = 4,980 \pm 0,002$  кХ и  $c = 17,040 \pm 0,003$  кХ, а у образцов, предварительно прогретых до  $T = 115^\circ$  С, эти величины имели следующие значения:  $a = 4,976$  кХ и  $c = 17,004$  кХ. Таким образом, при нагревании кальцита размер элементарной ячейки по оси  $a$  сокращался на  $0,004 - 0,005$  кХ, или на  $0,1\%$ , а по оси  $c$  на  $0,04$  кХ, или на  $0,2\%$ , по сравнению с негретыми образцами.

Это сокращение ячейки вполне ощутимо, и поскольку оно неодинаково по различным направлениям, то создает напряжение в кристалле кальцита. Возникшие напряжения приводят к механическим деформациям крупных монокристаллов: появляются тонкие призматические трещины (см. ниже).

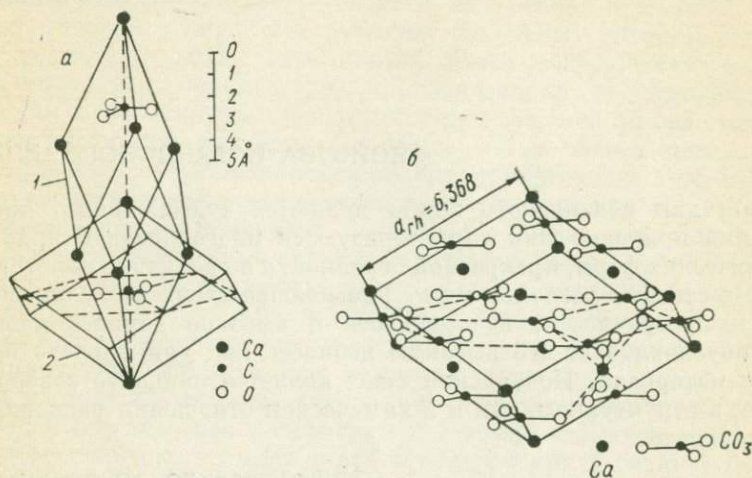


Рис. 1. Кристаллическая структура кальцита (а) и расположение ионов в ячейке спайного ромбоэдра (б).

1 — элементарная ячейка; 2 — ромбоэдр, выколотый по спайности.

## Оптические свойства

Оптические свойства исландского шпата довольно хорошо изучены. Впервые на сильное двупреломление кристаллов этого минерала обратил внимание Эразм Бартолин еще в 1669 г.

Кальцит является одноосным, отрицательным; адсорбция:  $0 \searrow \epsilon$ . Показатели преломления для длин волн 588,99 нм при температуре  $20^\circ \text{C}$  составляют:  $n_o = 1,65838$ ;  $n_e = 1,48645$ ;  $n_o - n_e = 0,17193$ .

Зависимость этих показателей от длины волны (при температуре  $15^\circ \text{C}$ ) показана в табл. 1.

Как видно из приведенных сведений, показатели преломления исландского шпата заметно меняются в зависимости от длины волны света и очень мало — при изменении температуры. По мере уменьшения длины световой волны показатель  $n_o$  изменяется на большую величину по сравнению с  $n_e$ . Поэтому двупреломление при длине волны 214,44 нм составляет  $n_o - n_e = 0,2859$ .

При снижении температуры показатель  $n_o$  уменьшается незначительно, а  $n_e$  — заметно (табл. 2), в связи с чем двупреломление немного возрастает [119].

Сильное двупреломление кристаллов кальцита объясняют положением группы  $CO_3$  в их структуре. Три атома кислорода, располагающиеся в одной плоскости и окружающие атом углерода, поляри-

ТАБЛИЦА 1

Изменение показателя преломления исландского шпата в зависимости от длины световых волн

$\lambda$ , нм	$n_o$	$n_e$	$\lambda$ , нм	$n_o$	$n_e$
795,00	1,64886	1,48216	361,06	1,69316	1,50223
768,24	1,64974	1,48255	330,28	1,70515	1,50745
706,54	1,65207	1,48353	303,42	1,71958	1,51364
656,30	1,65439	1,48456	274,86	1,74450	1,52266
589,31	1,65835	1,48639	257,31	1,76050	1,53012
560,71	1,66045	1,48734	244,58	1,77966	1,53731
527,01	1,66341	1,48870	231,29	1,80239	1,54550
486,14	1,66783	1,49074	226,51	1,81303	1,54914
434,06	1,67551	1,49424	218,44	1,83079	1,55512
396,16	1,68329	1,49777	214,44	1,84582	1,55992

ТАБЛИЦА 2

Изменение показателя преломления в зависимости от температуры и длины световых волн

$T^\circ, C$	$\lambda$ , нм					
	670,6	643,7	588,8	537,7	508,4	479,9
	$n_o$					
20	1,6538	1,6551	1,6585	1,6624	1,6653	1,6687
53,2	1,6538	1,6552	1,6585	1,6625	1,6654	1,6687
88,9	1,6538	1,6552	1,6585	1,6626	1,6655	1,6688
208,2	1,6541	1,6554	1,6588	1,6628	1,6658	1,6691
256,2	1,6542	1,6555	1,6589	1,6629	1,6659	1,6692
330	1,6543	1,6556	1,6589	1,6530	1,6660	1,6694
	$n_e$					
22	1,4844	1,4850	1,4885	1,4884	1,4897	1,4912
53,2	1,4848	1,4854	1,4869	1,4887	1,4900	1,4916
88,9	1,4852	1,4858	1,4873	1,4891	1,4905	1,4921
208,2	1,4866	1,4871	1,4887	1,4906	1,4920	1,4935
256,2	1,4871	1,4877	1,4893	1,4911	1,4925	1,4941
330	1,4880	1,4886	1,4901	1,4920	1,4935	1,4950

зуют электрическое поле в направлении, параллельном этой плоскости, более интенсивно по сравнению с направлением, перпендикулярным к ней. Следовательно, электрический вектор перпендикулярен к оси  $L_3$ , и свет в этом направлении проходит медленнее, поэтому показатель преломления такого луча имеет большую величину.

### Химические свойства

Теоретический состав кальцита  $CaCO_3$  ( $CaO = 56,03\%$ ;  $CO_2 = 43,97\%$ ). Химический состав естественных кристаллов отклоняется от теоретического и в значительной степени зависит от геохимических

условий месторождения. В табл. 3 приведены результаты химических анализов исландского шпата из различных месторождений, залегающих в осадочных карбонатных породах, а в табл. 4 — из месторождений, располагающихся в основных изверженных породах. Из таблиц видно, что в исландском шпате всех исследованных месторождений присутствуют примеси  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ , в кристаллах из месторождений, связанных с карбонатными породами, отсутствуют примеси  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO$ , но в заметных количествах содержатся  $Pb$ ,  $Zn$ , спектральным анализом в некоторых кристаллах обнаружены также  $Sr$ ,  $Ag$ ; в исландском шпате из месторождений, связанных с основными изверженными породами, наоборот, в значительных количествах присутствуют примеси  $SiO_2$ ,  $FeO$  и отсутствуют  $Pb$ ,  $Zn$ . Битуминологическим анализом в кристаллах этих месторождений установлено присутствие битумов (см. ниже). По данным К. Пшибрама [65], в желтом кальците из Джоклина установлено наличие следующих примесей:  $Ce_2O_3$  — 0,007%; ( $Pr_2O_3$ ,  $Nd_2O_3$ ,  $La_2O_3$ ) — 0,012%; ( $V_2O_3$ ,  $Er_2O_3$ ) — 0,013%.

ТАБЛИЦА 3

Химический состав исландского шпата (вес. %) из месторождений, связанных с карбонатными породами

Окислы и элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$SiO_2$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$TiO_2$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$Al_2O_3$	0,2	0,57	0,55	0,69	0,55	0,53	0,52	0,42	0,52	0,13
$Fe_2O_3$	0,02	0,04	0,05	0,07	0,05	0,03	0,08	0,04	0,06	0,045
$FeO$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$MgO$	0,11	0,18	0,18	0,12	0,14	0,14	0,16	0,20	0,23	0,08
$MnO$	0,023	—	0,01	—	—	—	—	—	0,04	0,069
$CaO$	55,72	55,92	55,68	55,80	55,80	55,53	55,60	55,68	55,53	56,02
$CO_2$	43,83	43,74	43,56	43,56	43,44	43,58	43,38	43,54	43,50	43,82
$S_{общ}$	0,005	0,02	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,011
$Cu$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$Cd$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$Zn$	Следы	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,01	0,05
$Pb$	»	0,03	0,04	0,04	0,10	0,09	0,03	0,18	0,01	0,05
Сумма	99,903	100,54	100,15	100,35	100,45	100,00	99,83	100,12	99,91	100,28

Примечание. 1—бесцветный, из бассейна р. Оленека; 2—8—розовый, соответственно I—VII классов окраски, из бассейна р. Угама (Южный Казахстан); 9—желтый, из бассейна р. Угама (Южный Казахстан); 10—зеленоватой окраски, из бассейна р. Угама (Южный Казахстан).

Растворимость минерала в дистиллированной воде очень мала: при температуре  $25^\circ C$  и атмосферном давлении в чистой воде (без свободного  $CO_2$ ) она составляет всего 13 мг/л. В воде, содержащей растворенный углекислый газ, растворимость кальцита резко увеличивается вследствие образования легкорастворимого бикарбоната кальция  $Ca[НСО_3]_2$ . При  $p_{CO_2}$ , равном 1 ат, растворимость бикарбо-

## Химический состав исландского шпата (вес. %) из месторождений, связанных с траппами

Состав	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	0,41	0,42	0,02	0,01	0,18	Не опр.
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	»
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,09	0,037	0,018	0,10	»
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,11	0,003	0,002	0,08	»
FeO	0,02	0,03	Не опр.	Не опр.	—	»
MnO	0,03	0,05	0,03	0,03	0,01	»
MgO	0,04	0,05	0,11	0,24	0,42	0,97
CaO	55,72	55,53	56,02	55,46	55,37	56,90
BaO	—	—	—	—	Не опр.	Не опр.
CuO	—	—	—	—	»	»
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	Следы	»
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	»	»
Собщ	—	—	—	—	»	»
CO <sub>2</sub>	43,62	43,77	43,89	43,61	43,80	42,30
Сумма	99,66	99,75	100,19	99,42	100,53	100,61

Примечание. 11—бесцветный, из месторождения, связанного с базальтами (Восточная Сибирь); 12—интенсивной желтой окраски, из месторождения, связанного с базальтами (Восточная Сибирь); 13, 14—бледно-желтой окраски, из месторождения, связанного с базальтами (Восточная Сибирь); 15—бесцветный, из месторождения, связанного с интрузивными траппами (Восточная Сибирь), по Н. И. Андрусенко [4]; 16—бесцветный, из месторождения, связанного с туфогенными породами (Восточная Сибирь), по Н. И. Андрусенко [4].

ната в пересчете на растворимость CaCO<sub>3</sub> при температуре 20° С достигает 1100 мг/л, а при p<sub>CO<sub>2</sub></sub>, равном 56 ат, составляет 3930 мг/л.

Зависимость растворимости Ca[НСО<sub>3</sub>]<sub>2</sub> от температуры обратная: с повышением температуры (при одном и том же давлении СО<sub>2</sub>) растворимость уменьшается.

При прокаливании кальцит диссоциирует по реакции CaCO<sub>3</sub> = CaO + СО<sub>2</sub>↑. При низком парциальном давлении СО<sub>2</sub> диссоциация происходит при температуре 800° С, при давлении 1 ат температура диссоциации достигает 900° С. При более высокой температуре кальцит может сохраниться неразложенным лишь при соответствующих резко возрастающих значениях давления СО<sub>2</sub>: при 1000° С p<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 4 ат, при 1100° С p<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 12 ат, при 1200° С p<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 30 ат и т. д.

Плавление кальцита при давлении 1019 ат начинается при 740° С [149]. При этом небольшое количество кальцита диссоциирует, освобождается СО<sub>2</sub> в виде газовой фазы. За счет СаО, СаСО<sub>3</sub> и газа возникает жидкость. В условиях низкой температуры образуется лишь немного жидкой фазы, количество которой возрастает по мере увеличения температуры.

Теплота образования кальцита из СаО и СО<sub>2</sub>, по Р. Роту [142], равна 42,78 ккал/моль.

## Спектральное светопропускание кристаллов

Спектральное светопропускание кристаллов исландского шпата имеет большое значение для познания природы окраски, для установления дефектов кристаллической структуры кальцита и для определения качества кристаллов как оптического материала. Изучением спектрального светопропускания исландского шпата занимались А. И. Стеханов [96], Х. К. Сарсембаева [71] и др. Нами исследовались с этой целью кристаллы многих месторождений Сибирской платформы, связанных с базальтовыми лавовыми покровами (рис. 2, а), с интрузивными долеритами (рис. 2, б) и с туфогенными породами (рис. 2, в), а также из некоторых месторождений других районов Советского Союза, располагающихся в карбонатных осадочных породах (рис. 3). Результаты этих исследований выражены в виде графиков, на которых по оси абсцисс указана длина световой волны  $\lambda$ , а по оси ординат — отношение вышедшего из кристалла светового потока к вошедшему (в процентах). На основе указанных кривых установлено, что светопропускание кристаллов исландского шпата характеризуется рядом особенностей.

Прежде всего выделяется область кривой от 500 до 2600 нм, одинаковая по своему характеру для кристаллов всех типов месторождений. Форма этой части кривой обычно не подвержена изменениям. Она не изменяется при воздействии на кристаллы температуры (до 400° С) и ультрафиолетового света (см. ниже). Из этого можно сделать вывод, что в пределах длин волн от 500 до 2600 нм форма кривой светопропускания в основном определяется структурой самого кристалла —  $\text{CaCO}_3$  — и не связана с примесями, дефектами кристаллической структуры и др.

В пределах этой части спектра всегда наблюдается ряд узких полос поглощения света с длинами волн 1380, 1880, 2000, 2150, 2320, 2500 нм. Большинство этих полос поглощения и ряд более длинных обусловлены колебаниями кристаллической структуры [96].

В коротковолновой области спектра (от 200 до 500 нм) кривые поглощения света кристаллами исландского шпата характеризуются большим разнообразием. Характер кривых в этой области спектра существенно изменяется для кристаллов различных месторождений, разных генераций и отдельных зон роста кристаллов. На рис. 3, б показаны кривые пропускания бесцветных кристаллов исландского шпата месторождений № 1, 2, 3, из которых видно, что их светопропускание, особенно в ультрафиолетовой части спектра, резко различается. Так, кристаллы месторождения № 1 пропускают до 80% ультрафиолетового света, тогда как кристаллы месторождения № 2 пропускают значительно меньше ультрафиолетового света, а кристаллы месторождения № 3 начинают пропускать свет только с  $\lambda = 340$  нм.

На рисунке представлены кривые светопропускания трех образцов, вырезанных из различных зон роста одного кристалла: 14 — из

центра кристалла; 15 — из средней зоны; 16 — из периферической зоны. Как видно, светопропускание всех образцов в видимой области спектра почти одинаково, но в ультрафиолетовом свете наблюдаются

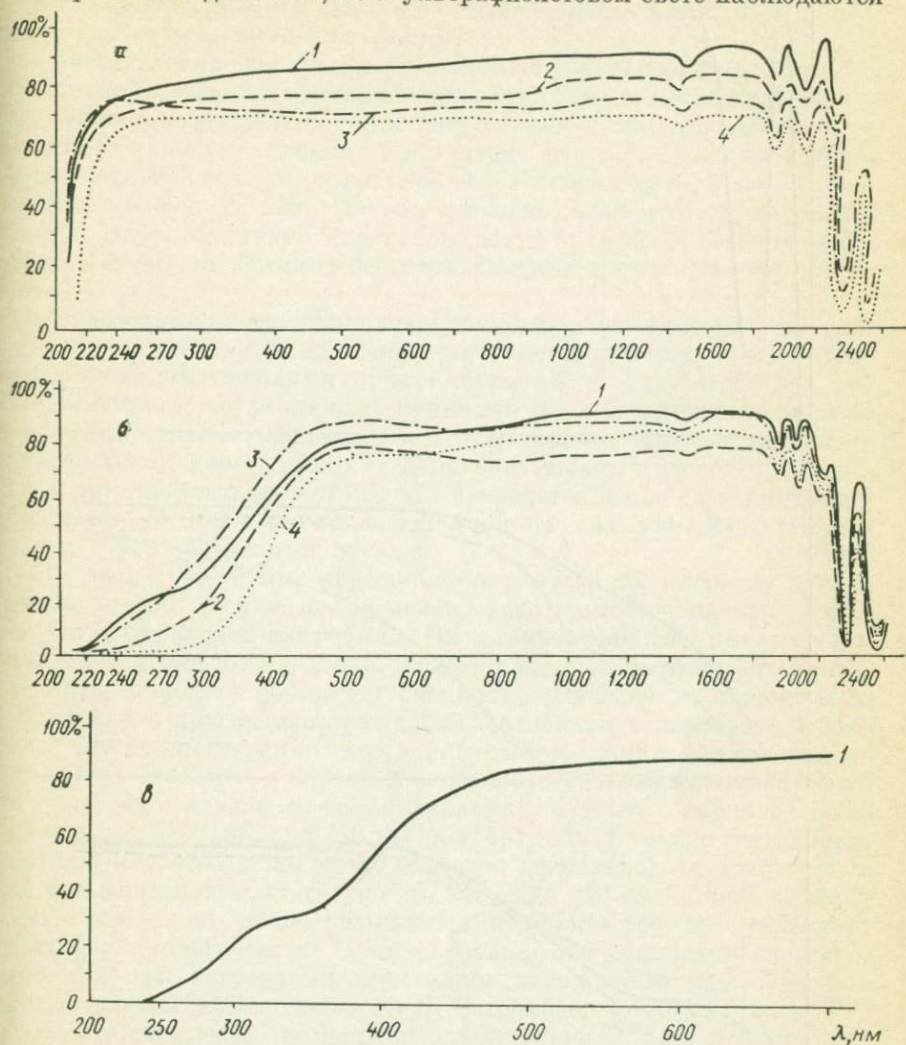


Рис. 2. Спектральное пропускание света кристаллами исландского шпата месторождений, располагающихся в лавовых покровах (а), в интрузивных долеритах (б) и в туфогенных породах (в).

1—4 — кривые светопропускания отдельных кристаллов.

существенные различия; пропускание образцов 16, 15, 14 соответственно: при  $\lambda = 220$  нм — 9, 14, 21%, при  $\lambda = 260$  нм — 26, 33, 41%, при  $\lambda = 340$  нм — 39, 43, 54%.

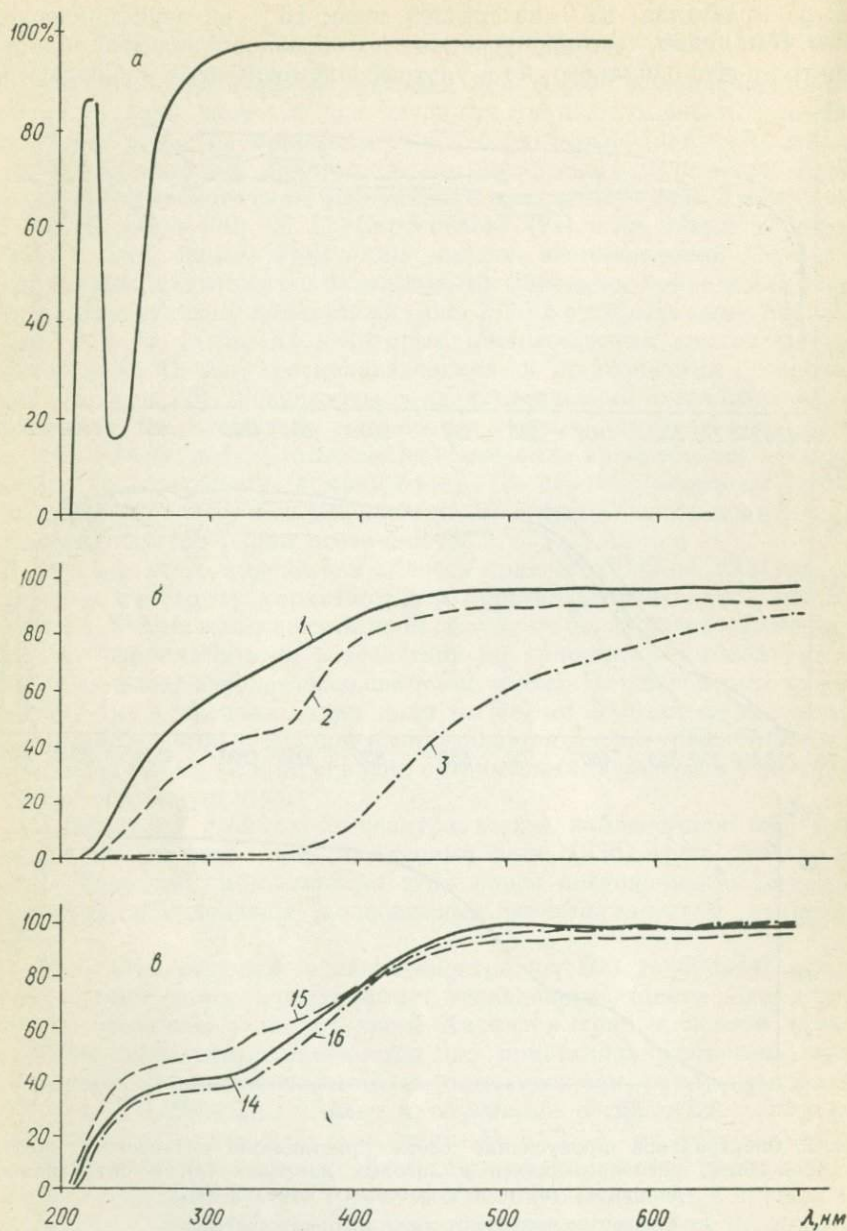


Рис. 3. Спектральное пропускание света.

*a* — кристалл исландского шпата из месторождения, расположенного в карбонатных осадочных породах; *b* — кристаллы из различных месторождений (1, 2, 3 — номера месторождений); *в* — образцы, вырезанные из различных частей кристалла.

Особый интерес представляет кривая спектрального светопропускания, характеризующая кристаллы розового цвета Богучалпекского месторождения, связанного с карбонатными осадочными породами (см. рис. 3, а). Обращает на себя внимание узкий пик пропускания света в области  $\lambda \approx 222$  нм.

Сопоставление спектрального светопропускания этих кристаллов с данными химического анализа (см. стр. 23) указывает на то, что появление такой узкой полосы пропускания в спектре может быть объяснено примесью свинца: поглощение света  $\lambda \leq 220$  нм обусловлено кристаллической структурой исландского шпата, а полоса поглощения в области 225—260 нм, очевидно, зависит от присутствия свинца. Вероятно, такие кристаллы могут быть использованы в качестве монохроматического фильтра, выделяющего из спектра узкую область.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод о том, что в области спектра 220—600 нм изменение светопропускания обусловлено локальными нарушениями кристаллической структуры  $\text{CaCO}_3$ , наличием в кристалле различных примесей. Это в свою очередь зависит от геохимических особенностей месторождений и физико-химических условий роста кристаллов. Установлено также, что светопропускание кристаллов исландского шпата изменяется после их термической обработки, а также после воздействия на них ультрафиолетовым светом и рентгеновскими лучами.

На рис. 4 приведены кривые светопропускания негретых и прогретых до  $300^\circ\text{C}$  кристаллов исландского шпата различных месторождений Сибирской платформы. Из рассмотрения этих кривых устанавливается, что только у обр. 5 (месторождение располагается в туфогенных породах) светопропускание практически не изменилось, у кристаллов других месторождений (связанных с лавовыми покровами) после нагревания светопропускание заметно увеличилось в пределах  $\lambda = 210 \div 600$  нм и особенно в ультрафиолетовой части спектра. Если начало светопропускания у негретых образцов было 240 (обр. 2), 315 (обр. 3) и 240 нм (обр. 4) (у обр. 1 начало светопропускания у негретых и нагретых образцов одинаково), то у прогретых оно повысилось соответственно до 215, 220, 210 нм. У всех этих образцов примерно вдвое повысилось и количество пропускаемого ультрафиолетового света. Примерно такие же изменения светопропускания при нагревании кристаллов исландского шпата других месторождений установлены Х. К. Сарсембаевой [71, 72].

Для определения изменений спектрального пропускания под воздействием ультрафиолетового облучения были исследованы кристаллы (спайные ромбоэдры) трех месторождений. Каждый кристалл раскалывали на четыре одинаковые части толщиной 10 мм. Одна часть кристалла не подвергалась ультрафиолетовому облучению, а три других освещались в течение 60 ч ртутно-кварцевой лампой ПРК-4, находящейся на расстоянии 20 см от образцов. С целью определения части спектра излучения лампы, наиболее эффективно воздействующей на кристаллы, один из трех образцов освещался

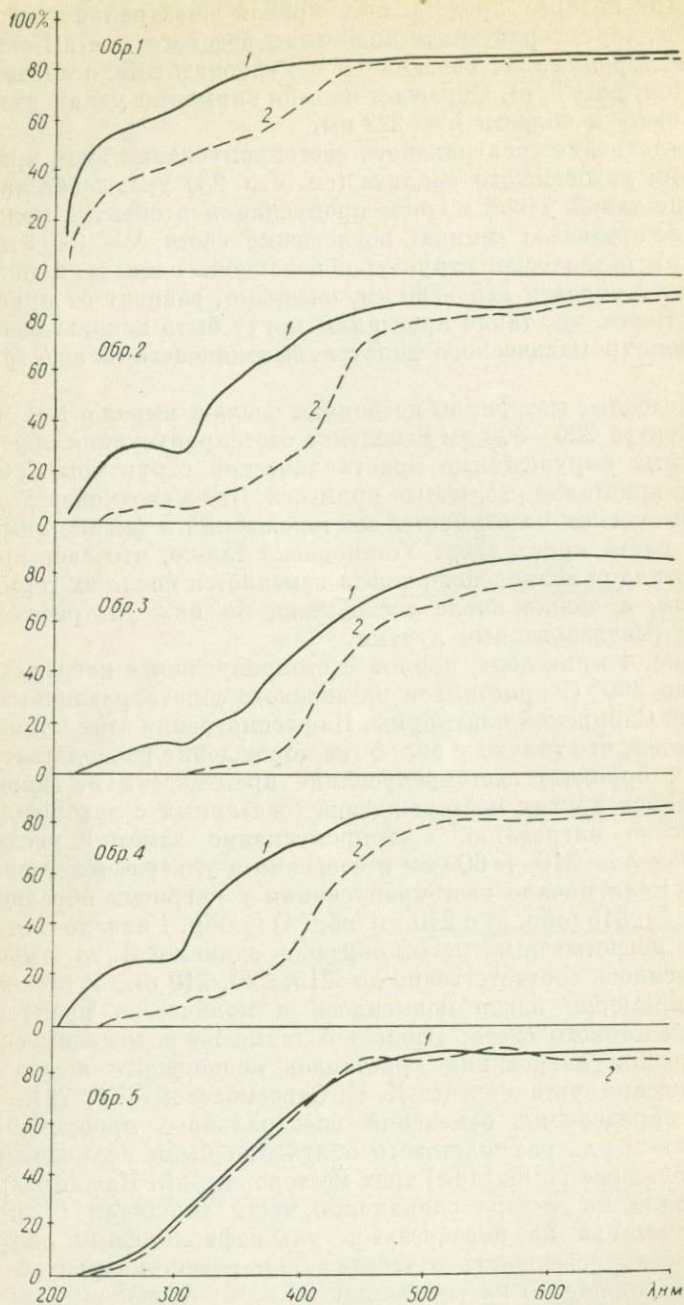


Рис. 4. Светопропускание прогретых (1) и негретых (2) образцов исландского шпата.

через фильтр БС-4, пропускающий излучение лампы с  $\lambda > 290$  нм, второй — через фильтр БС-12 с  $\lambda > 250$  нм, а третий образец освещался лампой через фильтр БС-11, пропускающий все излучение лампы. Далее было определено спектральное пропускание необлученного и в различной степени облученных образцов (рис. 5).

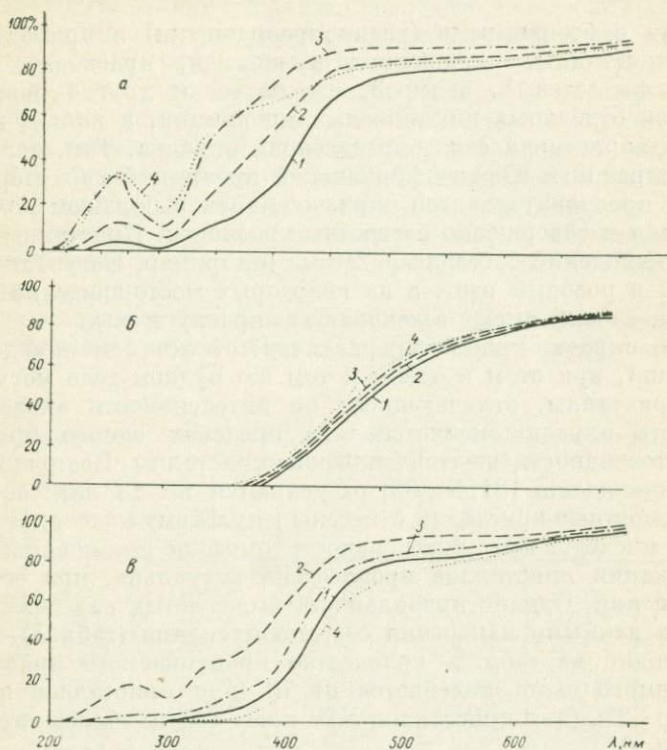


Рис. 5. Кривые светопропускания кристаллов до и после облучения их ультрафиолетовыми лучами.

Месторождения: а — № 11, б — № 12, в — № 13.

1 — до облучения; 2 — после облучения,  $\lambda > 290$  нм; 3 — после облучения,  $\lambda > 250$  нм; 4 — после облучения с фильтром, пропускающим все излучения лампы.

Из приведенных кривых видно, что у кристаллов месторождения № 12 (рис. 5) светопропускание практически не изменилось, пропускание кристаллов месторождения № 11 возросло для  $\lambda = 260$  нм от 3 до 35%, для  $\lambda = 340$  нм — от 12 до 53%, кристаллы месторождения № 13, совершенно не пропускавшие излучения  $\lambda < 350$  нм, стали пропускать начиная с 220 нм, а количество света для  $\lambda = 400$  нм возросло с 8 до 48%. Исследования показали также, что наибольшие изменения светопропускания кристаллов происходят при действии коротковолновых ультрафиолетовых лучей.

По данным Х. К. Сарсембаевой [71], под действием рентгеновских лучей светопропускание розовых кристаллов от  $\lambda = 630$  нм и более коротких волн заметно уменьшается.

### Окраска исландского шпата

Наряду с бесцветными (водянопрозрачными) в природе встречаются кристаллы, окрашенные в желтый, красновато-желтый, розовый, фиолетовый, зеленый, синеватый и другие цвета. Для кристаллов отдельных шпатоносных провинций, а иногда и месторождений характерна своя определенная окраска. Так, исландский шпат Сибирской и Южно-Африканской провинций характеризуется желтой и красновато-желтой окраской, хотя в большом количестве встречаются и совершенно бесцветные разновидности. Кристаллы некоторых месторождений бассейна р. Угама (например, Богучалпекского) окрашены в розовый цвет, а на некоторых месторождениях Северного Кавказа они имеют зеленоватую окраску и т. д.

Степень окраски кристаллов различна: от едва заметной до весьма интенсивной, при этом в одном и том же рудном теле могут находиться кристаллы, отличающиеся по интенсивности окраски; интенсивность окраски меняется и в пределах одного кристалла.

По интенсивности желтой окраски кристаллы Восточно-Сибирских месторождений [81, 84, 85] разделяются на 15 классов. Совершенно бесцветные кристаллы отнесены к нулевому классу; от первого класса к последующим интенсивность окраски повышается. Такая классификация кристаллов произведена визуально, при естественном освещении. Однако правильность выделенных классов подтверждается и данными измерения светопропускания (табл. 5).

Как видно из табл. 5, количество пропускаемого кристаллами обыкновенного света колеблется от 70 (для кристаллов нулевого класса) до 32% (для кристаллов XIV класса — наиболее интенсивно окрашенных).

ТАБЛИЦА 5

Классы желтой окраски кристаллов исландского шпата

Класс, определенный визуально	Толщина кристаллов, мм	Пропускание обыкновенного света, %	Класс, определенный визуально	Толщина кристаллов, мм	Пропускание обыкновенного света, %
0	10,4	70	VIII	11,4	55
I	12,3	65	IX	11,0	55
II	8,8	61	X	5,8	49
III	13,6	64,5	XI	6,3	47
IV	9,9	61	XII	16,1	45
V	8,8	57	XIII	15,2	40
VI	8,7	57	XIV	13,2	32
VII	12,2	60			

Установлено также, что окраска кристаллов Восточно-Сибирских месторождений отличается не только по интенсивности, но и по характеру. Кристаллы, имеющие одинаковую интенсивность, т. е. относящиеся к одному классу, отличаются по цвету: одни из них имеют желтый цвет, а другие — желтый с красноватым оттенком и т. д. Однако это отличие удастся проследить только до VIII класса включительно, более интенсивно окрашенные кристаллы визуально разделить по характеру окраски не удастся.

Для выявления зависимости между степенью и характером окраски кристаллов, с одной стороны, и особенностями и количеством химических примесей, с другой — образцы исландского шпата были подвергнуты спектральному (табл. 6) и химическому (табл. 7) анализам. Как видно из таблиц, результаты химического и спектрального анализов совпадают и свидетельствуют об отсутствии зависимости степени и характера окраски кристаллов от содержания химических примесей.

Битувинологическими исследованиями в желтом исландском шпате были обнаружены битумы [85]. При этом установлена

ТАБЛИЦА 6

Содержание химических примесей в кристаллах исландского шпата по данным спектрального анализа, вес. %

Классы окраски	Si	Al	Mg	Fe	Mn	Cu
0	0,02	0,001	0,001	0,008	0,08	—
I	0,02	0,002	0,001	0,002	0,001	—
II	0,02	0,001	0,001	0,015	0,003	—
IIк	0,03	0,002	0,002	0,008	0,004	Следы
III	0,03	0,003	0,001	0,002	0,005	—
IIIк	0,03	0,003	0,002	0,008	0,4	Следы
IV	0,03	0,002	0,003	0,015	0,08	»
IVк	0,03	0,002	0,003	0,004	0,04	»
V	0,02	0,003	0,001	0,002	0,01	»
Vк	0,02	0,003	0,002	0,002	0,08	»
VI	0,02	0,03	0,001	Следы	0,015	»
VIк	0,05	0,003	0,001	0,002	0,015	»
VII	0,08	0,003	0,001	0,002	0,01	»
VIIк	0,03	0,003	0,001	0,002	0,01	»
VIII	0,02	0,002	0,001	0,002	0,003	—
VIIIк	0,02	0,002	0,001	0,002	0,01	Следы
IX	0,03	0,001	0,001	0,002	0,005	—
X	0,02	0,001	0,001	0,002	0,01	—
XI	0,02	0,001	0,001	0,002	0,04	Следы
XII	0,03	0,002	0,001	0,002	0,04	»
XIII	0,03	0,002	0,002	0,002	0,015	0,001—0,003
XIV	0,03	0,003	0,003	0,004	0,015	0,001—0,003

Примечание. Других элементов, кроме кальция и указанных в таблице, в пробах не установлено. Римской цифрой с буквой «к» обозначены классы желтой окраски с красноватым оттенком.



Содержание примесей  $Fe_2O_3$  и  $MnO$  в исландском шпате по данным химического анализа, вес. %

Классы окраски	$Fe_2O_3$	$MnO$	Примечание
Район Нижней Тунгуски			
0	0,0010	0,018	SiO и $TiO_2$ на 30 г вещества не обнаружены. Содержание FeO ввиду незначительного количества общего железа не определялось
I	0,0004	0,007	
II	0,0003	0,003	
IIIк	0,0009	0,010	
III	0,0009	0,004	
IIIк	0,0017	0,010	
IV	0,0013	0,018	
IVк	0,009	0,010	
V	0,0002	0,002	
Vк	0,0010	0,009	
VI	0,0005	0,003	
VIк	0,0013	0,011	
VII	0,0005	0,004	
VIII	0,0005	0,003	
IX	0,0008	0,004	
X	0,0008	0,004	
XI	0,0044	0,016	
XII	0,0031	0,021	
XIII	0,0090	0,027	
Район Подкаменной Тунгуски			
0	0,0005	0,057	Исландский шпат из района Подкаменной Тунгуски имеет окраску не выше VIII класса
I	0,0004	0,050	
II	0,0005	0,057	
III	0,0004	0,050	
IV	0,0003	0,043	
V	0,0003	0,040	
VI	0,0004	0,036	
VII	0,0003	0,036	
VIII	0,0003	0,040	

зависимость степени и характера окраски от состава и содержания органических веществ, что видно из табл. 8: в желтом (с красноватым оттенком) исландском шпате содержится органического вещества почти в два раза, а в коричневом — в 28 раз больше по сравнению с бесцветным и слабо окрашенным исландским шпатом.

Для масляных компонентов хлороформного экстракта были получены спектры поглощения в инфракрасной области. При этом установлено\*, что масла этих трех битумов богаты кислородными соединениями. Ярко выражено присутствие группы  $CN$  и  $C=O$ . В пробах исландского шпата группа  $C=O$  представлена двумя ти-

\* По причине малого количества вещества эти данные являются ориентировочными.

## Результаты битуминологического анализа кристаллов исландского шпата, %

Номер пробы	Характеристика	Нерастворимый в HCl остаток	Общее содержание органического вещества		Групповой состав органического вещества				Содержание масляных компонентов	
			в нерастворимом остатке	в исходной пробе	Битум А (растворимый в хлороформе)	Битум С (растворимый в спиртобензоле)	Гуминовые кислоты	Остаток органического вещества	в хлороформном экстракте	в органическом веществе
1	Бесцветный и слабоокрашенный в желтый цвет исландский шпат (не выше III класса) . .	0,008	30,70	0,0024	24,4	32,6	34,9	8,1	15,2	3,71
2	Желтый (с красноватым оттенком) исландский шпат (от III до VIII класса) . . . . .	0,007	49,78	0,0041	31,6	38,6	10,8	19,0	13,0	4,11
3	Коричневатый кальцит . . . . .	0,0078	87,86	0,0685	1,4	77,6	21,0	0,0	45,7	0,64

пами структур с разными их соотношениями. В маслах более интенсивно окрашенной разности (проба 2) второй тип («тип второго окисления») относительно первого представлен более интенсивно. В маслах коричневого кальцита (проба 3) группа C=O представлена, по-видимому, преимущественно одним типом структур (первым типом — «алифатических эфиров»). В маслах всех проб вполне определенно выявляются ароматические структуры, также присутствуют цепные структуры — цепи  $(CH)_n$ ,  $n > 4$ .

По заключению В. А. Успенского \*, сильное обогащение масляных компонентов хлороформного экстракта кислородными соединениями имеет место в породах, содержащих битуминозные вещества (битумы) и не претерпевших существенной метаморфизации. Преимущественно кислый характер битуминозных компонентов в органическом веществе этих минералов устанавливается по данным группового анализа органического вещества.

\* Анализы были выполнены под руководством В. А. Успенского.

Для пробы 3 (коричневатый кальцит) было проведено определение элементарного состава органического вещества, оставшегося после удаления извлекаемых хлороформом битуминозных компонентов. Данные этого анализа следующие (%): С = 65,43; Н = 4,63; О + N + S = 29,94.

По нашей просьбе Т. Э. Барановой выполнен люминесцентно-битуминологический анализ трех образцов исландского шпата: бесцветного, желтого (VIII класс) и интенсивно красновато-желтого (XIV класс). Установлено, что в первом и во втором битум А\* отсутствует, а в третьем битум А содержится в количестве 0,001%. Наличие же битума С установлено во всех трех образцах.

Кристаллы желтого цвета (до VIII класса включительно) при прогревании их до 200—400°С обесцвечиваются и окраска не восстанавливается даже при облучении их рентгеновскими лучами в течение 12 ч. Кристаллы, окрашенные в тот же цвет, но с красноватым оттенком, а также большая часть кристаллов более интенсивной окраски (до XIV класса включительно) при прогревании их до 200°С приобретают буроватый оттенок, а до 300°С — становятся бурыми. При дальнейшем повышении температуры кристаллы постепенно становятся более темными и при 600—700°С приобретают совершенно черную окраску.

Установлено [85], что в исландском шпате, первоначально имевшем красновато-желтую окраску, а затем, после прокаливания, — черную, содержится 0,0034% водорода и 0,028% углерода. Наличие этих двух элементов в исландском шпате может быть объяснено только содержанием в нем органических соединений, которые в результате обжига разложились и восстановились до углерода и водорода. Распределение окраски внутри кристалла также меняется: в ненагретых кристаллах она может быть распределена равномерно, при повышении температуры окраска концентрируется по определенным плоскостям, расположенным параллельно зонам роста кристалла, пространство между темными полосами становится бесцветным (рис. 6).

По выяснению природы окраски, по искусственному обесцвечиванию и окрашиванию природных кристаллов и минералов как в зарубежной [65 и др.], так и в отечественной [97 и др.] литературе к настоящему времени имеется большое количество материалов. Установлено, что окраска галита, сильвина, флюорита, сподумена, дымчатого кварца и некоторых других минералов неустойчива. Она может исчезать при нагревании и восстанавливаться при облучении жесткими лучами. Большинство из перечисленных минералов люминесцирует при нагревании и под действием ультрафиолетовых лучей.

Считают, что такие неустойчивые окраски минералов обусловлены дефектами в кристаллической структуре минералов. В данном случае

\* К битуму А относятся органические вещества, растворимые в хлороформе, битум С нерастворим в хлороформе (по классификации В. Н. Флоровской).

имеются в виду микродефекты, такие как: 1) пустой узел, возникший в результате удаления из идеальной структуры атома или иона; 2) атом или ион, находящийся в междоузлии; 3) ион с аномальным зарядом в узле решетки; 4) чужеродный атом или ион в узле решетки; 5) чужеродный атом или ион в междоузлии.

Учение о дефектных окрасках минералов основывается на зонной теории строения кристаллов, краткое содержание которой читатель может найти в указанных выше работах К. Пшибрама [65] и С. М. Стишова [97].

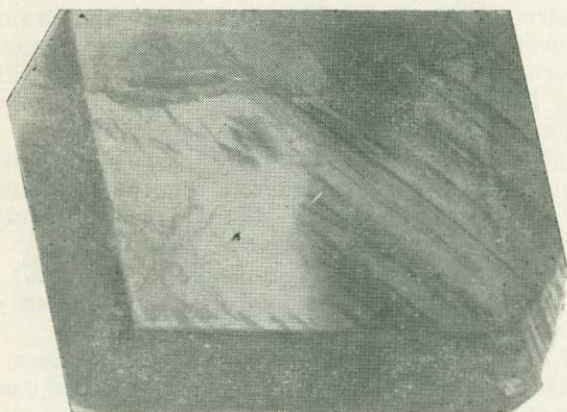


Рис. 6. Зональное расположение окрашенных центров в кристалле после его нагревания до 200° С.

Нашими исследованиями установлено, что желтая окраска кристаллов исландского шпата связана с наличием в них битума С, а желтая с красноватым оттенком — с присутствием битума А [66, 84, 85]. Выяснением природы желтой окраски кальцита занимались многие исследователи. К. Пшибрам [139] утверждает, что желтые кристаллы исландского шпата из Джоуплина (США) имеют все признаки окраски, возникшей в результате облучения. Доказательством является то, что обесцвеченные нагреванием желтые кристаллы и облученные после этого лучами радия вновь приобретают желтый цвет. Природный бесцветный исландский шпат в результате облучения лучами радия также становится желтым; предполагают [44, 45], что желтая окраска кристаллов исландского шпата связана с наличием коллоидных гидроокислов железа. Однако наличие коллоидных гидроокислов железа в кристаллах авторами не доказано. М. И. Самойлович и В. Г. Лушников [69] считают, что желтая окраска синтетического кальцита зависит от содержания ионов  $Mn^{2+}$ .

Исландский шпат из месторождений, приуроченных к карбонатным породам, как уже указывалось, в большинстве случаев бесцветный, но встречаются также кристаллы, окрашенные в розовый,

желтый и зеленоватый цвета. Изучению были подвергнуты кристаллы из месторождений бассейна р. Угама. В отличие от месторождений Сибирской платформы, где почти во всех рудных телах встречаются кристаллы, в той или иной степени окрашенные в желтые тона, на Угамских месторождениях в большинстве шпатоносных залежей кристаллы бесцветны. Только в отдельных рудных телах Богучалпекского и Калмакчупского месторождений абсолютное большинство кристаллов окрашено в розовый цвет различной интенсивности. Бесцветные разности здесь встречаются исключительно редко.

По интенсивности окраски розовые кристаллы были разделены на восемь классов — от 0 до VII. При этом кристаллы нулевого класса совершенно бесцветны, интенсивность окраски увеличивается с возрастанием класса окраски, кристаллы VII класса имеют густо-розовый цвет. Иногда встречаются кристаллы, в которых окраска распределяется зонально, параллельно граням роста кристалла. При этом в отдельных (единичных) кристаллах наблюдается чередование зон, окрашенных в розовый цвет, с зонами, имеющими желтую окраску, в некоторых кристаллах обнаруживаются зоны, окрашенные в черный цвет, и тогда они непрозрачны.

Спектральным (табл. 9) и химическим (табл. 10) анализами в исландском шпате из Богучалпекского месторождения установлено наличие примесей.

Из табл. 9 и 10 видно, что степень окраски розовых кристаллов находится в явной зависимости от содержания в них свинца; с увеличением степени окрашенности кристаллов в них увеличивается содержание этого элемента. В густоокрашенных кристаллах (VII класс) свинца содержится в 18 раз больше по сравнению с бесцветными. Это дает основание считать, что розовая окраска кристаллов обусловлена внутренними дефектами кристаллической решетки, вызванными примесями свинца. Отметим, что при постепенном нагревании до 200° С розовые кристаллы обесцвечиваются, но при охлаждении до 20° С после облучения обычным светом в течение 48 ч окраска кристаллов снова восстанавливается. Следовательно, при нагревании в кристаллах происходит временное исправление кристаллической структуры и кристаллы становятся бесцветными [37]. При остывании же и облучении обычным светом в структуре кальцита снова появляются дефекты и кристаллы снова окрашиваются в розовый цвет той же интенсивности.

Природные кристаллы исландского шпата при обычной температуре (10—30° С) обладают различной степенью люминесценции [5, 6]. Нами изучено большое количество кристаллов из различных месторождений с помощью люминесцентной установки, пропускающей световые лучи с длиной волны 380 нм и короче [81, 84].

Установлено, что бесцветные и розовые кристаллы из месторождений, связанных с карбонатными породами, практически не люминесцируют. Кристаллы из месторождений, связанных с основными изверженными породами, характеризуются различной степенью люминесценции: большая часть бесцветных кристаллов совершенно не

## Содержание химических примесей в исландском шпате по данным спектрального анализа, вес. %

Классы окраски	Si	Al	Mg	Fe	Mn	Cu	Pb	Zn	Sr
0 . . . . .	~ 0,1	0,01—0,1	1—3	~ 0,01	0,003—0,01	≪ 0,001	0,01—0,03	—	—
Розовый, I . . . . .	~ 0,1	0,01—0,1	1—3	Следы	—	≪ 0,001	0,05—0,1	0,05—0,1	~ 0,1
» , III . . . . .	0,01—0,1	0,01—0,1	1	—	—	≪ 0,001	0,1—0,3	—	0,01—0,03
» , IV . . . . .	0,01—0,1	—	1—3	~ 0,001	—	~ 0,001	~ 0,03	~ 0,3	0,1—0,3
» , V . . . . .	0,01—0,1	—	1—3	~ 0,001	~ 0,001	~ 0,001	0,1—0,3	~ 0,3	~ 0,1
Зеленоватый . . . . .	~ 0,1	0,1—0,3	1—2	0,01—0,03	0,1—0,3	≪ 0,001	0,1—0,03	—	~ 0,1
» . . . . .	0,01—0,1	—	1—3	~ 0,001	~ 0,1	—	~ 0,05	~ 0,1	—
Желтый . . . . .	0,01—0,1	—	1—3	0,1—0,1	~ 0,05	≪ 0,001	~ 0,01	—	—

ТАБЛИЦА 10

## Состав кристаллов исландского шпата по данным химического анализа, %

Оксиды и элементы	Бесцветный	Розовый							Желтый
		I	II	III	IV	V	VI	VII	
CaO . . . . .	55,69	55,92	55,68	55,80	55,80	55,60	55,60	55,68	55,53
SiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,08	0,57	0,55	0,69	0,85	0,53	0,52	0,42	0,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,22	0,04	0,05	0,07	0,05	0,03	0,08	0,04	0,06
FeO . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . . . . .	0,22	0,18	0,18	0,12	0,14	0,14	0,16	0,20	0,23
MnO . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04
П. п. п. . . . .	43,94	43,74	43,56	43,56	43,44	43,58	43,38	43,54	43,50
S <sub>общ</sub> . . . . .	0,007	0,02	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01
Cu . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cd . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn . . . . .	Следы	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,01
Pb . . . . .	0,01	0,03	0,04	0,04	0,10	0,09	0,03	0,18	0,01
Сумма . . . . .	100,237	100,54	100,14	100,35	100,45	100,00	99,83	100,12	99,87

люминесцирует, однако встречаются бесцветные при обычном свете кристаллы, которые люминесцируют бледным желтоватым светом. При этом люминесцирующие участки в большинстве случаев приурочены к определенным зонам и пирамидам роста кристаллов, хотя иногда располагаются в форме своеобразных «облачков», не связанных с зонами роста.

Кристаллы, имеющие желтую окраску, или не люминесцируют, или люминесцируют в незначительной степени, т. е. при ультрафиолетовом облучении ведут себя так же, как и бесцветные кристаллы. Кристаллы, имеющие красновато-желтый цвет любой интенсивности, всегда люминесцируют бледным желтым светом, причем распределение люминесцирующих участков внутри кристаллов, как правило, зональное. Таким образом, наблюдается определенная связь характера окраски кристаллов с их люминесценцией. Это позволяет считать, что люминесценция кристаллов, так же как и их красновато-желтая окраска, обусловлена наличием в них примесей битумов А.

Термолюминесценция у желтых кристаллов из Джоуплина была установлена В. Хидденом [126, 127]. Первый максимум он наблюдал в температурном интервале  $60-180^\circ\text{C}$ , а второй — при  $300^\circ\text{C}$ . По данным этого автора, в бесцветном исландском шпате светло-желтая термолюминесценция с отчетливо выраженным максимумом яркости при повышении температуры появляется лишь после облучения лучами радия.

### Механические свойства

Кристаллы исландского шпата характеризуются совершенной спайностью по  $\{10\bar{1}1\}$ , наблюдается также отдельность вдоль механических двойников по  $\{01\bar{1}2\}$  и иногда по  $\{0001\}$ ; хрупкие; плотность исландского шпата  $2,7102 \pm 0,0002$  при  $20^\circ\text{C}$ ; блеск стеклянный. Твердость его по шкале Мооса равна 3, но изменяется на различных плоскостях и направлениях: на плоскости пинакоида  $\{0001\}$  — 2,4, а на плоскостях, параллельных оси  $L_3$ , — до 3,5. Твердость, по Винкерсу, на плоскости  $\{0001\}$  равна 105, на поверхности, параллельной оси  $L_3$ , — 145, а на плоскостях спайности — 136 [29]. Следовательно, коэффициент анизотропии  $K_n \frac{\{11\bar{2}0\}}{\{0001\}} = 1,38$ . По А. С. Поваренных [64], твердость микровдавливания составляет  $105-172$  кгс/мм<sup>2</sup>.

Представляют интерес результаты исследования микротвердости кальцита и ее зависимости от направления царапанья [10, 34]. Микротвердость определена на гранях ромбоэдра  $\{10\bar{1}1\}$  (табл. 11), на плоскостях механического двойникования  $\{01\bar{1}2\}$  (табл. 12), на гранях призмы  $\{11\bar{2}0\}$  (табл. 13) и на гранях пинакоида  $\{0001\}$ . На основании данных, приведенных в таблицах, построены решетки микротвердости (рис. 7).

ТАБЛИЦА 11

Результаты измерения микротвердости  
на гранях ромбоэдра {1011} (по Ю. С. Боярской)

Направление царапания	Движения наконечника к центру			Движения наконечника от центра		
	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>
0—[0111]	8,0	78	3,7	8,8	64	1,5
15°	8,4	71	3,0	8,9	62	2,0
30	8,7	65	2,5	9,1	60	3,5
45	8,6	63	1,7	8,8	64	3,7
60	8,0	79	7,8	8,6	66	4,6
75	8,3	72	4,5	8,4	71	3,6
90	7,8	84	7,0	8,4	71	1,5
105	7,6	86	6,0	7,5	89	3,5
120	7,1	100	7,8	7,5	89	4,0
135	6,9	104	7,0	7,1	98	6,0
150	7,5	88	3,5	7,5	89	3,5
165	8,1	76	5,0	8,2	74	6,0
180	8,1	76	5,5	8,2	74	6,0
195	7,7	85	5,0	8,2	74	4,0
210	7,9	81	7,0	8,2	74	2,5
225	8,0	78	6,0	8,0	78	6,0
240	8,3	72	2,0	8,1	76	2,5
255	8,0	78	3,5	8,3	73	4,5
270	8,2	75	2,0	8,2	74	5,5
285	7,3	93	5,3	8,2	74	4,0
300	7,1	98	3,0	8,0	79	4,5
315	7,3	93	5,0	7,4	89	2,5
330	7,3	93	3,0	7,5	88	3,5
345	7,6	86	2,5	8,0	78	4,5

ТАБЛИЦА 12

Результаты измерения микротвердости на плоскостях  
механического двойникования {0112} (по Ю. С. Боярской)

Направление царапания	Движение наконечника от центра			Движение наконечника к центру		
	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>
0—[0111]	8,5	68	1,7	9,0	62	3,0
15°	8,7	66	3,5	8,0	78	3,4
30	8,0	78	2,0	7,2	96	4,0
45	8,0	78	2,5	7,4	89	5,5
60	7,9	81	2,7	7,5	88	5,5
75	8,2	75	3,5	8,0	77	3,0
90	9,4	57	2,0	7,8	82	3,0
105	8,9	63	6,0	7,4	93	3,0
120	8,6	67	4,5	6,9	104	3,0
135	8,3	72	3,0	7,1	98	3,0
150	8,4	71	4,5	7,5	89	1,0

Направление царапанья	Движение наконечника от центра			Движение наконечника к центру		
	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>
165°	9,2	60	2,5	7,8	83	2,5
180	10,0	50	3,0	8,2	74	2,5
195	8,3	72	4,0	7,8	82	2,5
210	7,7	85	4,0	7,6	88	4,5
225	7,3	95	5,5	7,4	90	5,5
240	7,7	85	6,0	7,1	98	8,0
255	8,4	71	4,0	8,3	73	4,0
270	8,4	71	3,0	8,7	67	2,0
285	7,7	85	2,5	8,7	67	1,5
300	7,1	100	6,0	8,7	67	1,5
315	6,8	108	5,0	7,7	85	4,5
330	7,9	81	3,0	7,4	85	4,0
345	8,5	70	3,5	8,4	71	6,0

ТАБЛИЦА 13

Результаты измерения микротвердости на гранях призмы  $\{11\bar{2}0\}$  (по Ю. С. Боярской)

Направление царапанья	Движение наконечника от центра			Движение наконечника к центру		
	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$d$ , мкм	$H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$\Delta H$ , кгс/мм <sup>2</sup>
0°	7,4	91	4,0	7,1	98	4,5
15	7,7	85	4,0	7,1	98	3,0
30	7,4	91	5,0	7,5	89	5,0
45	8,2	75	3,5	7,8	83	4,0
60	7,6	88	3,0	8,1	77	4,0
75	8,0	78	6,5	8,1	77	4,0
90	7,6	88	2,5	7,6	88	3,5
105	7,0	101	5,0	6,9	104	5,0
120	6,5	118	11,0	5,9	146	5,5
135	6,7	111	4,3	6,2	136	8,0
150	6,8	107	3,5	6,8	107	7,5
165	6,7	111	9,0	7,1	98	4,0
180	6,9	104	3,5	7,1	98	6,5
195	7,2	95	5,0	6,9	104	6,0
210	7,3	93	4,0	7,0	101	3,0
225	8,3	72	2,5	7,8	83	3,5
240	8,2	75	4,0	7,9	83	4,5
255	8,0	78	2,0	7,7	85	3,5
270	7,8	83	4,5	7,0	101	4,5
285	7,1	100	8,5	6,6	113	6,0
300	6,7	110	7,0	5,9	145	8,5
315	6,7	110	6,0	6,0	139	9,0
330	7,3	93	4,0	6,2	130	8,0
345	7,2	95	6,0	6,7	111	5,0

Эти материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Пластическая деформация кальцита происходит только  $\bar{1}$  путем механического двойникования.

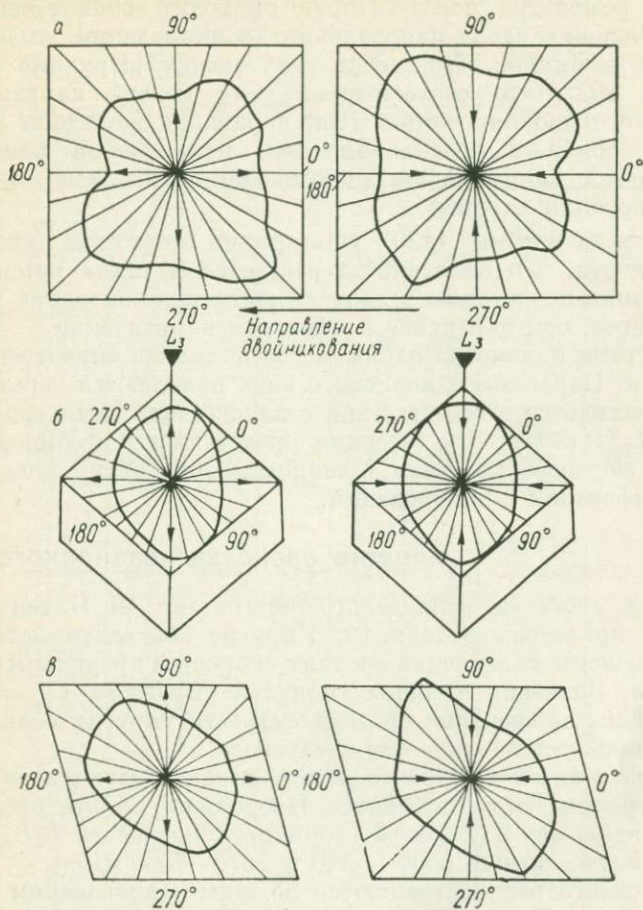


Рис. 7. Розетки микротвердости.

*a* — на грани  $\{01\bar{1}2\}$  кальцита при  $P = 5$  гс,  $v = 0,01$  см/сек;

*б* — на грани  $\{10\bar{1}1\}$  кальцита при  $P = 5$  гс,  $v = 0,08$  см/сек;

*в* — на грани  $\{1\bar{1}20\}$  кальцита при  $P = 5$  гс,  $v = 0,01$  см/сек.

Стрелки указывают направление царапания.

2. По плоскостям  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{01\bar{1}2\}$ ,  $\{0001\}$  установлена анизотропия микротвердости.

3. Вид царапин, проведенных по разным направлениям, резко различен. Например, при царапании грани спайного ромбоэдра вдоль короткой диагонали ромба в сторону угла, образованного ромбами, пересекающимися на тройной оси, царапина имеет елочко-

образный вид. При царапаньи же в противоположном направлении края царапины оказываются равными. Это явление объясняется тем, что при царапаньи вдоль короткой диагонали ромба по направлению к вершине ромбоэдра, через которую проходит тройная ось, возникают напряжения вдоль направления двойникования, вызывающие появление двойников. При этом угол между штрихами царапин составляет  $102^\circ$ , что соответствует углу между направлениями механического двойникования. При царапаньи же вдоль короткой диагонали ромба в противоположном направлении напряжения не совпадают с направлением двойникования, что и обуславливает ровные очертания царапин.

4. На грани призмы {1120} установлено отсутствие анизотропии микротвердости, что объясняется отсутствием таких направлений, при царапаньи по которым в одну сторону двойникование происходило бы легче, чем царапанье в обратном направлении.

5. На грани пинакоида наблюдается полярная анизотропия микротвердости. Царапины одинакового вида появляются через каждые  $120^\circ$ , что находится в соответствии с плоскостной симметрией грани {0001} —  $L_33P$  (3 m). Эти сведения представляют несомненный интерес для совершенствования технологии обработки кристаллов — резки, шлифования и полирования.

### Упругие свойства исландского шпата

Упругие свойства исландского шпата (по Ш. Б. Богдасарову и др. [9]) приведены в табл. 14. Упругие константы исландского шпата вычислены из значений средних скоростей продольных и сдвиговых волн. Значения основных модулей упругости  $C_{ik} = 10^{11} \text{ дН}$ ,  $\text{см}^2$  вычислены из значений средней скорости упругих волн.

Из таблицы устанавливается следующее.

Монокристаллы исландского шпата характеризуются значительной анизотропией упругих свойств. Продольные волны, распространяющиеся вдоль оси  $Z$  ( $L_3$ ) и  $X$  (нормаль к плоскости  $L_3L_2$ ), имеют скорости соответственно 5500—5540 и 7270—7500 м/сек.

Волны сдвига распространяются по этим направлениям со средними скоростями 3400 м/сек по оси  $Z$  и 3310 м/сек и 4180 м/сек по оси  $X$  (две скорости, определяемые ортогональными направлениями вектора смещения сдвиговой волны). Акустическая анизотропия для продольных волн в направлении осей  $Z$  и  $X$  составляет в среднем 34%. Скорость продольных волн, распространяющихся вдоль оси  $Y$  ( $L_2$ ), колеблется в пределах 7240—7360 м/сек. Скорость сдвиговой волны по оси  $Y$  имеет значение 2570—2620 м/сек в случае, когда вектор смещения направлен по оси  $Z$ , и 4610—4740 м/сек при направлении вектора смещения по оси  $X$ . Анизотропия скорости двух сдвиговых волн, распространяющихся вдоль оси  $Y$ , составляет в среднем 80%.

Показатель ползучести кальцита по Н. П. Юшкину [117], характеризующийся величиной сопротивления минерала пластиче-

## Упругие свойства кристаллов исландского шпата

Направление		Модули, 10 <sup>5</sup> кгс/см <sup>2</sup>			Коэффициент Пуассона $\sigma$	$\beta$ , Сжимаемость 10 <sup>6</sup> кгс/см <sup>2</sup>	Средняя скорость упругих волн, м/сек	Анизотропия для $v_S$ , %	Количество измеренных образцов $n$
распространения волн	смещения в волне (прибл.)	Юнга $E$	сдвига	объемного сжатия $K$					
{011}	{011}	7,6	3,2	4,1	0,19	2,4	5520	—	4
	{101}						3400		
{110}	{110}	5,3	1,86	12,24	0,428	0,82	7290	79,5	6
	{011}						2595		
	{101}						4670		
{101}	{101}	12,3	4,86	8,67	0,264	1,16	7385	26,3	2
	{110}						4180		
	{011}						3310		
{112}	{112}	9,62	3,89	6,16	0,239	1,62	6400	23,5	2
	{110}						3740		
	{110}						4620		
{110}	{110}	4,8	1,68	11,66	0,432	0,86	7100	20,2	2
	{110}						2460		
	{110}						2960		
{110}	{110}	5,4	1,9	11,37	0,421	0,88	7090	15,3	16
	{110}						2620		
	{110}						3020		
{101}	{101}	5,98	2,21	13,15	0,420	0,76	7610	—	3
	{101}						2825		

ской деформации  $a$  при скорости нарастания деформации с увеличением времени статического действия нагрузок  $b$ , по направлению {101}, составляет:  $a$  — 225 и  $b$  — 0,1465.

## Тепловые свойства

Тепловые свойства кристаллов обусловлены их анизотропией и выражаются в одновременном расширении и сжатии при нагревании. По данным К. М. Остина и других исследователей линейное термическое расширение кристалла исландского шпата из Монтаны при 50°С в направлении оптической оси составило  $+25,1 \cdot 10^{-6}$

на  $1^{\circ}\text{C}$ ; тогда как в перпендикулярном направлении оно равно  $4,9 \cdot 10^{-6}$  на  $1^{\circ}\text{C}$ . Объемное термическое расширение в интервалах температур от  $20$  до  $100^{\circ}\text{C}$  составляет  $13,14 \cdot 10^{-6}$  на  $1^{\circ}\text{C}$  [141]. Направления, в которых линейное расширение равно 0, располагаются вокруг тройной оси симметрии по конусу с полууглом  $64^{\circ},7$  (рис. 8) [54].

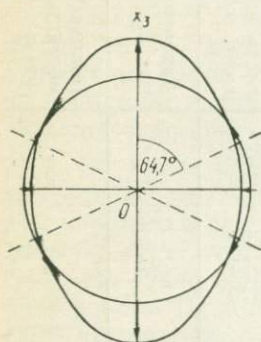


Рис. 8. Тепловое расширение одиночной сферы кристалла кальцита.

ТАБЛИЦА 15

Коэффициенты теплопроводности  
исландского шпата

$T, ^{\circ}\text{C}$	$K \parallel L_3, \text{ вт/см}$	$K \perp L_3, 10^{-3} \text{ град}$
0	40.9	34.8
8	40.2	33.0
30	41.8	35.2
100	29.0	27.2
200	25.5	23.7
300	22.9	21.6
400	21.3	20.6

Коэффициент теплопроводности минерала  $K$  в направлении, параллельном и перпендикулярном к тройной оси симметрии, приведен в табл. 15.

### Электрические свойства

Кальцит относится ко второй группе диэлектриков, обладающих одновременно электронной и ионной упругой поляризацией  $\epsilon$ . Диэлектрическая проницаемость кристалла не зависит от частоты, имеет небольшой температурный положительный коэффициент и в соответствии с состоянием связи, поляризуемости ионов, параметрами кристаллической структуры и достаточными внутренними полями в кристаллах изменяется в широких пределах. Величина поляризации  $\epsilon$  для исландского шпата (при  $\lambda = 75 \text{ см}$ ), перпендикулярной к оси  $L_3$ , равна 8,50, а параллельной  $L_3$ , — 8,00. Эти величины превышают квадрат показателя преломления света, что указывает на смешанный или преобладающий ионный характер поляризации [67]. Электропроводность кальцита в направлении оси  $L_3$  в пять раз ниже, чем в перпендикулярном к ней направлении. Диэлектрические свойства кристалла характеризуются значениями диэлектрических проницаемостей (диэлектрических констант  $K$ ) по трем осям. При частоте электрического поля  $4 \cdot 10^8 \text{ гц}$  они равны  $K_1 = K_2 = 8,5$ ,  $K_3 = 8,0$ .

Как видно из изложенного, кристаллы исландского шпата обладают весьма разнообразными свойствами и довольно чувствительны к различного рода физическим воздействиям — изменению давления, температуры и др. Поэтому для решения ряда практических задач, например для разработки рациональных методов проходки разведоч-

ных и эксплуатационных горных выработок, а также способов обработки кристаллов, обеспечивающих их сохранность, нами выполнены экспериментальные исследования [76], которыми установлено следующее.

1. При постепенном повышении температуры от 0 до 700° С никаких видимых нарушений в кристаллах не происходит, за исключением тех случаев, когда в них имеются включения других минералов.

2. Кристаллы весьма чувствительны к резкой смене температуры. В жидкой среде (воде) при резком изменении температуры на 24° С в кристаллах появляются преимущественно раковистые трещины и в меньшей степени трещины по спайности. К резкой смене температуры воздуха кристаллы менее чувствительны. Нарушения в виде раковистых трещин и трещин по спайности в них появляются при резком изменении температуры на 31° С.

В тех случаях, когда кристаллы содержат газово-жидкие или твердые включения, в них происходят нарушения и при постепенном повышении температуры (при скорости нагревания 1° С в 2 мин). Так, при нагревании кристаллов с двухфазовыми (газово-жидкими) включениями нарушения в них появляются от 30 (при наличии вторичных включений) до 210° С (при наличии первичных включений). При этом трещины обычно проходят через вакуоли, в которых размещались включения.

При наличии твердых включений нарушения в кристаллах исландского шпата происходят при различной температуре в зависимости от состава включений и их коэффициента линейного термического расширения, а также от размеров включений.

Включения морденита, анальцима, апофиллита и других нерудных минералов в кристаллах исландского шпата почти не приводят к нарушениям в нем при постепенных температурных изменениях.

Если твердые включения в кристаллах исландского шпата представлены сульфидами (особенно крупных размеров), то при повышении температуры вследствие большой разницы коэффициентов линейного термического расширения образуются трещины. Поэтому при наличии сульфидов (пирита, халькопирита и др.) в кристаллах исландского шпата, как правило, отмечается большая трещиноватость.

## ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

Исландский шпат применяется во многих отраслях науки и техники: в физической оптике, радиоэлектронике, химии, биологии, медицине, астрономии, космонавтике, счетно-решающей технике, технике связи, минералогии, петрографии и др. Он используется для получения и анализа поляризованного света, для модуляции излучения и быстродействующих затворов оптических квантовых генераторов, для приборов непрерывного дискретного сканирования света, для узкополосных интерференционно-поляризационных светофильтров и для ряда других целей. Из исландского шпата,

в зависимости от назначения, изготавливаются поляризационные призмы различных конструкций и отклоняющие устройства [13, 35, 111].

Действие поляризационных призм основано на двойном лучепреломлении, позволяющем разделять луч естественного (неполяризованного) света на два, идущих под разными углами луча с взаимно перпендикулярной ориентацией плоскости поляризации. Существует большое количество конструкций поляризационных призм:

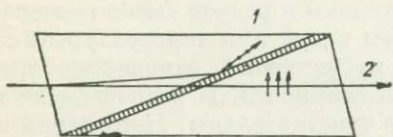


Рис. 9. Ход лучей света через призму Николя.

1 — обыкновенный луч; 2 — необыкновенный луч.

призмы Николя, Галле, Глана—Томпсона, Липиха, Арренса, Фуко, Глана, Фейснера, Жамена, Глазербрука, Франка — Риттера, Рошона, Сенармона, Волластона, Аббе и др. Действие указанных поляризационных призм основано на том, что один из двух лучей

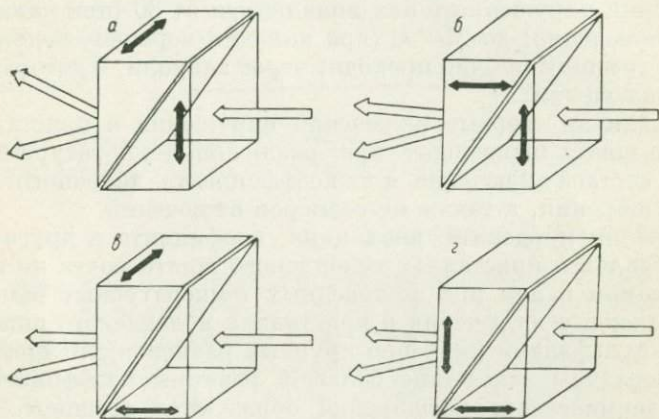


Рис. 10. Двупреломляющие призмы.

*a* — Рошона; *б* — Сенармона; *в* — Волластона; *г* — Аббе. Черные стрелки показывают направление оптической оси, светлые — направление входящих и выходящих лучей света.

света (обыкновенный), образованный при прохождении через кристалл, испытывает полное внутреннее отражение на границе раздела и таким образом устраняется, а другой (необыкновенный) проходит через призму (рис. 9). В некоторых призмах, например Рошона, Сенармона, Волластона, Аббе, используются оба разделенных луча. Такие призмы называются двупреломляющими. Конструкция этих призм показана на рис. 10.

Все поляризационные призмы разделяются на два класса. В призмах первого класса оптическая ось находится в плоскости, перпен-

дикулярной к главному сечению призмы. К ним относятся призмы Глана — Томпсона, Франка — Риттера, Липиха. В призмах второго класса оптическая ось лежит в плоскости главного сечения. К этому классу относятся призмы Николя, Фуко, Глана, Гартнака — Празмовского и др. В призмах второго класса направление необыкновенного луча не совпадает с волновой нормалью, и поэтому при

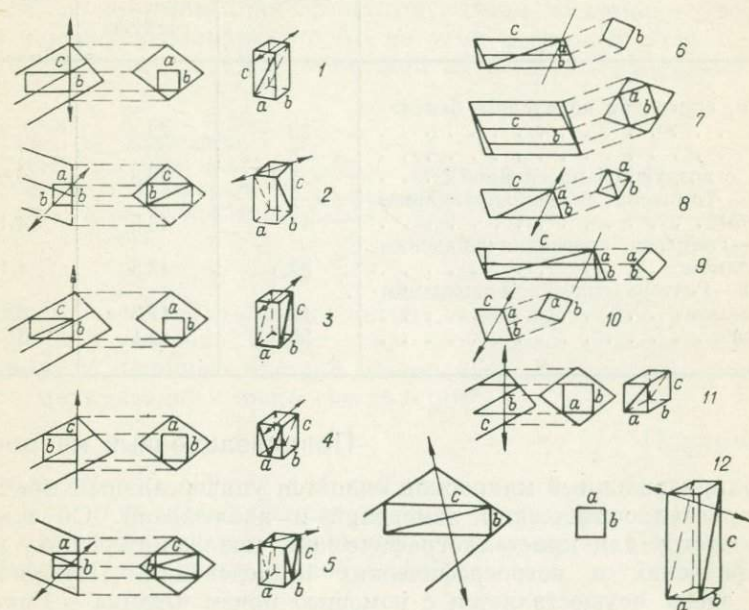


Рис. 11. Ориентация призм разных систем в монокристалле исландского шпата. Показаны плоскости главного сечения и естественного скола по грани ромбоэдра (по Е. Г. Валяшко).

Системы призм: 1 — Глана — Томпсона; 2 — Франка — Риттера; 3 — Липиха; 4 — Арренса; 5 — Франка — Риттера (двойная); 6 — Николя; 7 — Николя, с прямоугольным сечением; 8 — Николя, укороченная; 9 — Николя, с прямоугольными гранями; 10 — Фуко; 11 — Глана; 12 — Гартнака — Празмовского.

вращении призмы вокруг продольной оси изображение движется по кругу. Призмы первого класса почти не обладают этим недостатком, и поэтому являются более совершенными.

Методы расчета призм различных конструкций подробно изложены в работе Е. Г. Валяшко [11]. Схема раскроя призм первого и второго класса показана на рис. 11. Характеристика некоторых, наиболее распространенных призм приведена в табл. 16.

Ниже приводится краткое описание некоторых приборов, важнейшие детали в которых изготавливаются из исландского шпата.

## Параметры некоторых призм из исландского шпата

Призмы	Апертурный угол, градусы	Угол плоскости расшла с боковым ребром призмы, градусы	Отношение длины к ширине
Николя, склеенная канадским бальзамом . . . . .	29	22	3,28
Фуко . . . . .	8	40	1,53
Глана, с воздушной прослойкой . . . . .	7,9	50,3	0,83
Глана — Томпсона, склеенная льняным маслом . . . . .	41	13,5	4,15
Глана — Томпсона, склеенная канадским бальзамом . . . . .	27,5	13,5	4,15
Франка — Риттера, склеенная канадским бальзамом . . . . .	19	17,5	3,17
Арренса . . . . .	35	12,1	2,32

## Поляризационный микроскоп

Поляризационный микроскоп является универсальным прибором для кристаллооптических измерений и наблюдений. Он широко используется для кристаллографических, минералогических, минерографических и петрографических исследований. Поляризация света здесь осуществляется с помощью призм Франка — Риттера, а в лучших моделях — Глана — Томпсона. В упрощенных моделях поляризационных микроскопов поляризационные призмы заменены поляроидными пленками. Последние обладают селективным поглощением света и несколько искажают цвет наблюдаемого объекта.

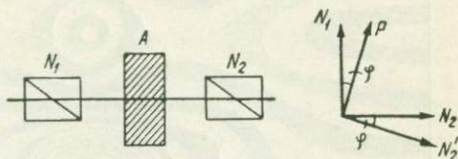
## Поляриметры

Поляриметры предназначены для измерения вращения плоскости поляризации кристаллов (например, кварца), чистых жидкостей (скипидар), растворов различных органических соединений. Наибольшее применение поляриметры находят в сахарной промышленности, где этим методом контролируется содержание сахара в растворе на всех стадиях обработки сырья. Этим же методом производится анализ эфирных и минеральных масел, смол и др. Поляриметрические методы применяются в медицине при диагностических исследованиях.

Величина угла поворота плоскости поляризации зависит от длины волны света, т. е. при вращении возникает дисперсия. Угол поворота плоскости поляризации прямо пропорционален толщине слоя вещества, а в случае растворов — и их концентрации.

Существует много различных конструкций поляриметров. Простейший из них состоит из двух поляризационных призм  $N_1$  и  $N_2$  (рис. 12), устанавливаемых на полную темноту (скрещенные) при отсутствии между ними исследуемого вещества. Угол между главными плоскостями призм в этом случае равен  $90^\circ$ . При введении вещества  $A$ , вращающего плоскость поляризации между поляризаторами, поле зрения станет светлым. Чтобы восстановить темноту, надо повернуть поляризатор  $N_2$  на угол  $\varphi$ , равный углу поворота плоскости поляризации  $P$  веществом  $A$ . Точность измерения таким

Рис. 12. Простейшая установка для измерения угла поворота плоскости поляризации.



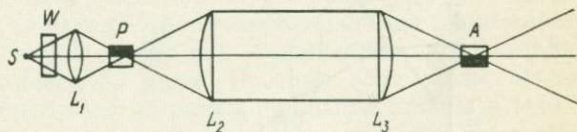
прибором невелика, так как установка на полную темноту всегда производится неуверенно. Существует специальная чувствительная аппаратура, с помощью которой можно измерять угол поворота плоскости поляризации с точностью до  $0,001^\circ$ .

### Полярископы

Полярископы служат для контроля качества прозрачных изделий. При этом используются свойства изотропных сред приобретать при деформациях оптическую анизотропию. Деформируемая стеклянная пластинка приобретает свойства двупреломляющего

Рис. 13. Схема полярископа.

$S$  — источник света;  $W$  — призма Волластона;  $L_1, L_2, L_3$  — линзы;  $P$  — поляризатор;  $A$  — анализатор.



кристалла, причем двойное лучепреломление пропорционально деформации. Исследуемую деталь помещают между скрещенными поляризационными призмами. В местах, где возникает натяжение детали, поле зрения просветляется. Таким образом контролируют качество оптического стекла (ГОСТ 3519—56), различных стеклянных деталей, посуды, бутылок и т. д. Этим же методом исследуют распределение напряжений в прозрачных моделях (метод фотоупругости).

Преимущества метода заключаются в том, что сложные контуры деталей машин не всегда позволяют успешно применять математические методы теории упругости для их расчета. В этих случаях метод фотоупругости совершенно незаменим и является важным техническим средством количественного исследования распределения напряжений. На рис. 13 приведена схема полярископа, используемого

для изучения распределения напряжений в деталях машин. На рис.14 показано распределение напряжений для балки с неглубокими выемками при изгибе.



Рис. 14. Распределения напряжения в балке с неглубокими выемками при чистом изгибе.

### Фотометрические устройства

Фотометрические устройства широко используются в разнообразных фотометрах, предназначенных для измерения интенсивности света. Их действие основано на законе Малюса. Две скрещенные

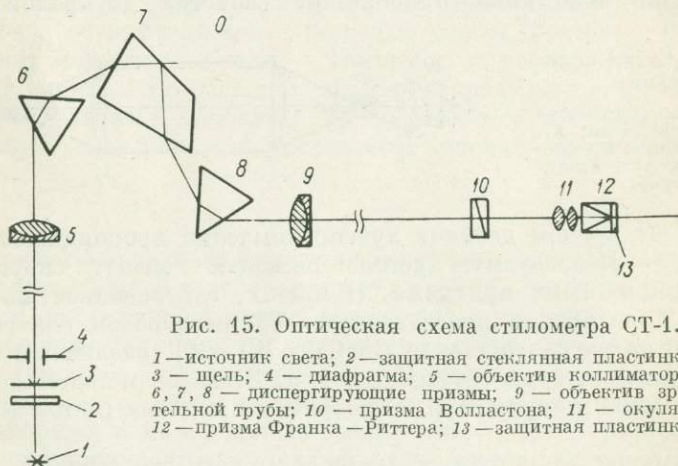


Рис. 15. Оптическая схема стилометра СТ-1.

1 — источник света; 2 — защитная стеклянная пластинка; 3 — щель; 4 — диафрагма; 5 — объектив коллиматора; 6, 7, 8 — диспергирующие призмы; 9 — объектив зрительной трубы; 10 — призма Волластона; 11 — окуляр; 12 — призма Франка — Риттера; 13 — защитная пластинка.

поляризационные призмы в зависимости от угла  $\varphi$  между их главными плоскостями пропускают количество света

$$I = I_0 \cos^2 \varphi,$$

где  $I_0$  — количество поступающего света.

Поворотом одной из призм можно ослабить интенсивность света в нужное число раз. Оптическая схема стилометра СТ-1 с фотометрическим устройством, в котором использованы поляризационные призмы Волластона и Франка — Риттера, показана на рис. 15.

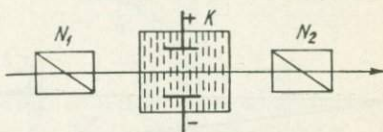
На том же свойстве скрещенных поляризационных призм основано устройство аттенуаторов — градуированных ослабителей света. Аттенуаторы обычно состоят из трех поляризационных призм: две (неподвижные) имеют параллельные главные сечения, вращающаяся призма помещается между ними.

### Быстродействующие затворы и модуляторы

Быстродействующие оптические затворы и модуляторы имеют очень большое значение для решения научных и практических задач. Главным их достоинством является быстрое действие, недоступное для механических затворов. Существует несколько типов

Рис. 16. Схема наблюдения эффекта Керра.

$N_1$  и  $N_2$  — поляризационные призмы из исландского шпата;  $K$  — кювета, наполненная нитробензолом.



таких затворов, основанных на свойствах поляризационного света. Приведем краткую характеристику главнейших из них.

**Затворы и модуляторы, основанные на использовании эффекта Керра.** Последний заключается в том, что помещенная в поперечное электрическое поле жидкость или изотропный кристалл приобретают свойства двоякопреломляющего кристалла, а оптическая ось ориентируется параллельно напряженности электрического поля. Поэтому если поместить это вещество между скрещенными поляризационными призмами, то до включения разности потенциалов свет через систему не пойдет. При подаче разности потенциалов система становится прозрачной (рис. 16). Очень важной особенностью эффекта является его практическая безынерционность — возникновение и исчезновение двойного преломления при включении и выключении поля происходит за время  $10^{-9}$ — $10^{-10}$  сек.

**Затворы и модуляторы с ячейкой Погккельса.** В этом случае, в отличие от ячейки Керра, кристалл, обладающий электрооптическим эффектом, обычно АДР или КДР, помещают в продольное электрическое поле. Ячейка Погккельса действует аналогично ячейке Керра и находится между двумя скрещенными поляризаторами.

**Затворы с ячейкой Фарадея.** Эффект Фарадея заключается во вращении плоскости поляризации веществом, помещенным в продольное магнитное поле. Слой такого вещества (обычно различные стекла) помещают между полюсами магнита. Магнит

располагают между скрещенными поляризационными призмами. Быстродействие ячейки Фарадея также допускает частоту модуляции до  $10^{-9}$  сек.

Чаще всего на практике используется эффект Керра. Время исчезновения анизотропии в этом случае составляет  $10^{-10}$  сек, а для некоторых веществ еще меньше [32]. Следовательно, подавая на конденсатор ячейки, расположенной между скрещенными поляризационными призмами, напряжение высокой частоты, можно получить оптический затвор, быстро прерывающий световой поток. Такой фотозатвор нашел широкое применение в телевидении, звуковом кино, при исследовании быстротекающих процессов. С его помощью производится точное определение скорости света на очень коротком расстоянии — около трех метров. В последнее время такие быстродействующие затворы применяются в оптических счетно-решающих устройствах и др. Разработаны более сложные быстродействующие модуляторы оптического излучения. Все они основаны на применении поляризованного света. Схемы некоторых из этих установок приведены на рис. 17 и 18 [38].

Использование исландского шпата в связи с созданием и развитием оптических квантовых генераторов — лазеров, высокоинтенсивных источников

света. Квантовая электроника за последние годы дала возможность решать важные проблемы новой техники, технологии и даже

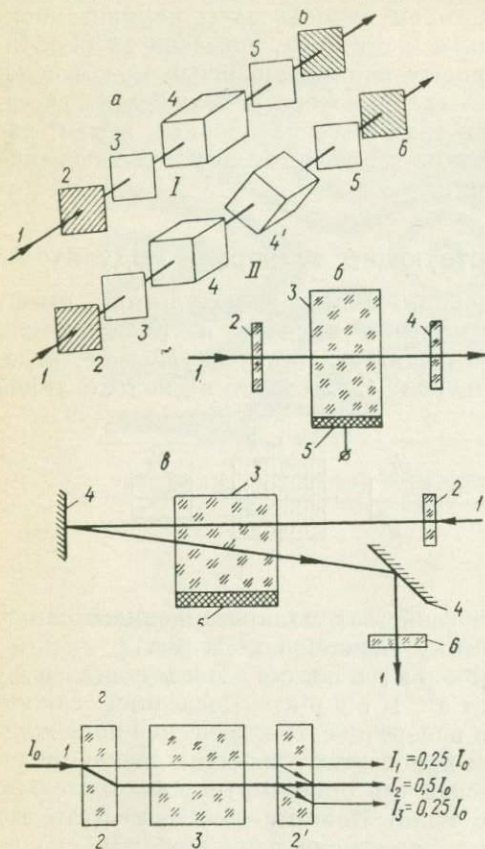


Рис. 17. Схемы модуляторов.

а — модуляторы с циркулярными поляризаторами: I — модулятор с фиксированной в нуле рабочей точкой, II — однополюсный модулятор с подавлением несущей; 1 — оптическое излучение; 2, 6 — линейные поляризаторы; 3, 5 — пластины  $\lambda/4$ ; 4, 4' — оптические кристаллы.

б — фотоэластический модулятор излучения: 1 — оптическое излучение; 2 — поляризатор; 3 — управляющая среда; 4 — анализатор; 5 — излучатель ультразвука.

в — фотоэластический модулятор излучения с компенсацией естественной активности: 1 — оптическое излучение; 2 — поляризатор; 3 — кварцевая пластина; 4, 4' — зеркала; 5 — пьезоизлучатель; 6 — анализатор.

г — амплитудный модулятор естественно-поляризованного излучения: 1 — оптическое излучение; 2, 2' — двулучепреломляющие кристаллы; 3 — фазовая ячейка.

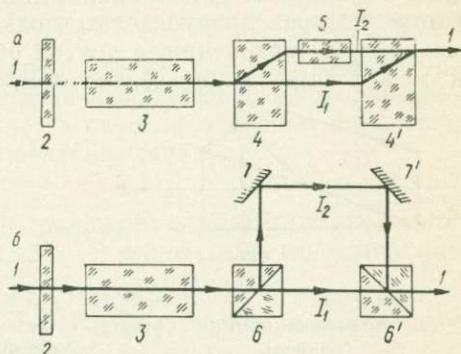
медицины. Ведутся исследования по применению лазеров в спектроскопии, при разработке новых приборов, новых средств связи, локации и навигации, для стимулирования химических реакций и др. [39].

Для передачи информации световым лазерным пучком его модулируют с помощью быстродействующих затворов. Важно отметить,

Рис. 18. Оптические группирователи излучения.

*a* — группирователь, использующий естественную анизотропию; *b* — группирователь с двумя призмами Николя.

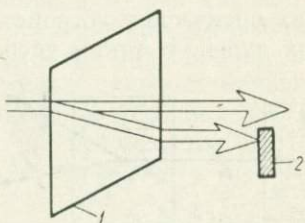
1 — оптическое излучение; 2 — поляризатор; 3 — фазовая ячейка; 4, 4' — анизотропные кристаллы; 5 — среда с большим показателем преломления; 6, 6' — призмы Николя; 7, 7' — зеркала.



что в лазерной технике поляроидные пленки совершенно неприменимы, так как их действие основано на поглощении света. Поглощенная световая энергия нагревает пленку, а интенсивность лазерных пучков так велика, что приводит к порче и даже прожиганию поляроидов.

Рис. 19. Поляризация светового пучка ромбоэдром {1011} исландского шпата (разрез).

1 — ромбоэдр исландского шпата; 2 — экран.



Поляризационные призмы, применяемые в лазерной технике, также подвержены нагреву, хотя и значительно меньшему, чем поляроиды. Уязвимым местом призм является их склейка. Однако, по мнению Ю. И. Островского, для поляризации лазерных пучков света, обладающих высокой степенью коллимации и небольшим сечением (5—15 мм), и не нужны поляризационные призмы. Параллельные пучки могут быть поляризованы непосредственно ромбоэдром кальцита, если убрать один из лучей (например, необыкновенный, как это показано на рис. 19) диафрагмой. Смещение лучей составляет при этом примерно  $1/8$  от толщины кристалла. Поэтому для обычных лазеров с 10-миллиметровым сечением пучка в качестве поляризатора необходим ромбоэдр размером  $15 \times 20 \times 90$  мм. При этом не требуется высокая степень однородности материала, а важно,

чтобы высокое светопропускание было лишь в узкой области спектра, в которой происходит излучение лазера. Так, например, для рубинового лазера, длина волны излучения которого 694,3 нм, пригодны окрашенные кристаллы, но прозрачные для красного света.

Поляризационные призмы из кальцита применяются не только для модуляции лазерного луча, но и для выведения его из лазера. На рис. 20 показано сечение кальцитовой призмы специальной конструкции, которая пропускает луч одной ориентации плоскости поляризации без отклонения, а другой отклоняет на  $90^\circ$ . Для этой же цели может быть использована предложенная Ю. И. Островским

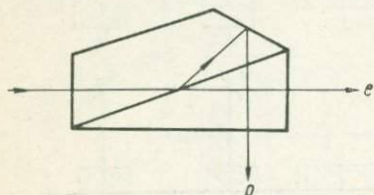


Рис. 20. Поляризационная призма (разрез).

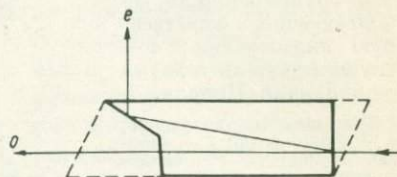


Рис. 21. Поляризационная призма из моноблока исландского шпата (разрез).

[61] призма из моноблока исландского шпата, показанная на рис. 21. В такой призме нет никаких склеенных поверхностей, наиболее уязвимых мест обычных поляризационных призм.

### Отклонение световых пучков

Во многих оптических устройствах необходимо быстрое отклонение световых лучей. К таким устройствам (дефлекторам) относятся,

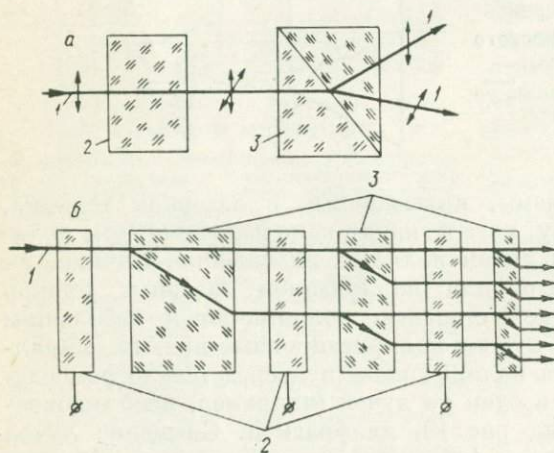


Рис. 22. Схемы дефлекторов.

*a* — двойной поляризационный дефлектор с призмой Волластона; *1* — оптическое излучение; *2* — электрооптический переключатель; *3* — призма Волластона.  
*б* — многопозиционный поляризационный электрооптический дефлектор; *1* — оптическое излучение; *2* — электрооптические переключатели; *3* — двулучепреломляющие кристаллы.

например, оптические телевизионные системы, в которых изображение на экране рисует не электронный (как обычно) луч, а оптический луч лазера. Дефлекторы необходимы также в различных оп-

тических счетно-решающих системах. Некоторые такие устройства, причем наиболее быстродействующие и светосильные, могут быть созданы с применением поляризационных приспособлений и дву-преломляющих кристаллов. Для примера на рис. 22 приведены схемы таких дефлекторов. Они действуют практически безынерционно, допуская время сканирования до  $10^{-10}$  сек [38, 58].

### Поляризационные интерферометры

Поляризационные интерферометры служат для точного определения показателей преломления и выявления неоднородностей прозрачных веществ. Они содержат в качестве основных светоделительных элементов пластины исландского шпата.

### Интерференционно-поляризационный монохроматический фильтр

Он служит для наблюдения и фотографирования светящихся объектов в монохроматическом свете. Эти фильтры широко используются астрономами для фотографирования небесных тел.

Интерференционно-поляризационный монохроматический фильтр представляет собой сложное оптическое устройство, включающее набор пластин, точно изготовленных из двоякопреломляющих прозрачных кристаллов. Толщина пластин растет в геометрической прогрессии с показателем 2, т. е. каждая следующая в два раза толще предыдущей. Обычно пластинки изготовлялись из кварца, имеющего двойное лучепреломление в 18 раз меньше, чем у кальцита. Число таких пластинок, определяющих разрешающую способность прибора, в кварцевом фильтре ограничено шестью-семью, так как последние пластинки имеют слишком большую толщину. Кварцевые пластины в таком приборе в последнее время заменяются более тонкими, изготовленными из исландского шпата, что значительно увеличивает разрешающую способность и уменьшает стоимость прибора.

Исландский шпат используется также при изготовлении фильтров с термооптическими компенсированными ступенями, широкоугольных фильтров и фильтров со смещающейся полосой пропускания. Для всех этих целей применяются сложные двоякопреломляющие элементы, каждый из которых составлен из двух или более поляризующих кристаллов АДР, КДП, кварца и исландского шпата [36, 38].

### Использование исландского шпата в голографии

Голография, как известно, создает возможность безлинзового получения изображения предметов, сохраняющего полную иллюзию существования самих предметов. Этот метод, имеющий большое будущее в различных областях науки и техники, в последнее время

стал особенно интенсивно развиваться в связи с применением лазеров.

Для получения голограмм в некоторых приборах используются линзы из исландского шпата. В случае, если линзы вырезают параллельно оптической оси (рис. 23), удается фокусировать параллельный пучок естественного света в двух точках, соответствующих фокусному расстоянию обычных и необыкновенных лучей. Иногда такие линзы применяют со стеклянными, оптическую силу которых подбирают так, чтобы линза для необыкновенных лучей «работала» как плоскопараллельная пластина, т. е. не изменяла бы кривизны

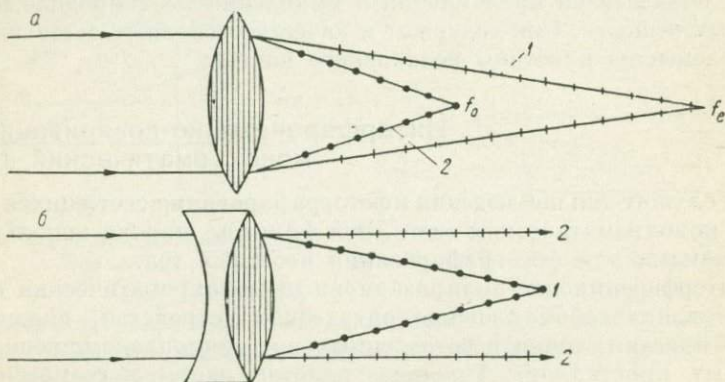


Рис. 23. Устройство для получения голограмм.

1 — обычные лучи; 2 — необыкновенные лучи.

проходящей через них световой волны. Для обычных лучей такая линза действует как собирающая с разностной оптической силой (рис. 23). Использование таких двупреломляющих линз в голографии обеспечивает получение на голограмме двух волновых фронтов различной кривизны.

### Использование исландского шпата в резольвометрах

Резольвометры служат для определения разрешающей способности оптической системы или фотоматериала, они создают раздельное изображение близко расположенных предметов. В связи с развитием голографии возникла потребность в фотоматериалах с высокой разрешающей способностью — более 2000 линий на 1 мм. Для испытания таких фотоматериалов обычные проекционные резольвометры непригодны. Поэтому были предложены интерференционные лазерные резольвометры [33, 60—62], в которых на фотоэмульсии образуются интерференционные полосы, возникающие при наложении друг на друга световых волн, идущих под углами друг к другу.

В конструкции резольвометра, предложенной Ю. И. Островским, используется цилиндрический стеклянно-кальцитовый объек-

тив, имеющий нулевую оптическую силу для необыкновенных лучей и отличную от нуля оптическую силу для обыкновенных лучей (рис. 24). Лазер испускает поляризованный свет. Поляризатор ориентирован так, что полностью его пропускает. Двойкопреломляющий объектив образует две световые волны — цилиндрическую (обыкновенные лучи) и плоскую (необыкновенные лучи). Поляризатор приводит их к одной плоскости поляризации. Обе волны интерферируют, образуя растр переменной частоты (рис. 24, 7). Соотношение интенсивностей интерферирующих волн, а следовательно, и контраст полос можно менять любым образом, вращая линзу вокруг оптической оси прибора. Максимальный контраст достигается тогда, когда

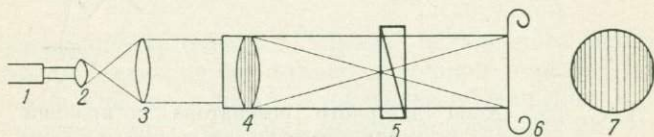


Рис. 24. Лазерный резольвометр.

1 — гелий-неоновый лазер; 2, 3 — телескопическая система, расширяющая лазерный луч; 4 — стеклянно-кальцитовый объектив; 5 — поляризатор; 6 — испытываемая фотоэмульсия; 7 — растр переменной частоты.

угол между оптической осью кристалла и плоскостью поляризации лазерного луча равен  $45^\circ$ . В этом случае амплитуды плоской и цилиндрической волн будут одинаковы [60].

### Применение призмы из исландского шпата в лазерных резонаторах

Призмы из исландского шпата применяются в лазерных резонаторах. Для создания сверхкоротких лазерных импульсов применяются различные системы. Одна из таких систем предложена в 1962 г. Ю. И. Островским и с успехом реализована в работе с применением призмы из исландского шпата. Схема такой установки показана на рис. 25.

Важной областью применения исландского шпата является изготовление из него наглядных учебных пособий. В каждом учебнике по физике при изложении раздела «Поляризованный свет» обязательно приводится описание свойств исландского шпата: двойное лучепреломление, отсутствие двойного лучепреломления при распространении света в направлении оптической оси, способы изготовления поляризационных призм, отклоняющих свет устройств и т. п. Для этой цели пригодны кристаллы с некоторыми дефектами, из которых не могут быть изготовлены оптические детали, удовлетворяющие техническим условиям.

Для демонстрации необходимо готовить следующие экспонаты:

а) естественные спайные ромбоэдры, бесцветные и окрашенные в различные цвета;

б) естественный спайный ромбоэдр со срезанными отполированными гранями, перпендикулярными к оптической оси;

в) призмы Николя, Волластона, Франка — Риттера, Глана — Томпсона.

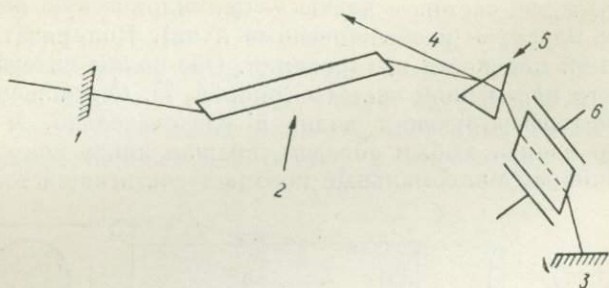


Рис. 25. Схема лазерного резонатора с призмой из исландского шпата.

1 — зеркало; 2 — лазерный стержень; 3 — зеркало; 4 — выход;  
5 — кальцитовая призма; 6 — ячейка Кира.

Из краткого и далеко не полного описания областей применения оптического исландского шпата видно, что кристаллы этого минерала используются во многих приборах, важных для решения научных и практических задач. В настоящее время во всех странах осуществляются дальнейшие разработки приборов с использованием поляризационной оптики, что еще больше расширит область применения кристаллов исландского шпата.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ  
ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

## ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ

Кристалломорфологический анализ исландского шпата имеет первостепенное значение не только в период поисков и разведки его месторождений, но и при последующем обогащении кристаллов. Если на первых этапах изучения месторождений для их перспективной оценки достаточно определить основные габитусные формы или хотя бы габитусный тип кристаллов, то для надежной оценки месторождений и особенно для рационального обогащения сырья необходимо знание внутренней кристалломорфологии. Внутреннее строение кристаллов во время проведения геологоразведочных работ начали изучать сравнительно недавно, но с каждым годом ему уделяется все больше внимания.

Для кальцита [137] известно около 700 простых форм различной степени достоверности\*. В «Системе минералогии» Дж. Д. Дэна [73] приведено около 70 простых форм, каждая из которых была встречена не менее чем на 10 месторождениях, из них наиболее часто отмечались лишь 19. На кристаллах исландского шпата из месторождений СССР достаточно достоверно определено 35 простых форм, и даже из этого количества почти половина представлена слабо развитыми и редко встречающимися гранями. В табл. 17 приведены основные простые формы кристаллов исландского шпата из месторождений различных генетических типов.

Кристалломорфологией исландского шпата на его месторождениях занимались Г. Уитлок [150], К. Фрондель [124], В. Келли [132], К. Фриес [123], Я. Каспар [131], Эриксон [121] за рубежом (обзор литературы и сводка форм у Ч. Пэлача [137]) и Б. Ф. Василевский [12], Я. Л. Левен [48], Н. П. Ермаков [30, 31], А. В. Скропышев [83], В. А. Мокиевский [51, 79], Е. Я. Киевленко [41], С. Н. Самусина [70], А. В. Шустов [114—116], Н. И. Андрусенко и В. В. Дронов [34] — в Советском Союзе.

---

\* Огромное количество форм у кальцита и арагонита И. Костов [46] объясняет неустойчивостью их структур в том случае, когда катионом является кальций. На кристаллах карбонатов Mn, Mg, Fe ( $R < R_{Ca}$ ) со структурой кальцита и Ba, Sr, Pb ( $R > R_{Ca}$ ) со структурой арагонита количество простых форм значительно меньше.

## Угловые координаты основных простых кристаллографических форм

Формы	Буквенный индекс форм	Символ Браве	Символ Миллера	$\varphi$	$\rho$
Ромбоэдры	$\delta$	01 $\bar{1}2$	110	0°	26° 15'
	$p$	10 $\bar{1}1$	100	60	44 36
	$\rho$	03 $\bar{3}2$	55 $\bar{4}$	0	55 57
	$\varphi$	02 $\bar{2}1$	1 $\bar{1}1$	0	63 07
	$m$	40 $\bar{4}1$	3 $\bar{1}1$	60	75 47
	$v$	05 $\bar{5}4$	3 $\bar{3}2$	0	50 57
Пинакоид	$c$	0001	111	—	0
Призмы	$a$	11 $\bar{2}0$	10 $\bar{1}$	30	90
	$m$	10 $\bar{1}0$	2 $\bar{1}1$	60	90
	$v$	53 $\bar{8}0$	13.2. $\bar{1}1$	38° 13'	90
Дипирамиды	$\gamma$	8.8. $\bar{1}6.3$	9 $\bar{1}7$	30	77 37.5
	$\pi$	11 $\bar{2}3$	210	30	29 40
Скаленоэдры	$n$	12 $\bar{3}2$	2 $\bar{1}1$	19 06	52 32
	$D$ :	61 $\bar{7}5$	60 $\bar{1}$	52 20	52 18
	$b$	53 $\bar{8}4$	17.2. $\bar{7}$	38 13	59 55
	$b$ :	35 $\bar{8}4$	52 $\bar{3}$	21 47	59 55
	$H$ :	31 $\bar{4}2$	30 $\bar{1}$	46 06	60 39
	$\mathcal{E}$ :	27 $\bar{9}4$	53 $\bar{4}$	12 13	63 39
	$\mathcal{O}$	4.8. $\bar{1}2.5$	73 $\bar{5}$	19 06.5	64 24.5
	$\tau$	4.20. $\bar{2}4.11$	13.9. $\bar{1}1$	8 57	64 25
	$K$ :	21 $\bar{3}1$	20 $\bar{1}$	40 53.5	69 02
	$\omega$	25 $\bar{7}2$	11.5. $\bar{1}0$	16 06	72 01
	$N$ :	53 $\bar{8}2$	50 $\bar{3}$	38 13	73 51
	$M$	13 $\bar{4}1$	21 $\bar{2}$	13 54	74 18
	$P$ :	32 $\bar{5}1$	30 $\bar{2}$	36 35	76 54.5
	$\mathcal{X}$	4.16. $\bar{2}0.3$	9.5. $\bar{1}1$	10 53	80 35
$U$ :	54 $\bar{9}1$	50 $\bar{4}$	33 40	82 36	
$X$ :	7.6. $\bar{1}3.1$	70 $\bar{6}$	32 32	84 51	

В. А. Мокриевским, С. Н. Самусиной, А. В. Скропышевым и А. В. Шустовым в 1960—1967 гг. произведена работа по систематизации кристаллов исландского шпата сибирских месторождений. В последние годы эти данные были уточнены и дополнены авторами и в переработанном и несколько сокращенном виде помещены ниже; кроме того, приведены и некоторые сведения по ряду зарубежных месторождений.

Для кристаллов отдельных месторождений или их групп характерны свои вполне определенные габитусные формы, определенные комбинации форм. Так, для большинства месторождений штата Чиуауа (Мексика) характерны притупленные  $\{0001\}$  скаленоэдры  $\{21\bar{3}1\}$ , в то же время на руднике Ла-Фе (штат Дуранго) и расположенных вблизи от него шпатопроявлениях основной формой кристаллов являлся пинакоид (рис. 26)  $[123]$ . Для кристаллов с о. Келли (США) характерно широкое развитие дипирамиды  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ , а гигантские кристаллы из Ицеберга (Нью-Мехико, США) также были огранены комбинацией  $\{21\bar{3}1\}$  и  $\{0001\}$   $[132]$ . Несомненно, что те или иные простые формы и их комбинации появляются в определенных условиях, зависящих от генетического типа месторождения и условий формирования его. В табл. 18 приведено распределение

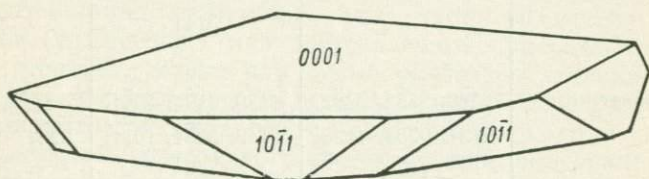


Рис. 26. Пинакоидальный кристалл из Ла-Фе, штат Дуранго, Мексика  $[123]$ .

габитусных и второстепенных простых кристаллографических форм среди кристаллов исландского шпата трех основных типов месторождений Сибирской платформы, локализованных в лавовых покровах (I), туфах (II) и секущих телах долеритов (III). Как видно из таблицы, кроме целого ряда одинаковых форм можно выделить кристаллографические формы, характерные для какого-то одного типа месторождений. Так, для месторождений, связанных с лавовыми покровами, обычными являются скаленоэдры  $\{35\bar{8}4\}$  и  $\{53\bar{8}2\}$ , ромбоэдры  $\{05\bar{5}4\}$  и  $\{03\bar{3}2\}$ , дигексагональная призма  $\{53\bar{8}0\}$ , для месторождений II типа — скаленоэдр  $\{21\bar{3}1\}$  и ромбоэдр  $\{01\bar{1}2\}$ , для месторождений III типа — скаленоэдры  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ ,  $\{12\bar{3}2\}$ ,  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$ ; и наоборот, ряд простых форм, приведенных в табл. 17, и их комбинаций не участвует в огранении кристаллов из месторождений одного определенного типа. Для I типа это  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ ,  $\{32\bar{5}1\}$ ,  $\{01\bar{1}2\}$ ,  $\{54\bar{9}1\}$ ,  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$  для II типа —  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ ,  $\{53\bar{8}0\}$ ,  $\{35\bar{8}2\}$ , для III типа —  $\{05\bar{5}4\}$ ,  $\{21\bar{3}2\}$ ,  $\{53\bar{8}2\}$ .

Последовательности появления простых кристаллографических форм и изменения габитуса кристаллов кальцита изучались многими исследователями  $[1, 12, 31, 43, 55, 56, 130, 135, 146]$ . Выявленный Г. Кальбом ряд смены габитусных форм ( $\{0001\} + \{10\bar{1}1\} \rightarrow \{10\bar{1}1\} \rightarrow \{3121\} \rightarrow \{1010\} + \{0112\} \rightarrow \{02\bar{2}1\}$ ) был проверен на кристаллах кальцита различных генетических типов месторождений — от осадоч-

**Распределение простых кристаллографических форм  
среди кристаллов месторождений Сибирской платформы**

Кристаллографические формы		Тип месторождения		
		I	II	III
Габитусные	Характерные	02 $\bar{2}$ 1, 35 $\bar{8}$ 4, 31 $\bar{4}$ 2, 53 $\bar{8}$ 4, 03 $\bar{3}$ 2	11 $\bar{2}$ 0, 02 $\bar{2}$ 1, 88 $\bar{1}$ 63, 21 $\bar{3}$ 1	11 $\bar{2}$ 0, 8.8. $\bar{16}$ .3, 02 $\bar{2}$ 1, 4.8. $\bar{12}$ .5
	Реже встречающиеся	21 $\bar{3}$ 1, 05 $\bar{5}$ 4, 53 $\bar{8}$ 0, 21 $\bar{3}$ 2, 31 $\bar{4}$ 1, 11 $\bar{2}$ 0	35 $\bar{8}$ 4, 12 $\bar{3}$ 2, 31 $\bar{4}$ 2, 05 $\bar{5}$ 4, 03 $\bar{3}$ 2, 01 $\bar{1}$ 2, 31 $\bar{4}$ 1	31 $\bar{4}$ 1, 21 $\bar{3}$ 1, 35 $\bar{8}$ 4, 03 $\bar{3}$ 2, 0001, 10 $\bar{1}$ 1, 12 $\bar{3}$ 2
Второстепенные	Характерные	53 $\bar{8}$ 0, 35 $\bar{8}$ 2, 53 $\bar{8}$ 2, 21 $\bar{3}$ 1, 05 $\bar{5}$ 4, 11 $\bar{2}$ 0, 16 $\bar{7}$ 4	11 $\bar{2}$ 0, 35 $\bar{8}$ 4, 40 $\bar{4}$ 1, 01 $\bar{1}$ 2, 32 $\bar{5}$ 1, 10 $\bar{1}$ 1, 0001	11 $\bar{2}$ 0, 4.8. $\bar{12}$ .5, 32 $\bar{5}$ 1, 0001, 10 $\bar{1}$ 1, 21 $\bar{3}$ 1
	Реже встречающиеся	52 $\bar{7}$ 9, 0001, 40 $\bar{4}$ 1, 31 $\bar{4}$ 1, 72 $\bar{9}$ 4, 61 $\bar{7}$ 5, 4.8. $\bar{12}$ .5, 8.4. $\bar{12}$ .5, 10 $\bar{1}$ 1, 21 $\bar{3}$ 0, 25 $\bar{7}$ 2	54 $\bar{9}$ 1, 32 $\bar{5}$ 4, 61 $\bar{7}$ 4, 61 $\bar{7}$ 1, 54 $\bar{9}$ 3, 4.8. $\bar{12}$ .5	40 $\bar{4}$ 1, 7.6. $\bar{13}$ .1, 31 $\bar{4}$ 2, 12 $\bar{3}$ 2, 31 $\bar{4}$ 1, 35 $\bar{8}$ 4, 05 $\bar{5}$ 4, 54 $\bar{9}$ 1, 08 $\bar{8}$ 7, 8.5. $\bar{13}$ .6, 8.12. $\bar{20}$ .9

ных до высокотемпературных гидротермальных как на территории Советского Союза (Кавказ, Средняя Азия, Забайкалье), так и за границей (Япония, Болгария, ФРГ и др.). И. И. Шафрановский, В. А. Моклевский и Ян Фен-цзюнь в 1963 г. в работе «О параллелизме форм на кристаллах пирита и кальцита Дарасунского месторождения», сопоставляя последовательности появления форм на кристаллах кальцита и его структурных аналогах, показали динамическое поведение структуры типа NaCl в различных условиях роста. Для месторождений исландского шпата детальных исследований в этом направлении, насколько нам известно, не проводилось.

Наши данные, а также данные Н. И. Андрусенко, В. В. Дронова [3] и А. В. Шустова [115] показывают, что на Сибирских месторождениях исландского шпата приведенная выше последовательность смены форм, которую обычно связывают с понижением температуры в процессе роста кристаллов [1], не выдерживается. На этих месторождениях призма {10 $\bar{1}$ 0} практически вообще не встречается, пинакоид {0001}, ромбоэдр {01 $\bar{1}$ 2} и скаленоэдр {21 $\bar{3}$ 1} встречаются редко и обычно имеют незначительную величину. Однако это не значит, что в появлении той или иной формы на кристаллах этих месторожде-

ний нет никакой закономерности, последовательности. Она проявляется по-разному на различных месторождениях, но общей тенденцией здесь также [1] является уменьшение ретикулярной плотности плоских сеток граней, сменяющихся в процессе роста форм. Следует отметить, что первые формы роста — это обычно ромбоэдри  $\{02\bar{2}1\}$   $\{10\bar{1}1\}$ , реже  $\{01\bar{1}1\}$ . Взаимоотношения между ними довольно неопределенные. Последовательность появления форм на кристаллах некоторых месторождений приведена ниже при характеристике различных габитусных типов кристаллов.

На кристаллах с симметрией  $\bar{3}m$  в соответствии с теоретически возможными разновидностями простых форм может быть 5 типов габитусных форм: дипирамидальный, ромбоэдрический, скаленоэдрический, призматический и пинакоидальный. Для дополнительной характеристики габитусного типа часто указывают и облик кристаллов (уплощенные или притупленные кристаллы дипирамидального габитуса, острые или тупые ромбоэдри, длинно- или короткопризматические кристаллы и т. д.). Однако благодаря многообразию кристаллографических форм, широким вариациям их развития на кристаллах даже одного месторождения выделение того или иного характерного облика кристаллов иногда вызывает затруднения.

Все типы габитусных форм встречаются на месторождениях исландского шпата, хотя и имеют различное развитие. Так, пинакоидальные, уплощенные по  $\{0001\}$  кристаллы характерны лишь для некоторых месторождений Мексики (см. рис. 26)  $\{123\}$ , а призматические кристаллы с габитусной формой  $\{11\bar{2}0\}$ , широко распространенные на месторождениях Сибирской платформы, являются исключительно двойниковыми образованиями. Более того, даже будучи второстепенной формой, эта призма встречается здесь только на различных двойниковых сростках.

Между габитусными типами зачастую наблюдаются переходы, так что иногда даже трудно отнести кристалл к тому или иному типу или выделить какой-либо один характерный для данного месторождения или участка тип кристаллов.

Двойниковые сростки в ряде случаев по своей форме резко отличаются от монокристаллов за счет искаженного роста индивидов. Поэтому их детальное описание приводится отдельно. Часть двойников сростания с плоскостью сростания  $\{0001\}$  по внешней форме мало отличается от монокристаллов, и они могут быть охарактеризованы габитусной формой. Ниже приводится описание четырех основных габитусных типов кристаллов. Основное внимание уделено кристаллам исландского шпата Сибирской платформы, непосредственно изучавшимся авторами.

Д и п и р а м и д а л ь н ы й г а б и т у с имеют кристаллы, в ограничении которых основное участие принимает гексагональная дипирамида  $\{8.8.1\bar{6}.3\}$ . Кристаллы, имеющие грани только этой формы, встречаются редко: на Сибирской платформе они отмечены лишь

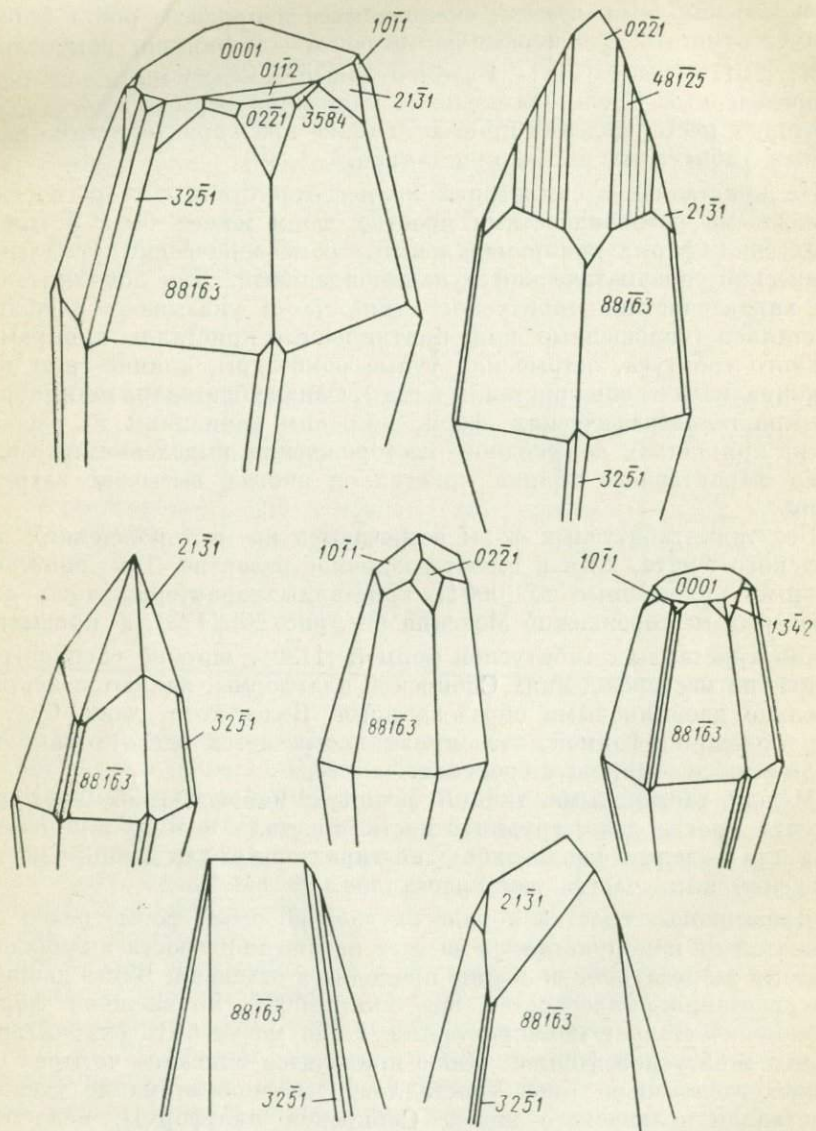


Рис. 27. Кристаллы дипирамидального габитуса месторождений Сибирской платформы.

на двух месторождениях и ряде шпатопроявлений по р. Илимпее. На одном из этих месторождений монокристаллические образования дипирамидального габитуса достигали 70—80 см по тройной оси, часто превосходя двойниковые сростки по (01 $\bar{1}$ 2). Обычно же дипирамидальные кристаллы имеют значительно меньшие размеры. На одном из участков второго месторождения кристаллы этого габитуса длиной до 10 см по  $L_3$  образуют параллельно-шестоватые агрегаты 1-го рода [26]. Как правило, они покрыты толстой коркой кавернозного, частично растворившегося полупрозрачного кальцита.

Обычно кроме {8.8. $\bar{16}$ .3} в огранении кристаллов принимает участие ряд других форм. Их величина и количество могут меняться в широких пределах. Наиболее характерны дипирамидальные кристаллы для месторождений Сибири, локализующихся в туфах и секущих телах долеритов нижнего триаса. Приведем некоторые комбинации простых форм, участвующих в огранении кристаллов с этих месторождений.

- 1) {8.8. $\bar{16}$ .3}, {02 $\bar{2}$ 1}, {31 $\bar{4}$ 2}, {7.6. $\bar{13}$ .1}, {11 $\bar{2}$ 0};
- 2) {8.8. $\bar{16}$ .3}, {0001}, {32 $\bar{5}$ 1}, {31 $\bar{4}$ 2}, {10 $\bar{1}$ 1};
- 3) {8.8. $\bar{16}$ .3}, {0001}, {01 $\bar{1}$ 2}, {32 $\bar{5}$ 1}, {02 $\bar{2}$ 1}, {35 $\bar{8}$ 4}, {10 $\bar{1}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}, {11 $\bar{2}$ 0};
- 4) {8.8. $\bar{16}$ .3}, {21 $\bar{3}$ 1}, {02 $\bar{2}$ 1}, {4.8. $\bar{12}$ .5}, {32 $\bar{5}$ 1};
- 5) {8.8. $\bar{16}$ .3}, {32 $\bar{5}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}, {02 $\bar{2}$ 1}.

В зависимости от относительной величины граней форм, осложняющих дипирамидальные кристаллы, можно выделить дипирамидальные кристаллы, усеченные гранями {0001}, {01 $\bar{1}$ 2}, {02 $\bar{2}$ 1} {4.8. $\bar{12}$ .5}, {31 $\bar{4}$ 2} и т. д. Часть этих форм может увеличивать свои относительные размеры вплоть до изменения габитуса кристаллов. На рис. 27 приведены наиболее характерные формы кристаллов некоторых месторождений. Внешняя морфология этих кристаллов далеко не всегда отражает их внутреннее сложение. На рис. 28 изображены срезы по (0001) дипирамидальных кристаллов некоторых месторождений Сибирской платформы, зоны и пирамиды роста в которых были выявлены травлением соляной кислотой. Сравнение последовательностей появления форм на этих кристаллах показывает, что обычным является ряд {10 $\bar{1}$ 1} + {02 $\bar{2}$ 1} → {10 $\bar{1}$ 1} → {0001} → {8.8. $\bar{16}$ .3}, в то время как положение форм {21 $\bar{3}$ 1} и {4.8. $\bar{12}$ .5} является несколько неопределенным. Грани форм {32 $\bar{5}$ 1}, {01 $\bar{1}$ 2}, {35 $\bar{8}$ 4}, {7.6. $\bar{13}$ .1}, {31 $\bar{4}$ 2}, {11 $\bar{2}$ 0} появляются, как правило, на последних стадиях роста дипирамиды. Для них трудно установить последовательность появления, тем более, что часть из них может появляться на кристаллах неоднократно, иногда в виде форм торможения.

Для кристаллов дипирамидального облика двойниковые образования не характерны. Появление двойников с общей симметрией 6'/ $m'$  $mm'$  (см. рис. 35, б) не ведет к существенному изменению облика

кристаллов, хотя обычно в подобных случаях двойниковый шов идет по призме  $\{11\bar{2}0\}$ . Двойникование кристаллов по закону \* $mm'm'$ \* с общими для обоих индивидов плоскими сетками  $(0\bar{2}\bar{2}1)$  или  $(01\bar{1}2)$  приводит к усложнению огранения кристаллов. Дипирамидальные монокристаллы с месторождения, расположенного в секущей дайке долеритов (участок II), в двойниках по  $(01\bar{1}2)$  часто меняют габитус на скаленоэдрический за счет резкого разрастания граней форм  $\{13\bar{4}1\}$ ,  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$ ,  $\{32\bar{5}1\}$ , а также  $\{0\bar{2}\bar{2}1\}$ , и  $\{11\bar{2}0\}$ .  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$  при этом из формы роста переходит в форму торможения. На другом

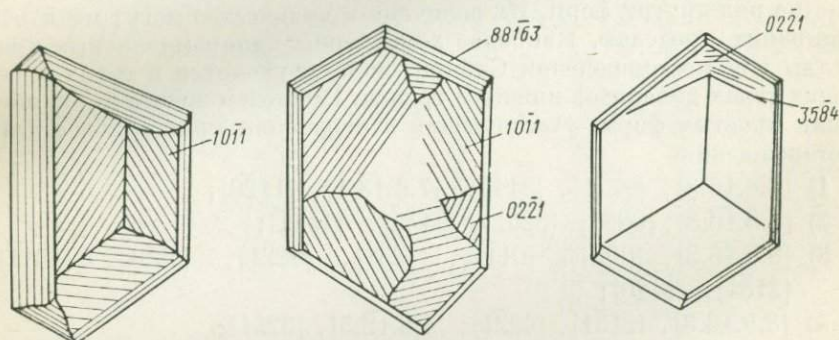


Рис. 28. Сечение по  $\{0001\}$  дипирамидальных кристаллов из различных месторождений Сибирской платформы.

участке этого месторождения дипирамидальные кристаллы кальцита 1-й генерации при двойниковании по  $(01\bar{1}2)$  притупляются гранями ромбоэдров  $\{01\bar{1}2\}$ ,  $\{40\bar{4}1\}$  и  $\{10\bar{1}1\}$ , пинакоида  $\{0001\}$  и призмы  $\{11\bar{2}0\}$ . Дипирамидальные кристаллы были встречены на месторождениях США [437], Мексики [123], Бельгии [73] и ряда других стран. Основной формой является  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ . Дипирамиды  $\{22\bar{4}1\}$ ,  $\{5.5.\bar{1}0.1\}$  и другие встречаются очень редко. Вместе с  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$  ассоциируют  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$   $\{0001\}$ . Следует отметить, что В. Гольдшмидт [125] в своем атласе форм не привел ни одного кристалла, где габитусной формой была бы дипирамида  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ .

Кристаллы дипирамидального габитуса обычно дефектны, содержат большое количество включений, свиля, невелики по размерам. Вместе с тем они широко распространены и являются одним из промышленных типов кристаллов исландского шпата.

Ромбоэдрический габитус отмечается на кристаллах большинства месторождений исландского шпата Сибирской

\* Двойниковым законом вслед за В. А. Мокиевским [49] и Н. Г. Соколовой [95] будем называть группу симметрии двойника, свойственную определенному кристаллографическому классу.

платформы (рис. 29). Обычно это непромышленные мелкие и средних размеров (до 0—15 см в поперечнике) кристаллы ранних генераций. Наиболее крупные и качественные кристаллы этого габитуса встречены на месторождениях, связанных с лавовыми покровами. Для них наиболее характерны ромбоэдри  $\{02\bar{2}1\}$  и  $\{05\bar{5}4\}$ , кроме

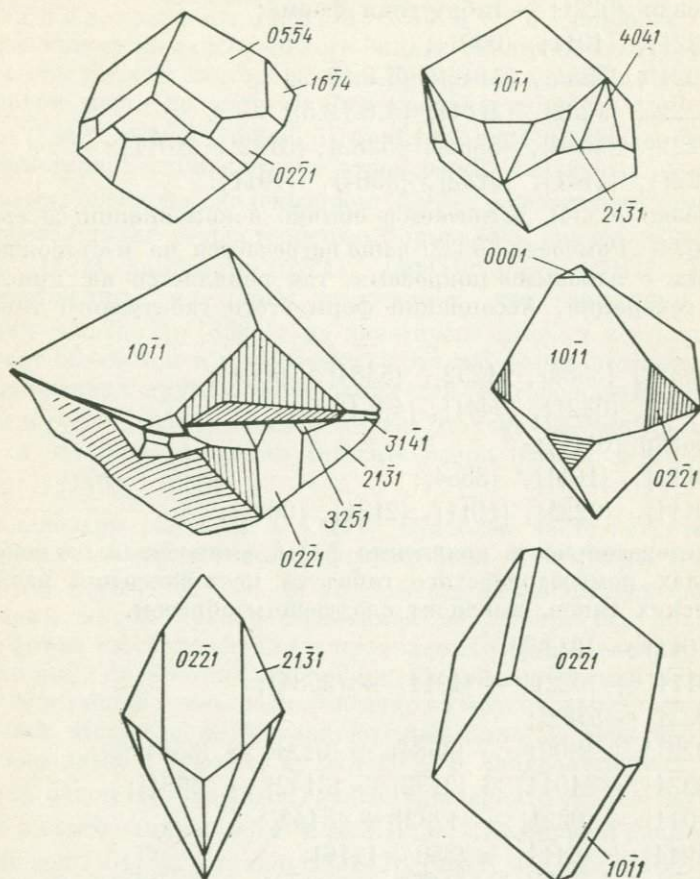


Рис. 29. Формы кристаллов ромбоэдрического габитуса.

которых отмечались также  $\{03\bar{3}2\}$ ,  $\{40\bar{4}1\}$ , а на начальных стадиях роста часто отрицательный ромбоэдр  $\{01\bar{1}1\}$  и спайный ромбоэдр  $\{10\bar{1}1\}$ . Особенностью ромбоэдрических кристаллов одного месторождения, локализованного в секущей дайке долеритов, является наличие на них наряду с  $\{02\bar{2}1\}$  в качестве формы роста ромбоэдра  $\{10\bar{1}1\}$  вместе с  $\{02\bar{2}1\}$ , определяющего их габитус. На месторождениях этого типа отмечают также в качестве габитусных формы  $\{03\bar{3}2\}$  и  $\{05\bar{5}4\}$ . «Чисто» ромбоэдрические кристаллы встречаются

редко, обычно они осложнены гранями других форм. Число их резко возрастает на двойниках, представляющих благодаря своим крупным размерам основной практический интерес. Характерные комбинации простых форм на монокристаллах ромбоэдрического габитуса выглядят следующим образом.

Ромбоэдр  $\{02\bar{2}1\}$  — габитусная форма;

1)  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{0001\}$ ;

2)  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{35\bar{8}4\}$ ,  $\{31\bar{4}2\}$ ,  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ ;

3)  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{12\bar{3}2\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ ,  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ ;

4)  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{35\bar{8}4\}$ ,  $\{53\bar{8}4\}$ ,  $\{53\bar{8}2\}$ ,  $\{31\bar{4}2\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ;

5)  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ ,  $\{31\bar{4}2\}$ ,  $\{35\bar{8}4\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ .

Ромбоэдр  $\{05\bar{5}4\}$  встречается обычно в комбинации со скаленоэдром  $\{16\bar{7}4\}$ . Ромбоэдр  $\{03\bar{3}2\}$  чаще встречается на месторождениях, связанных с лавовыми покровами, где появляется на кристаллах ранних генераций. Ассоциации форм этого габитусного типа следующие.

1)  $\{03\bar{3}2\}$ ,  $\{35\bar{8}4\}$ ,  $\{12\bar{3}2\}$ ,  $\{53\bar{8}4\}$ ,  $\{0001\}$ ;

2)  $\{03\bar{3}2\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{04\bar{4}1\}$ ,  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ .

Ромбоэдр  $\{01\bar{1}1\}$ ;

1)  $\{01\bar{1}1\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{35\bar{8}4\}$ ;

2)  $\{01\bar{1}1\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ ,  $\{0001\}$ .

Последовательность появления форм, выявленная на некоторых кристаллах ромбоэдрического габитуса месторождений различных генетических типов, выглядит следующим образом.

1)  $\{10\bar{1}1\} \rightarrow \{03\bar{3}2\}$ ;

2)  $\{01\bar{1}1\} + \{02\bar{2}1\} \rightarrow \{10\bar{1}1\} \rightarrow \{35\bar{8}4\}$ ;

3)  $\{02\bar{2}1\} \rightarrow \{53\bar{8}2\}$ ;

4)  $\{02\bar{2}1\} + \{0001\} \rightarrow \{35\bar{8}4\} + \{02\bar{2}1\} \rightarrow \{35\bar{8}4\}$ ;

5)  $\{02\bar{2}1\} + \{10\bar{1}1\} \rightarrow \{21\bar{3}2\} \rightarrow \{31\bar{4}2\} \rightarrow \{35\bar{8}4\}$ ;

6)  $\{10\bar{1}1\} \rightarrow \{02\bar{2}1\} \rightarrow \{12\bar{3}2\} + \{31\bar{4}2\}$ ;

7)  $\{10\bar{1}1\} + \{01\bar{1}1\} \rightarrow \{35\bar{8}4\}$  [116];

8)  $\{02\bar{2}1\} + \{01\bar{1}1\} \rightarrow \{10\bar{1}1\} \rightarrow \{10\bar{1}1\} + \{+40\bar{4}1\} + \{05\bar{5}4\} + \{21\bar{3}1\} + \{51\bar{6}4\} + \{0001\}$  [41].

Как видим, ромбоэдры являются наиболее ранними формами роста, хотя они могут появляться после какого-то перерыва вновь.

Ромбоэдрические кристаллы встречаются на многих месторождениях мира: в США (Росси и Юнион-Спринг, штат Нью-Йорк), Исландии, ФРГ (Андреасберг, Иберг) [73, 112, 150], Мексике (Мапими, штат Дуранго [123]) и др. В СССР они были встречены на локализованных в известняках месторождениях Средней Азии, Кавказа и Тувы [12, 31, 48, 83]. Основными формами здесь обычно являются ромбоэдры  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{01\bar{1}2\}$  в комбинациях с  $\{40\bar{4}1\}$ ,  $\{31\bar{4}1\}$ ,

{21 $\bar{3}$ 1}, редко с {0001}. Кроме того, отмечаются {90 $\bar{9}$ 4}, {2572} и другие формы. Кристаллы ромбоэдрического габитуса являлись основным источником сырья на месторождениях Исландии [73, 121, 131], хотя на всех остальных месторождениях из них добывалась лишь незначительная его часть.

Скаленоэдрический габитус наиболее характерен для кристаллов исландского шпата различных месторождений мира, в том числе и месторождений Сибирской платформы (рис. 30). На первом месте по частоте встречаемости стоят скаленоэдры зон (35 $\bar{8}$ 4) : (13 $\bar{4}$ 2), (35 $\bar{8}$ 4) : (4.8. $\bar{12}$ .5), (4.8. $\bar{12}$ .5) : (21 $\bar{3}$ 1). Более половины всех кристаллов сибирских месторождений, связанных с лавовыми покровами, огранено скаленоэдром {35 $\bar{8}$ 4}, вместе с которыми часто встречаются такие второстепенные формы, как скаленоэдры {5 $\bar{3}$ 84}, {31 $\bar{4}$ 2}, {12 $\bar{3}$ 2}, ромбоэдры {0221}, {40 $\bar{4}$ 1}, реже {10 $\bar{1}$ 1}. Величина sdвойникованных по {0001} кристаллов, где габитусной формой является скаленоэдр {35 $\bar{8}$ 4}, на некоторых лавовых месторождениях достигает 50—60 см в поперечнике. Эта же форма встречается и на месторождениях других типов, хотя для месторождений, локализованных в туфах, {35 $\bar{8}$ 4} не характерен. Этот же скаленоэдр отмечался [137] и на месторождении Верхнее озеро (США) в комбинации с {40 $\bar{4}$ 1}, {1 $\bar{1}$ 01}, {0001}.

Скаленоэдры {4.8. $\bar{12}$ .5} и {21 $\bar{3}$ 1} наиболее часто встречаются на кристаллах месторождений, приуроченных к секущим интрузиям долеритов, хотя {21 $\bar{3}$ 1} может встретиться на любом месторождении. Это очень широко распространенная на кристаллах исландского шпата форма (месторождения и проявления США, Мексики, Англии, Гренландии), на кристаллах сибирских месторождений встречается в виде габитусной очень редко, обычно на мелких кристаллах первых генераций. Исключение составляют кристаллы из двух месторождений, связанных с туфами, и одного — в мандельштейнах, где она является одной из основных граней. Скаленоэдр {21 $\bar{3}$ 1} встречается обычно в комбинации с {0221} и {4.8. $\bar{12}$ .5}, с которыми располагается в одной зоне [01 $\bar{1}$ 4], а также с {31 $\bar{4}$ 2}, {10 $\bar{1}$ 1}, {12 $\bar{3}$ 2}, {13 $\bar{4}$ 1} и т. д. По данным сводки «Месторождения оптического кальцита в Мексиканской республике» [123], кристаллы большинства месторождений и шпатопроявлений штатов Сонора, Дуранго, Чиуауа сложены скаленоэдром {21 $\bar{3}$ 1}, часто с притупленными гранями {10 $\bar{1}$ 1} и {0001}. Для месторождений штатов Нью-Йорк [150] и Нью-Мексико [132] в США, а также некоторых расположенных в известняках месторождений СССР характерны скаленоэдрические кристаллы, в которых кроме основной формы {21 $\bar{3}$ 1} отмечаются также {10 $\bar{1}$ 1}, {40 $\bar{4}$ 1}, {32 $\bar{5}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 4}.

Скаленоэдры {31 $\bar{4}$ 1}, {31 $\bar{4}$ 2} и {13 $\bar{4}$ 1} в виде габитусных форм встречаются редко (главным образом на мелких кристаллах или

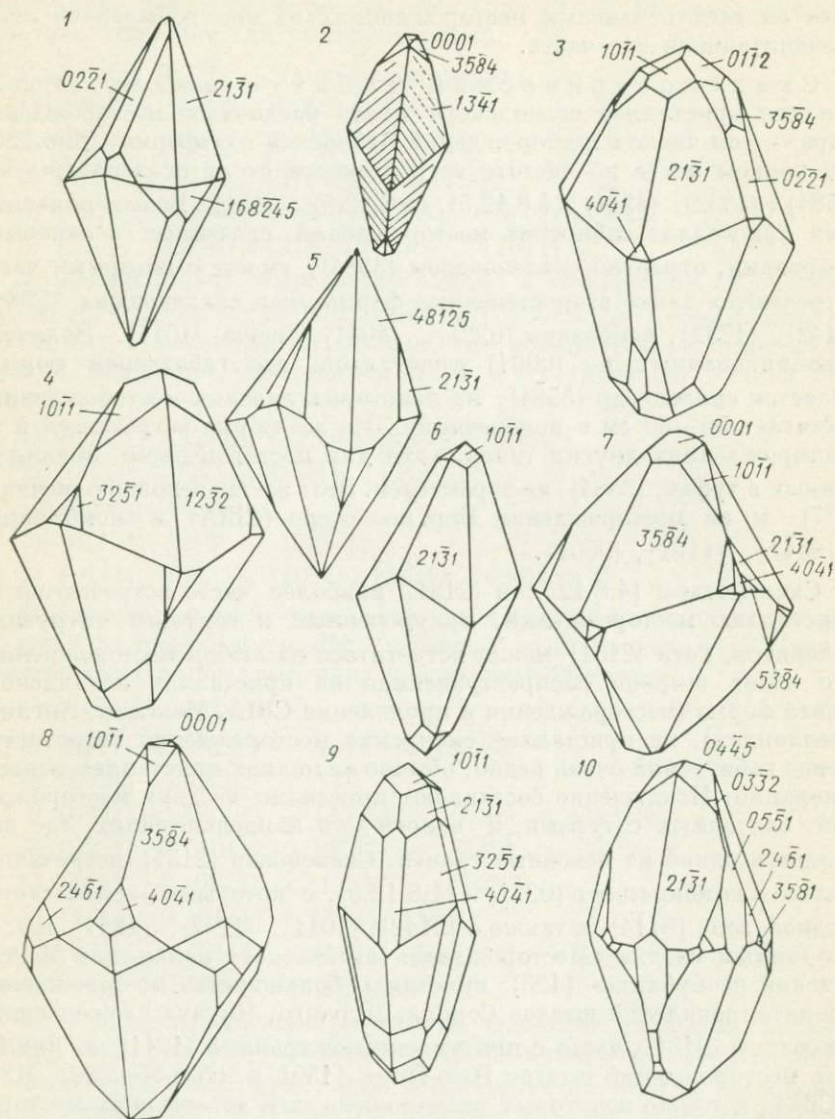


Рис. 30. Скаленоэдрические кристаллы исландского шпата.

1 — 7 — Сибирская платформа; 8 — Верхнее озеро, США; 9 — Рондоут, США; юг Иркутской области; 10 — Гуанахуата, Мексика [124].

двойниках по  $(01\bar{1}2)$  и  $(02\bar{2}1)$ , хотя и являются довольно обычными формами на кристаллах многих месторождений. Вместе с этими формами отмечены скаленоэдры  $\{32\bar{5}1\}$  и  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$ , ромбоэдр  $\{02\bar{2}1\}$ , дипирамида  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$  (см. рис. 36, 2). Е. Я. Киевленко [41] приводит описание скаленоэдрических кристаллов из расположенного в шаровых лавах месторождения, где габитусный скаленоэдр  $\{31\bar{4}1\}$  встречен в комбинации с  $\{41\bar{5}1\}$  и  $\{11\bar{2}0\}$ .

Скаленоэдр  $\{12\bar{3}2\}$  отмечается на кристаллах как месторождений, связанных с лавами, в ассоциации с  $\{32\bar{5}1\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$  и  $\{03\bar{3}2\}$ , так и месторождений другого типа, где эта форма сменяет ромбоэдр  $\{02\bar{2}1\}$ . Скаленоэдр  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$  является довольно редкой формой. Лишь на одном месторождении, приуроченном к зоне дробления в секущей дайке долеритов, на двойниках по  $(01\bar{1}2)$  величиной до 20 см он получил значительное развитие. Располагаясь в одной зоне  $[1\bar{1}01]$  с формами  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$  и  $\{11\bar{2}0\}$ , этот скаленоэдр образует комбинационную штриховку с  $\{11\bar{2}0\}$ . На кристаллах одного из участков этого месторождения отмечается интенсивный захват гранями этой формы газово-жидких включений и широкое развитие интенсивной трещиноватости в пирамиде роста  $\langle 7.6.\bar{1}3.1 \rangle$ , благодаря чему кристаллы становятся непрозрачными.

Скаленоэдры  $\{35\bar{8}2\}$ ,  $\{53\bar{8}2\}$ ,  $\{16\bar{7}4\}$ ,  $\{549\bar{1}\}$ ,  $\{32\bar{5}1\}$ ,  $\{12\bar{3}1\}$  и другие являются обычно второстепенными формами, присутствуют в виде отдельных мелких граней. Часть из них характерна для определенных типов кристаллов или определенных габитусных простых форм. Так,  $\{32\bar{5}1\}$  обычно встречается на дипирамидальных кристаллах, где узкие полоски граней этого скаленоэдра притупляют три ребра дипирамиды  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ ,  $\{549\bar{1}\}$ , так же как и  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$ , характерен для двойников срастания по  $(01\bar{1}2)$ , где ассоциирует с призмой  $\{11\bar{2}0\}$ . Скаленоэдр  $\{16\bar{7}4\}$  «искривляет» грани ромбоэдра  $\{05\bar{5}4\}$ .

Скаленоэдрические кристаллы характерны для поздних генераций кальцита месторождений Сибирской платформы, они являются обычно формами роста конечных этапов процесса кристаллизации. Однако было бы заблуждением утверждать, что все остальные формы на последних этапах роста становятся неустойчивыми: очень часто мы наблюдаем одновременное «сосуществование» форм различных габитусных типов почти в равных соотношениях, так что можно наблюдать за счет разрастания той или иной формы изменение габитуса у кристаллов даже одной полости. Так, часть кристаллов с одного из месторождений Сибири, локализованных в секущей дайке долеритов, огранена формами  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$   $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ , которые могут менять свою относительную величину, что вызывает соответственно изменение их габитуса. С другой стороны, грани некоторых скаленоэдров могут периодически появляться в процессе роста кристаллов и в конце концов не быть выраженными морфологически

(рис. 31). И наконец, можно привести примеры скаленоэдрических кристаллов исландского шпата, некоторые формы в огранении которых существовали с начальных стадий роста (рис. 31, б).

Особенностью роста кристаллов исландского шпата месторождений Сибирской платформы является резкое увеличение количества простых форм на двойниковых образованиях (компенсационные грани, по Г. Тертчу [147]). Для примера приведем табл. 19, в которой даны формы монокристаллов и двойников с четырех месторождений. На месторождениях США [73] и Мексики [123] часто такого усложнения формы кристаллов не наблюдается.

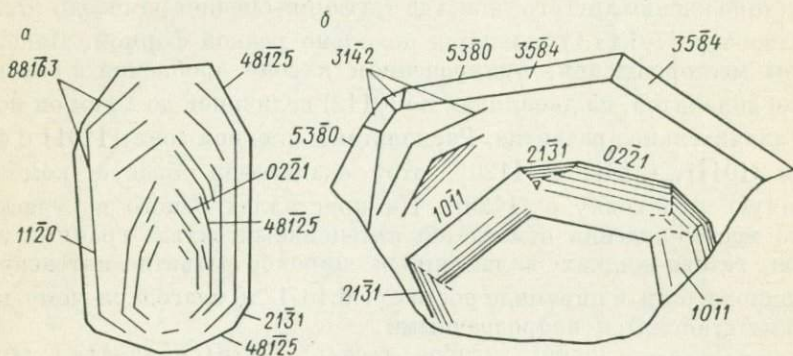


Рис. 31. Зоны роста в скаленоэдрических кристаллах. Сечения по пинакоиду  
 а — двойник по  $(01\bar{1}2)$  из месторождения III типа. б — двойник по  $(0001)$  из месторождения в лавах Сибирской платформы.

Кристаллы скаленоэдрического габитуса являются одним из основных промышленных типов кристаллов исландского шпата не только в СССР, но во всем мире. Они достигают иногда гигантских размеров. Так, по данным В. Келли [132], несколько скаленоэдрических кристаллов (габитусная форма  $\{21\bar{3}1\}$ ), добытых близ рудника Гардинг штата Нью-Мексико (США), весили до 25 т.

**П р и з м а т и ч е с к и й г а б и т у с.** Ряд простых кристаллографических форм отмечался только на двойниковых образованиях. Это так называемые компенсационные формы [147]. Среди них первое место на кристаллах Сибирской платформы занимает гексагональная призма  $\{11\bar{2}0\}$ , реже дигексагональная призма  $\{53\bar{8}0\}$ . Характерной особенностью развития этих форм (и, очевидно, необходимым условием образования) является то, что высота призмы по  $L_3$  не превышает длины проекции двойникового шва на ось  $[0001]$ . Как показали наблюдения на ряде месторождений, призма  $\{11\bar{2}0\}$  не появляется в тех случаях, когда общая плоскость срастания индивидов двойника перпендикулярна к поверхности прирастания кристалла. Уже отмечалось [3], что появление призмы связано с изменением

Простые кристаллографические формы на монокристаллах  
и двойниках исландского шпата

Месторождение	Симметрия двойника, общая плоскость двойникования	Формы кристаллографические	
		Монокристаллы	Двойники
Зона дробления в секущей дайке долеритов	$6'/m'mm'$ (0001)	$10\bar{1}1, 02\bar{2}1$	$10\bar{1}1, 02\bar{2}1, 21\bar{3}1, 31\bar{4}1, 32\bar{5}1, 11\bar{2}0$
Связанное с лавовыми покровами	$6'/m'mm'$ (0001)	$35\bar{8}4, 53\bar{8}4$	$35\bar{8}4, 53\bar{8}4, 10\bar{1}1, 02\bar{2}1, 53\bar{8}4, 40\bar{4}1, 31\bar{4}2, 10\bar{1}0, 4.20.24.3, 21\bar{3}1$
Приуроченное к секущей дайке долеритов	$6'/m'mm'$ (0001) (1120)	$02\bar{2}1, 48\bar{1}25, 10\bar{1}1$	$02\bar{2}1, 4.8.12.5, 12\bar{3}2, 11\bar{2}0, 35\bar{8}4, 10\bar{1}1, 31\bar{4}2$
То же	$mm'm'$ (0112) и (0221)	$02\bar{2}1, 4.8.12.5, 8.8.16.3$	$02\bar{2}1, 4.8.12.5, 21\bar{3}1, 10\bar{1}1, 0001, 11\bar{2}0, 7.6.13.1, 8.8.16.3, 5491, 31\bar{4}2, 13\bar{4}1, 32\bar{5}1$
Связанное с известняками	$6'/m'mm'$ (0001)	$10\bar{1}1, 32\bar{5}1, 21\bar{3}1, 40\bar{4}1$	$10\bar{1}1, 32\bar{5}1, 21\bar{3}1, 40\bar{4}1, 10\bar{1}0, 53\bar{8}0, 53\bar{8}2$

Примечание. Полу жирным шрифтом показаны основные формы.

относительных скоростей роста различных форм при двойниковании и зарастанием входящего угла, образующегося при срастании или проращении двух индивидов двойника.

Призматический габитус отмечался на кристаллах всех трех генетических типов месторождений Сибирской платформы. В зависимости от степени развития призмы, от соотношения продольного и поперечного размеров кристаллов могут быть выделены коротко- и длиннопризматические кристаллы. Развитие призм определяется как условиями образования двойников (см. ниже), так и условиями роста кристаллов на конкретных месторождениях, но в общем для кристаллов месторождений III типа более характерен длиннопризматический габитус, а на лавовых месторождениях встречаются только

короткопризматические образования. Следует отметить, что дигексагональная призма  $\{53\bar{8}0\}$  обычно получает развитие на кристаллах, ограниченных формами  $\{35\bar{8}4\}$ ,  $\{53\bar{8}4\}$  и  $\{53\bar{8}2\}$ . Величина призматических кристаллов исландского шпата может достигать 1,5 м по  $L_3$  и 0,5 м по  $L_2$ . Они имеют важное промышленное значение. Широ-

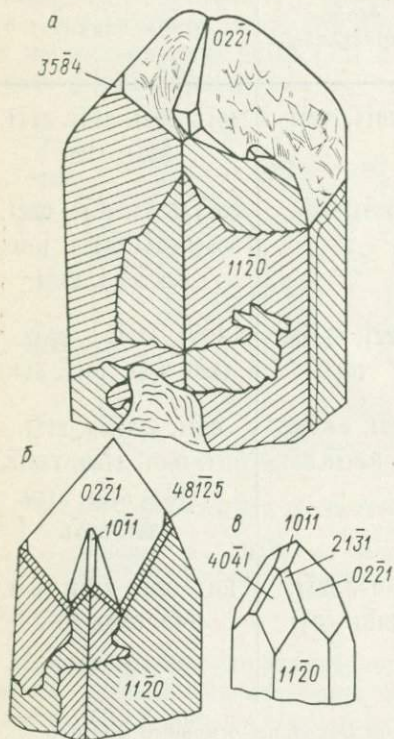


Рис. 32. Кристаллы призматического габитуса.

*a, б* — двойники прорастания с суммарной симметрией  $6'/m'mm'$ , Сибирская платформа; *в* — призматический кристалл из Гренландии.

кое развитие призм  $\{11\bar{2}0\}$  и  $\{53\bar{8}0\}$  характерно для кристаллов исландского шпата месторождений Сибирской платформы, обычно они редки и в литературе отмечались лишь на монокристаллах некоторых месторождений и проявлений Гренландии, США [150] и ФРГ [125, 144] (рис. 32).

Заканчивая рассмотрение основных простых кристаллографических форм роста кристаллов исландского шпата, следует сказать об изменчивости условий роста от месторождения к месторождению, от участка к участку, от гнезда к гнезду и от кристалла к кристаллу. Эта изменчивость может быть проиллюстрирована на примере двойников по  $(01\bar{1}2)$  исландского шпата, приуроченного к секущей дайке долеритов месторождения Сибирской платформы.

На рис. 33 приведены сколы по спайности из двойниковых сростков, отобранных из гнезд одного участка (I, III, V) и из гнезд разных участков, удаленных друг от друга на 1 (I и II) — 4 (I и IV) км. Зоны роста были выявлены после  $\gamma$ -облучения дозой около  $8 \cdot 10^6$  рад.

Так же как и для кварца [27], здесь можно отметить, что различия в условиях роста кристаллов увеличиваются по мере удаления их друг от друга. Кроме изменения относительных скоростей роста граней той или иной формы отчетливо наблюдается и разница в смене форм роста. Общим для всех рассматриваемых кристаллов является наличие пирамиды роста  $\langle 8.8.1\bar{6}.3 \rangle$ . Однако только на одном участке рост кристаллов начинался с этой формы, на двух других вначале росла одна пирамида  $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ , которую сменила  $\langle 4.8.1\bar{2}.5 \rangle$ . По-

явившаяся вновь форма  $\{10\bar{1}1\}$  затем прослеживается до окончания роста. Пирамида  $\langle 4.8.\bar{1}2.5 \rangle$  сменялась  $\langle 8.8.\bar{1}6.3 \rangle$ , а на последних стадиях роста  $\langle 7.6.\bar{1}3.1 \rangle$ ,  $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ , иногда  $\langle 2\bar{1}\bar{3}1 \rangle$ .

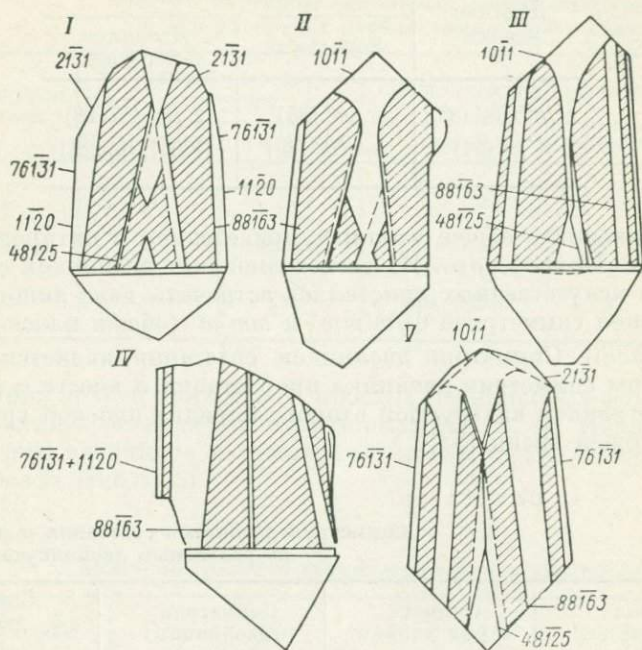


Рис. 33. Сколы по спайности кристаллов-двойников по  $(01\bar{1}2)$  из нескольких участков одного месторождения. Двойной линией показан двойниковый шов.

## ДВОЙНИКИ

Среди кристаллов исландского шпата широко распространены двойниковые образования. Двойниковые сростки, как правило, по размерам значительно превышают размеры монокристаллов, что обуславливает их большое практическое значение. Прежде чем перейти к описанию встречающихся в природе двойников исландского шпата, рассмотрим теоретически возможные для кальцита типы двойников, их симметрию, симметрию плоскостей срастания и кристаллографические двойниковые формы. В. А. Мокриевский [52] на основании данного им определения двойника\* для класса  $\bar{3}m$  выделяет следующие законы двойников прорастания (табл. 20). В этой таблице и далее штрихи означают, что данный элемент симметрии появился в результате двойникования, цифры в скобках —

\* Двойником называется совокупность из двух одинаковых индивидов, которая дает двухцветную группу симметрии индекса двух подгрупп класса симметрии кристалла [50].

## Теоретически возможные законы двойникования на кальците

Жесткие законы	Нежесткие законы	
	Зональные	Двойники 3-й группы
$6'/m'mm'$ (83)	$\bar{3}m'$ (85)	$2'/m'$ (87, 88)
$4'/m$ (84)	$mm'm'$ (86)	[hkil], [hh2hl]

номера законов в общей таблице, приведенной в цитированной работе В. А. Мокиевского. Из всех возможных двойников среди природных и искусственных кристаллов встречены пока лишь двойники с суммарной симметрией  $6'/m'mm'$  и  $mm'm'$  (общая плоскость имеет символ  $(h\bar{o}hl)$ ). Симметрия двойников срастания является подгруппой группы симметрии двойника прорастания и вместе с тем нецентросимметричной надгруппой второго порядка плоской группы симметрии общей грани [53].

ТАБЛИЦА 21

## Симметрия двойников срастания и прорастания по различным двойнивающимся граням

Символ общей плоскости	Симметрия плоскости	Симметрия двойника срастания	Симметрия двойника прорастания
0001	$3m$	$\bar{6}'2'm$	$6'/m'mm'$
$10\bar{1}0$	$m$	$2'mm'$	$6'/m'mm'$
$11\bar{2}0$	$2$	$2'2'2'$	$6'/m'mm'$
$h\bar{o}hl$	$m$	$2'm'm$	$mm'm'$

В табл. 21 приведены типы двойников прорастания и срастания для всех четырех плоскостей, по которым наблюдается двойникование у кальцита. Наконец, в статье «Классификация двойников» [52] В. А. Мокиевский приводит данные и о симметрии двойниковых границ. Для двойников с суммарной симметрией  $6'/m'mm'$  симметрия границы будет подгруппой этой двухцветной группы. Грани кальцита имеют симметрию  $3m$ ,  $2$ ,  $m$  и  $1$ . Внешние границы двойников будут описываться только односторонними двухцветными подгруппами этих групп симметрии, а симметрия границ срастания — двухцветными двусторонними надгруппами. При этом В. А. Мокиевский выделяет вновь жесткие и нежесткие (т. е. позволяющие поворачивать один индивид относительно другого вокруг общей оси второго

порядка или общей плоскости без изменения общей симметрии двойника) группы симметрии двойников (табл. 22).

ТАБЛИЦА 22

Виды симметрии двойниковых границ для различных двойниковых законов кальцита

Симметрия граней	Односторонние подгруппы		Двусторонние подгруппы	
	жесткие	нежесткие	жесткие	нежесткие
1	$2'$	$m'$	$m', \bar{1}'$	$2'$
2 $m$	$4'$ $2'mm'$	$2m'm'$ $m'$	$2/m', \bar{4}'$ $2'/m, 2'mm'$	$22', 2'$ $2'$
$3m$	$6'mm'$	$3m'$	$\bar{3}'m, \bar{6}'2'm$	$32'$

Симметрия граней конкретных простых двойниковых форм и симметрия границ срастания по этим формам, по В. А. Мокиевскому, выглядят для двойников с суммарной симметрией  $6'/m'mm'$  следующим образом (табл. 23).

ТАБЛИЦА 23

Симметрия граней и границ срастания в двойниках кальцита

Симметрия	0001	$11\bar{2}0$	$10\bar{1}0$	$hkio$	$hk2\bar{h}l$	$hohl$	$hkil$
Грани	$6'mm'$	$2m'm'$	$2'mm'$	$m'$		$m$	1
Границы	$\bar{6}'2'm$	$2\ 2'\ 2'$	$2'mm'$	$2'$		1	1

Трудность разделения индивидов двойника по границе возрастает с увеличением ее симметрии. Наиболее трудно разделять двойники по грани (0001): силы сцепления здесь такие, что часто можно сдвинуть только небольшой обломок одного из индивидов, лежащий на пинакоиде другого. Разделение вдоль (01 $\bar{1}2$ ) значительно проще. По своему происхождению двойники делятся на две основные группы: двойники роста и механические двойники. Мы остановимся главным образом на первой категории.

До сих пор не существует твердо установленных универсальных данных о причинах возникновения двойников роста. Для кальцита можно предположить несколько механизмов их образования.

1. Рост на механически сдвойникованных затравках кальцита — двойники с общей плоскостью (01 $\bar{1}2$ ).

2. Статистически закономерно образующиеся двойники с общей симметрией  $6'/m'mm'$  среди параллельно-шестоватых агрегатов I рода у всех шестов, в которых тройные оси параллельны.

3. Рост на механически сдвойникованных по (0221) затравках доломита.

4. Самопроизвольно возникающие двойники при значительных пересыщениях, меньших, однако, тех, которые необходимы для нового зарождения индивидов. Такие двойники появляются, например, при искусственном выращивании кристаллов.

5. Граница по (111) шпинелевого двойника трактуется как «ошибка в упаковке», что может быть записано следующим образом:  $ABC\ ABC\ ABA\ CBA\ CBA$ . Вероятно, таким же образом могут быть объяснены двойники кальцита со «шпинелевой» симметрией  $6'/m'mm'$  и общей плоскостью сростания (0001).

6. Весьма вероятным является ориентирующие действия кристаллов-подложек. И. И. Шафрановский и Б. Я. Осадчев в 1950 г. описали японские двойники кварца из тектонической брекчии Волыни, которые возникли при эпитаксимальном нарастании кварца на полевой шпат.

Ю. М. Чащинов и В. А. Мокиевский [101] показали, что при росте на германии ( $m\bar{3}m$ ) арсенид галлия ( $\bar{4}3m$ ) образует двойники  $m'\bar{3}'m$ , отвечающие симметрии кристалла-подложки. Такое же ориентирующее влияние на образование двойников кальцита могли оказать кристаллы других минералов, которые являлись для него подложками (например, магнетит, гранаты, цеолиты и т. д.).

7. Наконец, нельзя забывать, что  $\text{CaCO}_3$  при определенных условиях [15] кристаллизуется в виде неустойчивой фазы  $\mu = \text{CaCO}_3$  гексагональной сингонии. При повышении температуры более  $90^\circ \text{C}$  эта фаза переходит в кальцит. Такой полиморфный переход может сопровождаться двойникованием.

Облик двойников определяется не только ограничением слагающих их индивидов, но и целым рядом особенностей роста, характерных только для двойниковых образований: 1) уплощение вдоль границы сростания; 2) появление компенсационных граней [134, 147].

Эти морфологические особенности двойников обуславливают в ряде случаев необходимость описания их с помощью простых двойниковых форм. Разработкой кристалломорфологии двойников занимались И. И. Шафрановский [107, 108] и Н. Г. Соколова [94]. И. И. Шафрановский показал, что для характеристики формы двойников можно пользоваться разновидностями гранных форм с входящими углами, выведенными им для всех простых форм [105, 109]. Н. Г. Соколова предложила наглядный метод вывода двойников с помощью стереографических проекций, который она применила и для вывода простых двойниковых форм. Она показала также, что с помощью стереографической проекции можно установить, какими формами индивидов составлена та или иная двойниковая форма. В табл. 24 приведены двойниковые простые формы, встречающиеся

Простые формы индивидов	Двойник прорастания	Двойник срастания	Двойник прорастания	Двойник срастания
	$6' / m' mm'$	$\bar{6}' 2' m$	$m' mm'$	$2' mm'$
Пинакоид	Пинакоид	Пинакоид	Ромбическая призма ( $O$ )	Диэдр
Ромбоэдры	Дигексагональная дипирамида ( $B \cdot O$ № 121) + гексагональная дипирамида ( $O \cdot B$ № 101)	Тригональная дипирамида ( $O \cdot O$ № 17)	Ромбическая призма ( $+B$ № 5) + ромбическая дипирамида ( $B \cdot O$ № 9)	Диэдр (или пинакоид) + ромбическая пирамида ( $+O$ или $+B$ ) или ромбическая призма ( $O$ )
Скаленоэдры	2 дигексагональные дипирамиды ( $B \cdot O$ № 121 + $O \cdot B$ № 117)	Дитригональная дипирамида ( $O \cdot O$ № 33)	3 ромбические дипирамиды ( $B \cdot O$ № 9)	2 ромбические пирамиды ( $+B$ ) + ромбическая пирамида ( $+O$ ) или ромбическая призма ( $O$ )
Дипирамиды	Дипирамида гексагональная ( $O \cdot O$ № 97)	Гексагональная дипирамида ( $O \cdot O$ № 97)	2 ромбические дипирамиды ( $B \cdot O$ № 9) + ромбическая дипирамида ( $O \cdot B$ № 5)	Ромбическая пирамида ( $+B$ ) + 2 ромбические пирамиды ( $+O$ )
Гексагональная призма	Гексагональная призма ( $O$ № 35)	Гексагональная призма ( $O$ № 35)	Пинакоид или ромбическая призма ( $+B$ № 5) + 2 ромбические дипирамиды ( $B \cdot O$ № 9)	Пинакоид (или диэдр) + ромбическая пирамида ( $+B$ ) + ромбическая пирамида ( $+O$ ) или ромбическая призма ( $O$ )
Дигексагональная призма	Дигексагональная призма ( $O$ № 41)	Дигексагональная призма ( $O$ № 41)	6 ромбических дипирамид ( $B \cdot O$ № 9)	3 ромбические пирамиды ( $+B$ ) + 3 ромбические пирамиды ( $+O$ )

на двойниках исландского шпата, и показано, в какие двойниковые формы переходят простые формы индивидов. В скобках даны обозначения гранных простых форм, по И. И. Шафрановскому [105, 108, 109]. Всего получилось 17 простых двойниковых форм, из которых 7 являются разновидностями с входящими углами — две дигексагональные дипирамиды, гексагональная дипирамида, две ромбические дипирамиды, ромбическая призма и ромбическая пирамида. Из таблицы видно, что простые формы индивидов могут в двойниках:

1) оставаться без изменения (пинакоид, призма);

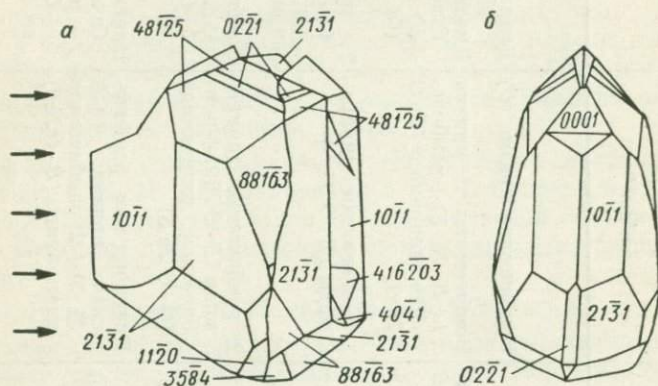


Рис. 34. Две проекции (а, б) двойника исландского шпата [закон  $mm'm'$ , двойнивающая плоскость  $(01\bar{1}2)$ ].

Направление движения питающего потока раствора показано стрелками для проекции а. В результате наложения симметрии среды на суммарную симметрию двойника видимая симметрия его  $m$ .

2) переходить в другую форму, классическую или с входящими углами (пинакоид в диэдр, скаленоэдр в дитригональную дипирамиду или дигексагональные пирамиды с входящими углами и т. д.);

3) составлять несколько простых двойниковых форм (гексагональная дипирамида разбивается, например, на 3 ромбические дипирамиды).

Кристалломорфологический анализ невозможен без учета реальных форм кристаллов, без учета отклонений реальных форм от плоскогранности (отклонения от идеальной формы) и искажений с образованием ложных форм (отклонения от идеальной симметрии) [94].

Искажения симметрии двойников определяются, как и для монокристаллов, влиянием симметрии среды на кристаллы.

В своей статье в сборнике «Идеи Е. С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии» И. И. Шафрановский и Р. В. Корень приводят результаты теоретического вывода ложных простых форм. Вывод двойниковых ложных форм аналогичен выводу ложных форм для монокристаллов. Задачу нахождения ложных форм двойников также облегчает применение стереографических проекций. Эти формы

возникают при сложении симметрии питающей среды с симметрией кристалла (двойника).

Для каждого двойника, как и монокристалла, в зависимости от симметрии среды и ориентировки элементов симметрии двойника (в том числе и двойниковых) существует характерный набор ложных форм. Знание закономерностей, связывающих появление ложных форм с симметрией питающей среды, может оказать существенную помощь при расшифровке во всех деталях условий образования месторождений исландского шпата [104, 106]. В последние годы была разработана методика изучения искаженных форм на монокристаллах минералов, которая может быть с успехом перенесена и на двойники, в том числе и кальцита.

Для примера приведем 2 проекции двойника исландского шпата по закону  $mm'm'$ , выросшего в односторонне направленном потоке раствора (рис. 34).

Типы двойников исландского шпата  
и формы двойниковых образований,  
двойниковый закон  $6'/m'mm'$

Двойникование по этому закону наблюдается на месторождениях различных генетических типов, связанных с лавовыми покровами, туфами, секущими телами долеритов, известняками. Такие двойники характерны для некоторых месторождений штатов Нью-Йорк и Монтана (США), для большинства месторождений Сибирской платформы, некоторых месторождений юга Иркутской области. Характерной особенностью этих двойников являются их размеры, часто в 100 раз и более превышающие размеры монокристаллов, расположенных рядом с ними. Величина двойников по другим законам обычно превышает размеры монокристаллов не более чем в 20—30 раз. Поэтому на месторождениях, где встречаются двойники с симметрией  $6'/m'mm'$ , они являются обычно основным источником оптического материала. Выделяются два типа двойниковых сростков — двойники срастания и двойники прорастания.

Двойники срастания имеют видимую симметрию  $\bar{6}'2'm$ . Общей плоскостью срастания является двойникоустая плоскость (0001). Такие двойники могут быть образованы индивидами всех основных габитусных типов. В ограничении их принимает участие огромное количество простых форм: ромбоэдры {10 $\bar{1}$ 1}, {02 $\bar{2}$ 1}, {05 $\bar{5}$ 4}, {40 $\bar{4}$ 1}, скаленоэдры {12 $\bar{3}$ 2}, {35 $\bar{8}$ 4} {4.8. $\bar{12}$ .5}, дипирамида {8.8. $\bar{16}$ .3} и др. (рис. 35, б—г, з, 40, 1).

Двойники прорастания по этому закону встречаются в виде двух разновидностей: а) двойники, в которых тройные оси индивидов совпадают; б) многоглавые двойники.

Первая разновидность — это сростки, в которых индивиды объединены общей призмой. Они были частично рассмотрены при описании габитусных типов (см. рис. 32, 35, 40). Здесь следует добавить, что граница между индивидами двойника представляет собой сложную поверхность. В зависимости от ее положения в объеме двойника

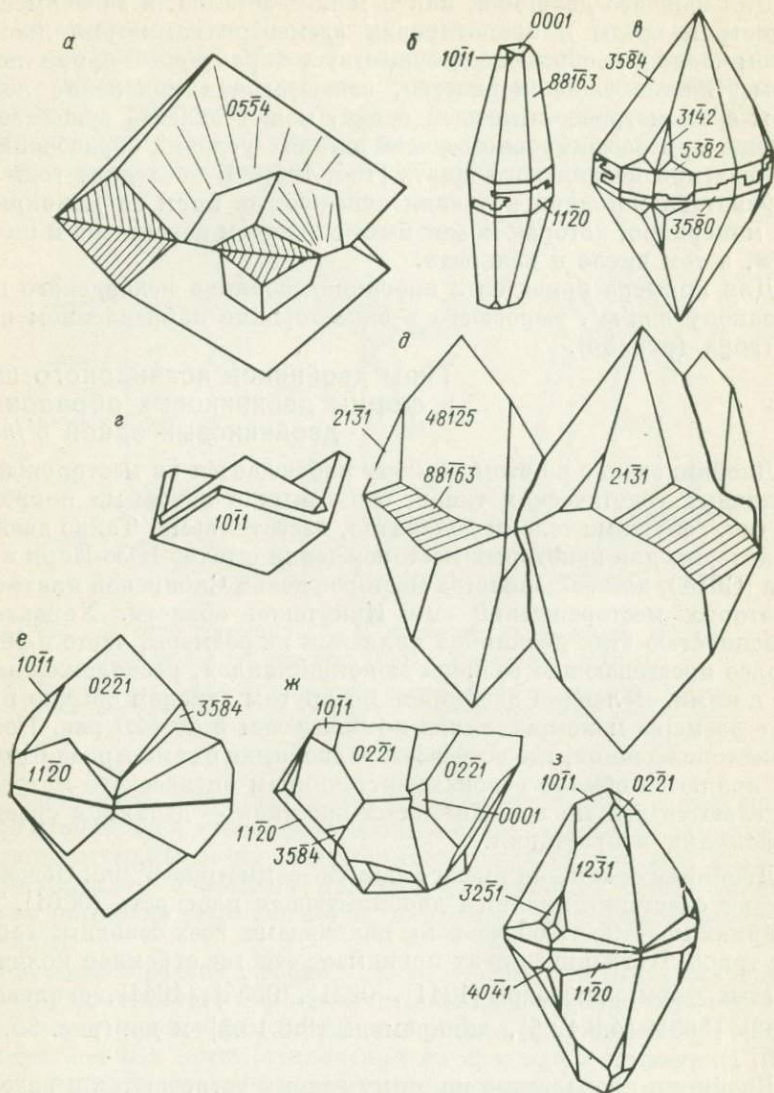


Рис. 35. Закон двойникования.  
 а, в, е, ж — двойники прорастания (е и ж — две проекции двуглавого двойника); б, в, г, з — двойники срастания двипирамидального, скаленоэдрического и ромбоэдрического габитусов; г — из США [73], остальные из месторождений Сибирской платформы.

находится выход оптического материала. В. А. Мокиевский, С. Н. Самусина и А. В. Скропышев [51] показали, что симметрию границы и приближенную ее конфигурацию можно определить по симметрии и положению двойникового шва на гранях гексагональной призмы {1120}. Изучение большого количества призматических кристаллов показало [51, 114], что в узоре двойникового шва на призме обычно наблюдается определенная периодичность, которую можно описать с помощью элементов симметрии пространственных групп или элементов симметрии подобия.

Многоглавые двойники широко распространены на месторождениях Сибирской платформы. Особенно характерны они для ряда месторождений в лавах по р. Ниж. Тунгуске и одного из месторождений в юго-восточной части Тунгусской синеклизы, приуроченного к зоне дробления в туфах. Головок кристаллов может быть 2 (рис. 35, е, ж), 3, 4, 5, но очень характерной формой являются трехглавые сростки, схематическое изображение одного из которых приведено на рис. 35, д.

### Двойниковый закон $mm'm'$

Двойникующей плоскостью для этого закона является грань ромбоэдра ( $h\bar{o}hl$ ). Как уже отмечалось выше, в природе встречены лишь три двойникующие плоскости —  $(01\bar{1}2)$ ,  $(02\bar{2}1)$ ,  $(10\bar{1}1)$ . Двойники по  $(10\bar{1}1)$  крайне редки, они отмечались в Мексике, Англии и США [123, 150]. На Сибирской платформе встречены единичные двойники по спайному ромбоэдру. Обычно двойники по ( $h\bar{o}hl$ ) являются двойниками срastания с симметрией  $2'mm'$ . Плоскость срastания, как правило, совпадает с двойникующей плоскостью. В этом случае разъединить индивиды практически невозможно. Раскалывание двойника по поверхности срastания индивидов значительно облегчается, когда граница между двойниками приобретает извилистые очертания. В конфигурации границы в этом случае появляется периодичность, которую можно описать с помощью двухцветной плоскости скользящего отражения или двухцветной плоскости скользящего отражения симметрии подобия [124].

Двойники по  $(01\bar{1}2)$  наиболее распространены среди двойниковых образований по этому закону. Они отмечались на месторождениях Мексики, США, ФРГ и ГДР и ряда других стран [123, 134, 150]. На Сибирской платформе они встречены на месторождениях, связанных с секущими телами долеритов или приуроченных к зонам дробления в туфах. За счет уплощения индивидов вдоль общей плоскости симметрии, развития определенных комбинаций простых форм, а иногда и неравномерности развития одного из индивидов двойники по  $(01\bar{1}2)$  часто имеют очень характерные очертания, внешне напоминают по форме бабочку с раскрытыми крыльями, напильник, брошь. Такие типичные двойники и называют «двойник», «бабочка», «напильник» и т. п. На рис. 36 представлены двойники «бабочка»

и «напильник» из различных месторождений туфового поля Сибирской платформы и похожий на один из них двойник из Мексики.

Выявление двойников по (0112) не представляет трудностей: они выделяются от всех других двойников по закону  $mm'm'$ ,

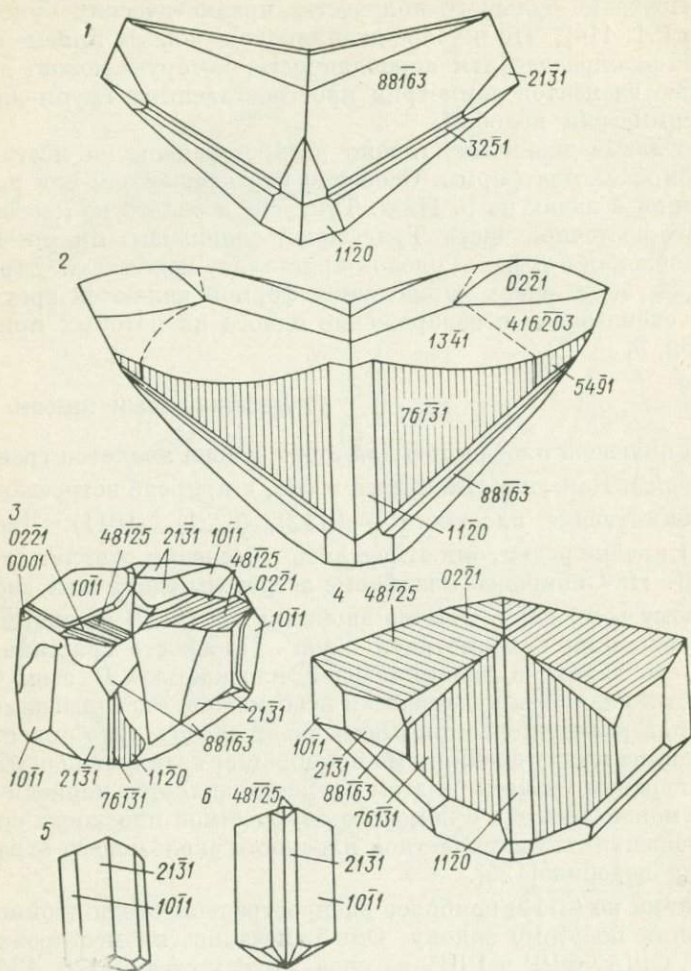


Рис. 36. Двойники по (0112).

1—4 — «бабочка»; 5—6 — «напильник» (5 — по К. Фриесу [123]).

по ориентировке плоскостей спайности и параллельности двойникового шва одной из систем механических двойников.

Двойники по (0221) встречаются редко. Угол между тройными осями индивидов здесь значительно меньше ( $54^\circ$ ), чем у двойников по (0112), ( $107^\circ 31'$ ), поэтому при развитии тех же простых форм,

что и на двойниках «бабочка», двойник будет больше похож на хвост рыбы (двойники «рыбий хвост»), при развитии иных простых форм на индивидах двойника появляется двойник «колун» (рис. 37).

Двойники по  $(10\bar{1}1)$  на месторождениях Сибирской платформы практически не встречаются. На других месторождениях как в СССР, так и за рубежом они встречаются очень редко [73, 123], чаще наблюдаются на непрозрачных кристаллах кальцита [125]. В этих двойниках плоскости срастания обычно совпадают с двойнивающей плоскостью  $(10\bar{1}1)$ . Тройные оси индивидов двойника образуют почти прямой угол ( $89^\circ 16'$ ), поэтому при прорастании образуются крестообразные двойники псевдотетрагональной симметрии.

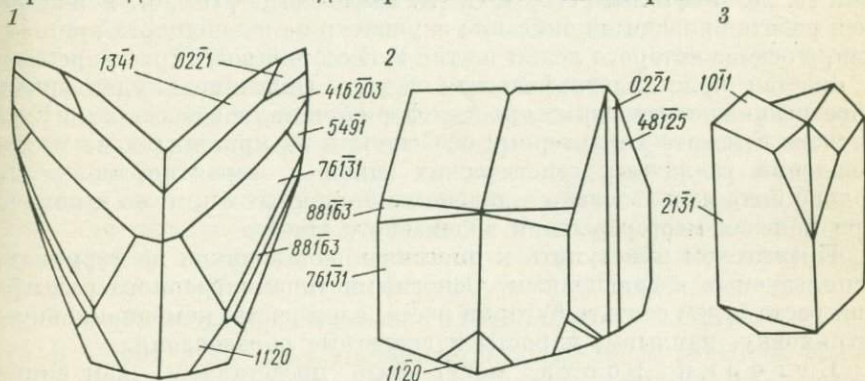


Рис. 37. Двойники по  $(02\bar{2}1)$ .

1 — «рыбий хвост»; 2—3 — «колун» (3 — по К. К. Фриесу [123]).

Механические одиночные или полисинтетические двойники образуются под действием внешних механических сил за счет скольжения в плоскости  $(01\bar{1}2)$  по направлению  $[0\bar{1}11]$ . Подробно механизм образования и некоторые особенности этих двойников даны ниже (см. с. 104).

### СКУЛЬПТУРА ГРАНЕЙ КРИСТАЛЛОВ

Грани кристаллов исландского шпата, как и любых реальных кристаллов, никогда не являются идеальными плоскостями, имеют на своей поверхности ту или иную скульптуру роста или растворения. Скульптурные образования роста, которые часто важны при выяснении условий образования, на кристаллах исландского шпата представлены бугорками роста, комбинационной штриховкой, слоями роста и различными наростами. Для граней каждой простой формы характерны свои формы роста, определяемые как внутренними (симметрия, структурная плотность и строение граней), так и внешними причинами (условия образования, граница с гранями той или иной формы, свободный рост или рост путем замещения, отложение на поверхности грани других минералов и т. д.). До сих пор акцессориям роста на кристаллах кальцита, и исландского шпата в том числе,

в литературе уделялось мало внимания. Как правило, они рассматривались попутно при изучении отдельных простых кристаллографических форм или совместно с формами роста других минералов при описании определенных типов форм [1, 23, 73, 109, 115].

Описание скульптурных образований роста на кристаллах исландского шпата из месторождений Сибирской платформы посвящена статья С. Н. Самусиной [70]. В этой работе приводится характеристика отдельных типов форм роста, из которых были выделены бугорки роста, наросты, незавершенные слои роста и штриховка, дано их подробное описание. В основу выделения типов слоев роста и штриховок С. Н. Самусина положила классификации, предложенные Н. Н. Шефталем [112] и С. Ш. Генделевым [19, 20]. В настоящей работе приводится описание скульптур на поверхности кристаллов, в основе которого лежит не тип аксессуарий роста (растворения), а простая кристаллографическая форма. Описание скульптурных образований определенных простых форм кристаллов позволяет в ряде случаев отмечать характерные особенности на кристаллах из месторождений различных генетических типов и, вероятно, может не только быть использовано в диагностике простых форм, но и помочь при поисках месторождений исландского шпата.

Прежде чем приступить к описанию, остановимся на терминах, используемых в дальнейшем. Основными типами гранного рельефа при росте будем считать бугорки роста, слои роста, комбинационную штриховку, напльвы, наросты и скелетные образования.

Бугорки роста могут быть представлены как вициальными, преимущественно плоскогранными, так и округлыми образованиями, величина в плане которых намного меньше размеров грани. Бугорки роста сравнительно слабо распространены на гранях кристаллов из Сибирских месторождений. Их симметрия обычно отвечает плоскостной симметрии грани, является надгруппой группы симметрии грани или под действием различных внешних сил может быть даже ниже ее (табл. 25).

ТАБЛИЦА 25

Истинные и ложные виды симметрии семи неэквивалентных ориентаций в кристаллах, принадлежащих классу  $\bar{3}m$

Формы	Символ	Истинная симметрия ориентации	Возможные группы видимой, ложной симметрии
Пинакоид	0001	$3m$	$1, m, \infty$
Ромбоэдр	$h\bar{o}hl$	$m$	$1, 2mm$
Скаленоэдр	$hki\bar{l}$	$1$	$m, 2mm$
Дипирамида	$hh\bar{2}hl$	$1$	$m, 2mm$
Призма гексагональная	$hh\bar{2}ho$	$2$	$1, 2mm$
То же	$h\bar{o}h\bar{o}$	$m$	$1, 2mm$
Призма дигексагональная	$hkio$	$1$	$m$

Слои роста характеризуются, как правило, криволинейностью боковых очертаний. Их высота может меняться в широких пределах и достигать долей миллиметра и 1 мм. Это ограничение, конечно, условно, но на кристаллах исландского шпата слои роста с четким ребром между торцевой поверхностью и поверхностью грани редко бывают больше. Если они и встречаются, то только в условиях угнетенного роста, когда под действием тех или иных причин рост в течение длительного времени идет только на части грани. Степень кривизны, так же как и толщина слоя, меняются не только от грани к грани, но и на одной плоскости: часто можно наблюдать расщепление толстых слоев с большим радиусом кривизны на ряд тонких «монослоев» с одновременным увеличением кривизны вплоть до образования зубчатой линии слоев. Подобные расщепления, по данным А. А. Чернова и Е. Д. Дуковой [103], возникают при уменьшении пересыщения на конечных стадиях роста.

Комбинационная штриховка является разновидностью слоев роста. Она отличается от них морфологически (это прямолинейные слои роста) и генетически (штриховка возникает при появлении новой простой формы роста, при смене одной формы роста или торможении другой формой роста, при образовании формы торможения, когда она представляет собой комбинацию торцевых частей образующихся слоев формы роста). Следует отметить, что кроме комбинационной штриховки на гранях таких форм, как  $\{03\bar{3}2\}$ ,  $\{16\bar{7}4\}$ ,  $\{0001\}$ , иногда встречается довольно прямолинейная штриховка, параллельная ребрам грани и в разрезе напоминающая волны по округлым промежуткам между штрихами и острым пикам самих штрихов.

Наплывы отличаются от слоев роста своей значительной толщиной и постепенным переходом от торца к плоской, отвечающей ориентации грани, поверхности. В большинстве случаев, но далеко не всегда, наплывы развиваются на какой-то одной грани от ребра. Образуюсь в результате усиленного притока вещества [112], наплывы развиваются от точек активного роста, которыми на кристаллах исландского шпата могут быть вершины, ребра, границы с соседними кристаллами, двойниковые границы, включения других минералов на поверхности и др.

Наросты характеризуются четким кристаллографическим ограничением, фактически это субиндивиды, растущие в зависимости от причин, их вызвавших, в параллельном или двойниковом положении. Они могут расти за счет входящих углов в образовавшихся механических двойниках [79], могут разрастаться от границ срастания двойников роста. Иногда наросты появляются над трещинами спайности или другими дефектами, довольно часто они отмечаются на поверхности граней таких форм торможения, как  $\{0001\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ .

Скелетные образования возникают обычно за счет зарастания граней форм торможения от их ребер с гранями других форм, за счет

зарастания ребер (см. рис. 90) и вершин одной формы полногранными образованиями другой. На кристаллах исландского шпата встречаются как положительные, так и отрицательные скелетные образования. Примером последних могут служить цепочки параллельных  $[1\bar{1}02]$  клиновидных газово-жидких включений, располагающихся по поверхностям нарастания трех эквивалентных ребер  $[1\bar{1}02]$  ромбоэдра  $\{02\bar{2}1\}$ . Кристаллы с такими включениями характерны для одного из месторождений III типа. Следует отметить, что обычно на гранях реальных кристаллов встречается сразу несколько элементов гранного рельефа, часто взаимодействующих и переходящих друг в друга.

### Характеристика рельефа на гранях различных простых форм

Ромбоэдр  $\{02\bar{2}1\}$  — одна из наиболее распространенных форм на кристаллах кальцита и исландского шпата. На гранях  $\{02\bar{2}1\}$  отмечены самые различные акцессории роста, но, пожалуй, наиболее обычной является комбинационная штриховка по  $[10\bar{1}4]$ , обусловленная комбинацией форм  $\{02\bar{2}1\}$  и  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$  и  $\{21\bar{3}1\}$ . Встречаемые на гранях этого ромбоэдра слои роста, как правило, развиваются в том же направлении  $\{10\bar{1}4\}$  или (при разрастании  $\{02\bar{2}1\}$  за счет соседних граней скаленоэдров) в направлении зарастающих форм. Иногда наблюдается, как комбинационная штриховка задерживает одни слои роста и не препятствует распространению других, внешне неотличимых от первых.

На рис. 38 приведены некоторые типы скульптурных образований на гранях  $\{02\bar{2}1\}$ , а рис. 39 дает некоторое представление о сложности рельефа на них.

Ромбоэдр  $\{03\bar{3}2\}$  встречается значительно реже, и, может быть, поэтому скульптура роста его менее разнообразна (рис. 40). Для граней  $\{03\bar{3}2\}$  очень характерны округлые формы и разнообразная штриховка. На кристаллах месторождений I типа штриховка развита по четырем направлениям  $\{02\bar{2}3\}$ ,  $[10\bar{1}3]$ ,  $[5\bar{4}19]$  и  $[2\bar{1}10]$ , из которых три являются ребрами пересечения  $\{03\bar{3}2\}$  с  $\{0001\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$  и  $\{3\bar{3}02\}$ . На кристаллах ряда месторождений III типа характерна штриховка по  $[5\bar{4}19]$ , а на месторождениях по р. Нидым часто встречаются кристаллы с округлыми конусовидными бугорками с поперечной и продольной штриховками. Встреченные на одном месторождении III типа кристаллы этой формы, как правило, были дефектны, вся поверхность их обычно покрыта наростами, субиндивидами и наплывами (рис. 41, а).

Как уже отмечалось, спайный ромбоэдр  $\{10\bar{1}1\}$  в качестве формы роста встречается сравнительно редко, грани его матовые, покрыты глинистым или глинисто-железистым материалом. Каких-либо элементов скульптуры на них обычно нет. Лишь на двух месторождениях

располагающихся в секущих дайках долеритов, встречались кристаллы с крупными, захватывающими всю площадь грани vicиналями, фактически превращающими эти грани в скаленоэдрические (рис. 42, 9).

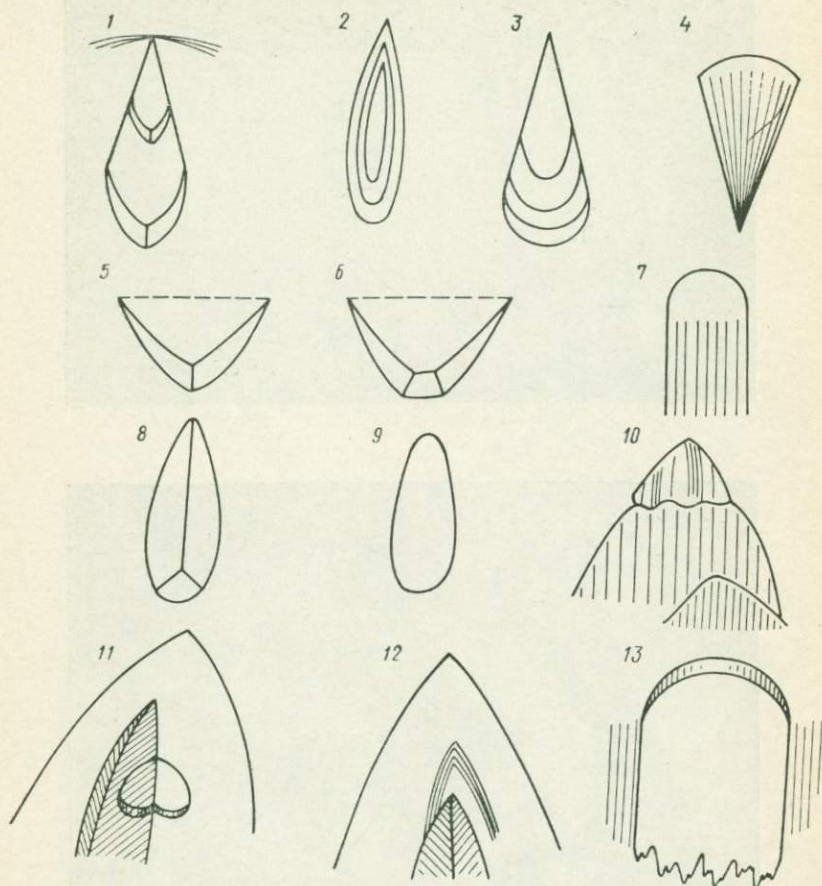


Рис. 38. Элементы скульптуры на гранях  $\{02\bar{2}1\}$  кристаллов исландского шпата.

1—9 — бугорки роста (1—3 по С. Н. Самусиной); 10—11 — наросты: 10 — на вершине кристалла, 11 — от ребра двух индивидов двойника; 12—13 — напылы: 12 — от границы двойника, 13 — очерчивает сверху разориентированный блок, ограниченный с других сторон слоями роста.

Кроме того, на двойниках «бабочка» одного из этих месторождений были обнаружены бугорки роста, слои роста и ямки растворения на этих гранях (см. рис. 42). Часть бугорков роста, разрастаясь, образует наросты, которые, заполняя всю грань и еще более укрупняясь, ликвидируют  $\{10\bar{1}1\}$  (рис. 43). Поверхность граней ромбоэдра  $\{10\bar{1}1\}$  кристаллов из различных месторождений СССР всегда

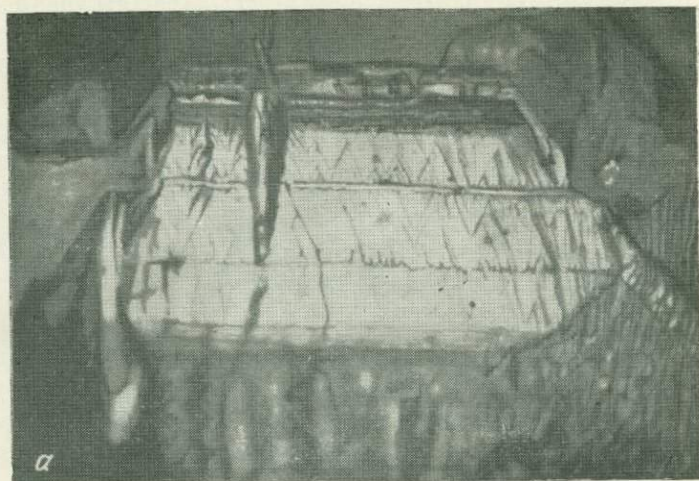


Рис. 39. Характер рельефа на гранях  $\{02\bar{2}1\}$ .  
*a* — конические вицинали, зарождающиеся на местах выхода трещин спайности; *b* — нарастание на ребре ромбоэдра и вдоль трещин спайности ограниченных наростов  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ .

матовая. Шероховатость и отсутствие блеска на гранях  $\{10\bar{1}1\}$  отмечены и в «Системе минералогии» Дж. Дэна [73].

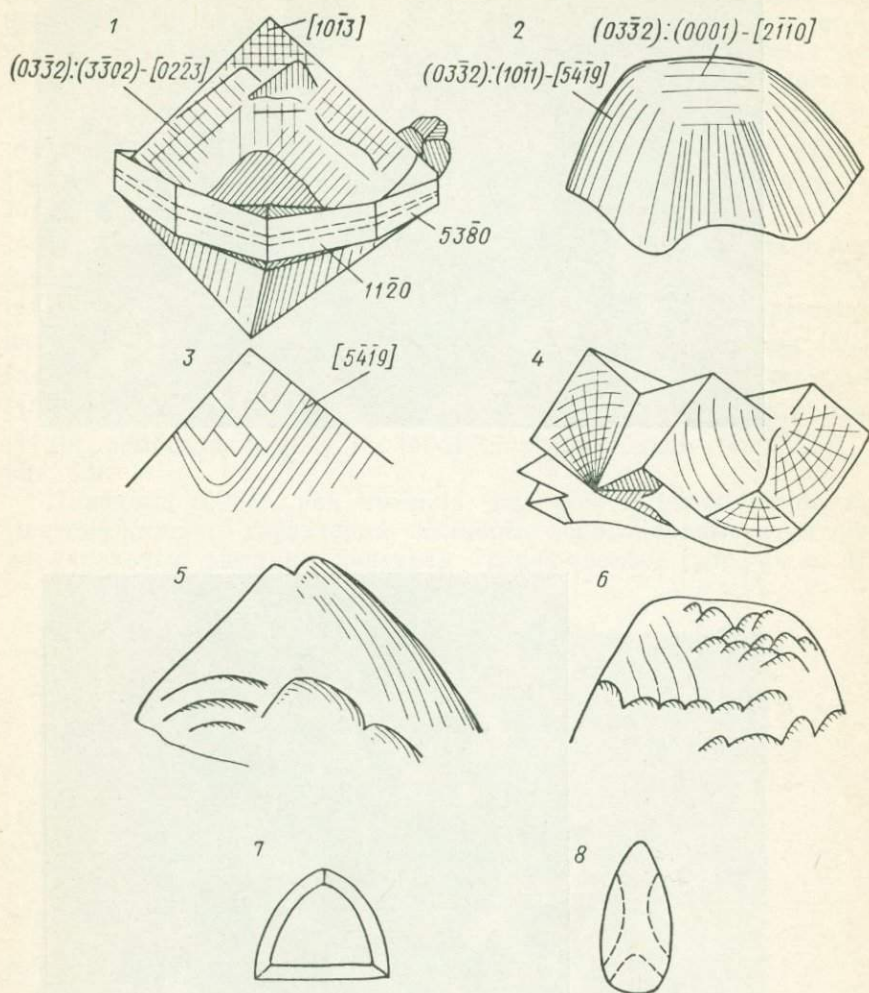


Рис. 40. Скульптура роста на гранях  $\{03\bar{3}2\}$ .

1—4 — типы штриховок (1 — наросты от двойникового шва сложены гранями  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{53\bar{8}0\}$ ,  $\{35\bar{8}4\}$ ); 5—6 — субиндивиды; 7—8 — бугорки роста (8 — по С. Н. Самусиной).

Скаленоэдр  $\{4.8.12.5\}$  обычно встречается с формой  $\{02\bar{2}1\}$ , образуя совместную комбинационную штриховку (рис. 44). Для граней этой формы очень характерны также тонкие слои роста, генерирующие от ребер  $\{01\bar{1}4\}$  и вдоль ребер с гранями  $\{02\bar{2}1\}$  и  $\{10\bar{1}1\}$  (рис. 45).

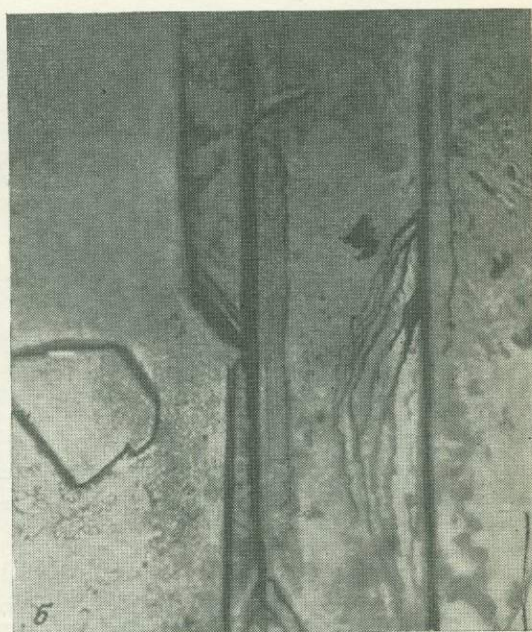


Рис. 41. Плоские наросты на гранях ромбоэдра  $\{03\bar{3}2\}$  (а), скалено глинистого

Очень распространенная форма  $\{35\bar{8}4\}$ , как правило, матовая, не содержит никаких аксессуарий роста. Можно лишь отметить весьма характерные для кристаллов с месторождения в лавах бугорки роста (рис. 46, *a*) и необычные наплывы на гранях кристаллов с месторождения Железная гора [70]. Для месторождений, связанных с лавами, довольно типичной является комбинационная штриховка по  $[\bar{5}324]$ , обусловленная зарастанием граней  $\{134\bar{1}\}$ , и по  $[\bar{1}\bar{1}26]$  за счет зарастания острого отрицательного ромбоэдра  $\{022\bar{1}\}$ . Как на  $\{35\bar{8}4\}$ , так и на  $\{53\bar{8}4\}$  довольно часто встречаются округлые бугорки роста с центрами вблизи двойникового шва.

На скаленоэдре  $\{21\bar{3}1\}$  были встречены два типа бугорков роста (рис. 46, *b*), слои роста и комбинационная штриховка по  $\{5723\}$ . На кристаллах месторождения 3-го типа очень часто встречаются наросты, возникающие вначале при нависании растущего на  $\{10\bar{1}\bar{1}\}$  слоя над  $\{21\bar{3}1\}$ , а затем развивающихся вдоль всех ребер граней  $\{10\bar{1}\bar{1}\}$  с гранями  $\{21\bar{3}1\}$  и  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$ . Огранены эти наросты призмой  $\{11\bar{2}0\}$ , ромбоэдрами  $\{01\bar{1}2\}$  и  $\{40\bar{4}1\}$  и скаленоэдром  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$  (см. рис. 43).

Пинакоид (0001), как правило, является формой торможения. Поэтому для него характерны различные полигональные штриховки, параллельные внешним контурам граней-соседей (рис. 46, *e*). При



эдра  $\{48\bar{1}25\}$  (*b*), пинакоида (0001) (*e*). На пинакоиде присыпки материала.

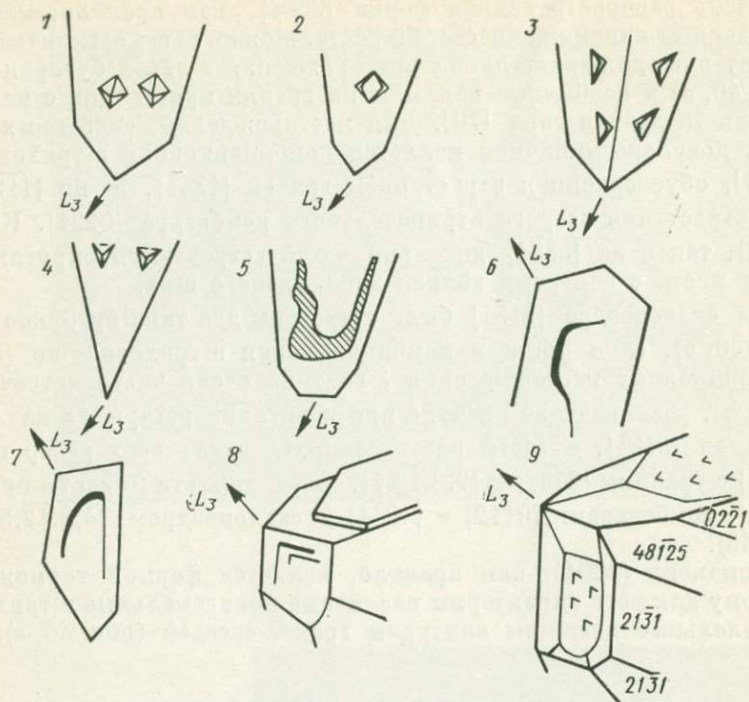


Рис. 42. Скульптура роста на гранях  $\{10\bar{1}1\}$  кристаллов месторождения III типа.

1—4 — бугорки роста; 5 — нащип; 6—7 — толстые слои роста; 8 — нарост и толстые слои роста; 9 — уплощенные притупленные вихинали с бугорками роста на верхней притупляющей грани.

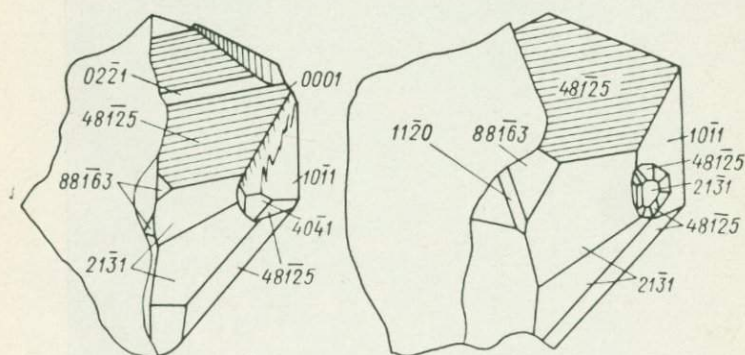


Рис. 43. Разрастание граней  $\{10\bar{1}1\}$  на двойниках «бабочка» с нависанием над гранями  $\{2\bar{1}31\}$ .

Вторые индивиды двойников не показаны.

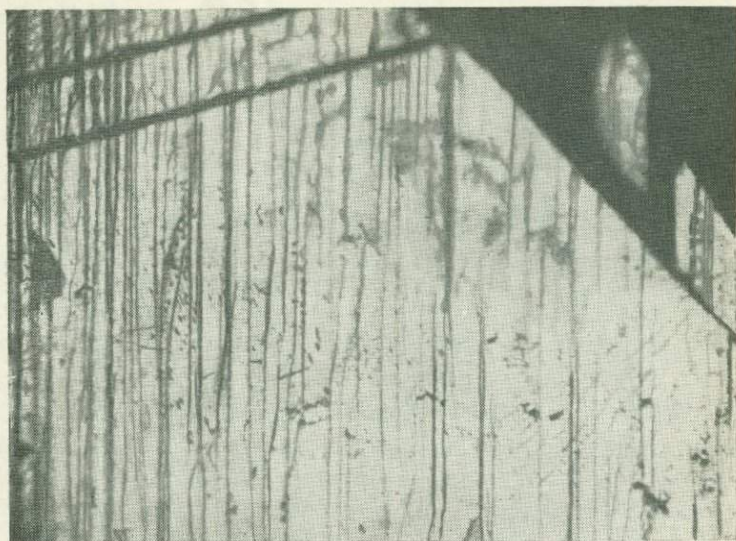


Рис. 44. Комбинационная штриховка на грани  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ . Видны тонкие слои роста, сливающиеся со штриховкой.

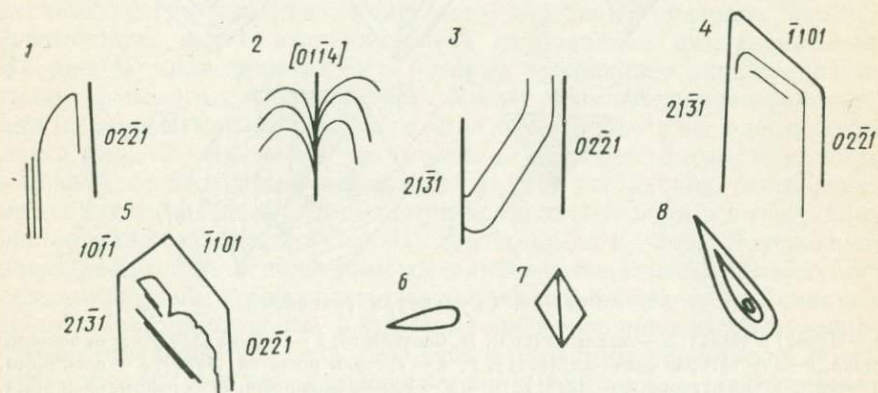


Рис. 45. Скульптура роста на гранях  $\{48\bar{1}25\}$ .

1-4 — тонкие слои роста; 5 — толстые слои роста; 6, 7, 8 — бугорки роста (8 — по С. Н. Самусиной).

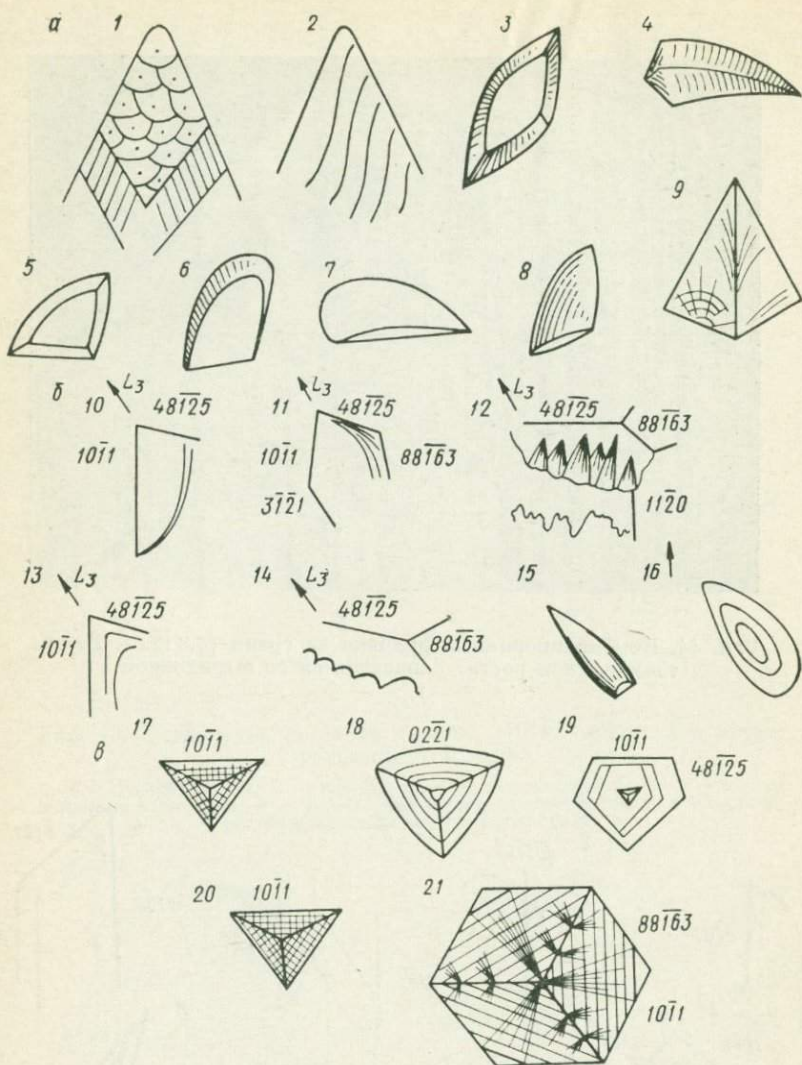


Рис. 46. Скульптура граней.

$a$  —  $\{3584\}$  и  $\{5384\}$ : 1 — напыль (по С. Н. Самусиной), 2 — тонкие слои роста от бокового ребра, 3—6 — бугорки роста на  $\{3584\}$ , 7, 8 — бугорки роста на  $\{5384\}$ , 9 — слои роста, и веерообразный бугорок;  $b$  —  $\{2131\}$ : 10—13 — тонкие слои роста, 14 — толстые слои роста, 12, 15, 16 — бугорки роста (16 — по С. Н. Самусиной);  $c$  —  $\{0001\}$ : 19 — в центре бугорок роста в виде треугольной пирамидки, сложенной гранями положительного ромбоэдра; 21 — по А. В. Шустову.

незначительном разрастании на  $\{0001\}$  появляются конические вицинали, параллельные друг другу в каждой пирамиде роста кристалла  $\{114\}$ . На пинакоиде кристаллов участка Водораздельный того же месторождения III типа оси этих уплощенных образований развиваются по трем эквивалентным направлениям  $[10\bar{1}0]$ ,  $[0\bar{1}10]$ ,  $[\bar{1}100]$ . Пинакоид редко бывает формой роста. Даже в этом случае рост его обычно сопровождается образованием наростов (см. рис. 41, *е*) и заканчивается скелетным ростом с разрастанием граней  $\{0001\}$ . На кристаллах ряда месторождений пинакоид зарастает за счет разрастания граней  $\{8.8.16.3\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{31\bar{4}2\}$ . Дж. Дэна [73] отмечает матовую поверхность граней пинакоида на кристаллах различных зарубежных месторождений, что почти всегда справедливо и для месторождений Сибирской платформы.

Из скульптурных образований на других простых формах следует отметить широкое развитие комбинационной штриховки на гранях  $\{13\bar{4}1\}$  по  $\{5324\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$  по  $[\bar{1}101]$ ,  $\{7.6.13.1\}$  по  $[10\bar{1}1]$ , на  $\{12\bar{3}2\}$  по  $[10\bar{1}2]$  и на  $\{8.8.16.3\}$  по  $\{4\bar{3}18\}$  и  $\{6178\}$  многих месторождений. На кристаллах одного из месторождений III типа дипирамида  $\{8.8.16.3\}$  после некоторого периода роста превратилась в форму торможения. В дальнейшем кристалл огранялся скаленоэдрами  $\{13\bar{4}2\}$ ,  $\{32\bar{5}1\}$ ,  $\{7.6.13.1\}$ , ромбоэдром  $\{02\bar{2}1\}$  и призмой  $\{11\bar{2}0\}$ , растущими от основания и отрицательных ребер дипирамиды. На гранях  $\{8.8.16.3\}$  наблюдаются многочисленные бугорки роста, сложенные гранями этих форм, и наплывы с грубослойной поверхностью. Можно упомянуть об округлых бугорках роста с радиальной штриховкой, часто развитых на гранях  $\{40\bar{4}1\}$ .

Фигуры растворения появляются обычно на кристаллах в тех случаях, когда они попадают в зону действия грунтовых или поверхностных вод с незначительной карбонатной минерализацией. На рис. 47 приведены ямки и бугорки природного растворения на гранях различных простых форм. Кроме ямок и бугорков растворения на кристаллах исландского шпата могут быть выделены штриховка (рис. 48) и борозды растворения. Практически все кристаллы с механическими двойниками несут на себе штриховку растворения по двойниковым швам, которая при продолжительном и интенсивном растворении переходит в борозды глубиной до 1—2 см. Интенсивное растворение идет и по другим линейным элементам на поверхности кристалла — по линиям выхода трещин спайности и двойниковым швам у двойников роста. Сопоставление интенсивности растворения вдоль линейных выходов первичных (границы двойников роста) и вторичных (различные системы трещин спайности и механических двойников) образований на поверхности кристалла в ряде случаев позволяет определять последовательность появления последних.

Травлению плоскостей спайности исландского шпата в различных кислотах посвящен ряд работ [одни из последних — 57, 138, 143, 148]. По А. Пателу и К. Госвами, внешние контуры ямки травления

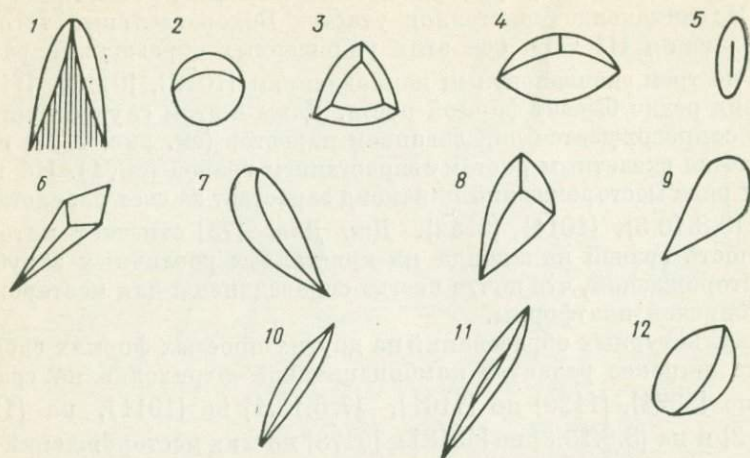


Рис. 47. Фигуры природного растворения на гранях простых форм. 1-11 — ямки на гранях: 1-4 —  $\{02\bar{2}1\}$ , 5 —  $\{01\bar{1}2\}$ , 6 —  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ , 7 —  $\{32\bar{5}1\}$ , 8 —  $\{48\bar{1}25\}$ , 9 —  $\{3584\}$ , 10-11 —  $\{11\bar{2}0\}$ ; 12 — бугорок на ориентации, близкой к  $\{21\bar{3}1\}$ .



Рис. 48. Борозды природного растворения на  $\{35\bar{8}4\}$ . Увел. 15.

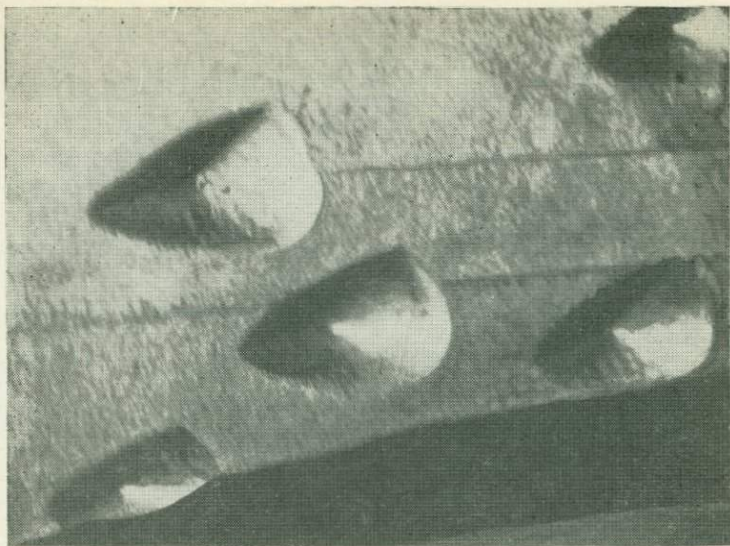


Рис. 49. Ямки травления на плоскости спайности ( $10\bar{1}1$ ).

Тонкие линии — зоны роста по  $(35\bar{8}4)$ . Травление 30 сек в 15%-ной HCl.  
Увел. 20.

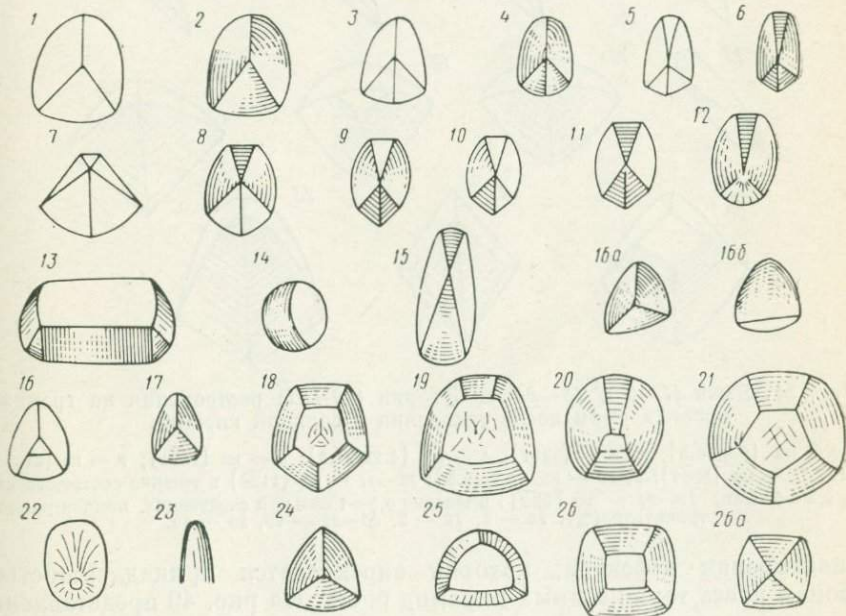


Рис. 50. Формы ямок травления на плоскостях спайности (1—21) и естественных гранях  $\{10\bar{1}1\}$  (22—26) исландского шпата, образующихся при травлении соляной кислотой.

на  $\{10\bar{1}1\}$  определяются типом растворителя и условиями травления, а внутренние — структурой и типом дефекта, на котором она образовалась. Очевидно, кроме этих факторов форма ямки зависит и от

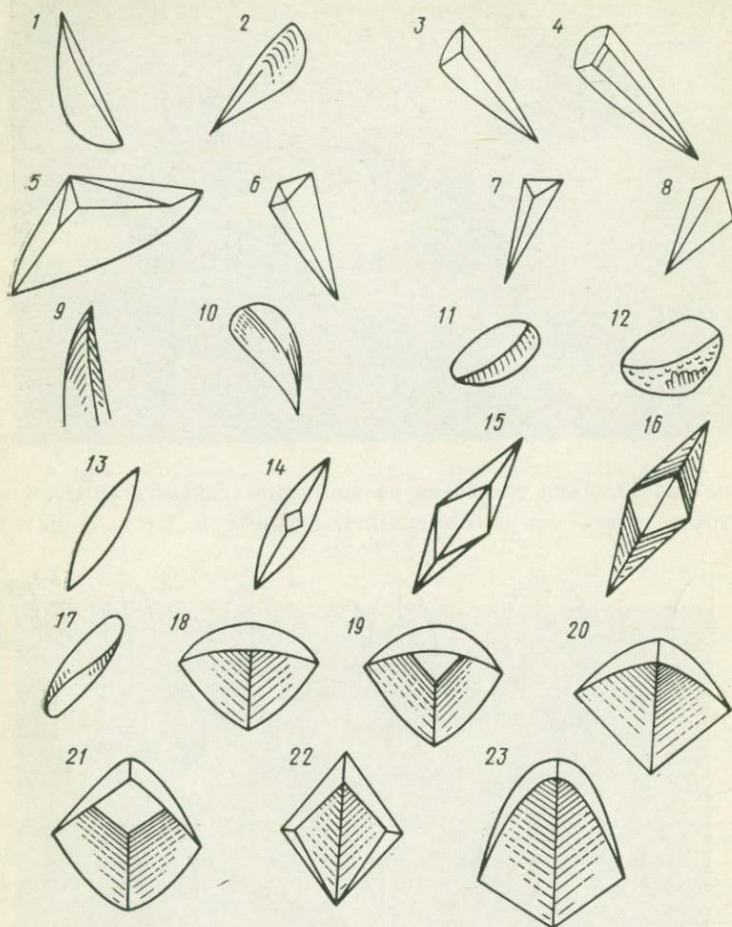


Рис. 51. Ямки (1—9 и 13—23) и бугорки (10—12) растворения на гранях простых форм после травления в соляной кислоте.

1, 2 — на  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ ; 3, 4 —  $\{32\bar{5}1\}$ ; 5 — на  $\{4.20.\bar{2}4.3\}$ ; 6 — на  $\{12\bar{3}1\}$ ; 7 — на  $\{21\bar{3}1\}$ ; 8, 11, 12 — на  $\{3584\}$ ; 9, 10 — на  $\{4.8.\bar{1}2.5\}$ ; 13—17 — на  $\{11\bar{2}0\}$  в течение соответственно 0,5, 1,3 и 5 мин; 18—23 — на  $\{02\bar{2}1\}$  в течение 0,5—1 мин при следующих концентрациях травителя (%): 18 — 3, 19 — 5, 20—22 — 10, 23 — 15.

ориентировки дефектов, которая определяется принадлежностью к зонам роста тех или иных пирамид роста. На рис. 49 представлены ямки на  $\{10\bar{1}1\}$  на участке выхода слоев роста по  $\{3584\}$ . Хорошо видно, что форма у расположенных на границе слоев ямок меняется при переходе через границу между слоями.

Сравнение формы ямок травления на естественных гранях и зонах роста  $\{10\bar{1}1\}$  с фигурами на искусственных сколах по пирамидам роста других форм (рис. 50) показывает, что ямки травления на гранях  $\{10\bar{1}1\}$  в общем более похожи на фигуры естественного травления на гранях ромбоэдров (рис. 47, 1—5).

Влияние режима травления и кристаллографической ориентировки граней на форму ямок травления иллюстрируется зарисовками на рис. 51. Фигуры травления на гранях различных форм, полученные травлением в соляной кислоте, отличаются не только по симметрии, но и по форме. Форма ямок травления определяется временем травления (ямки на гранях призмы  $\{11\bar{2}0\}$  получены при травлении в 3%-ной соляной кислоте в течение 0,5; 1,3 и 5 мин) и концентрацией травителя. Последнее положение хорошо иллюстрируется приведенными на рис. 51, 18—23 ямками на ромбоэдре  $\{02\bar{2}1\}$ , которые были получены при травлении в HCl различной концентрации.

## ВНУТРЕННИЕ ДЕФЕКТЫ КРИСТАЛЛОВ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

Природные кристаллы исландского шпата почти всегда обладают различными дефектами. Речь идет о тех дефектах, которые создают ту или иную неоднородность кристаллов, ухудшают их качество как оптического материала и сравнительно легко обнаруживаются невооруженным глазом или при помощи простейших оптических приборов. К числу таких дефектов относятся: твердые, жидкие и газовые включения, окраска кристаллов, зоны, отличающиеся показателем преломления, различные трещины, механические двойники и т. п.

Изучение особенностей перечисленных дефектов, степени распространенности и причин, их обусловивших, дает очень важные сведения: 1) для оценки качества оптического материала; 2) для создания наиболее рациональных способов обработки кристаллов и раскрытия поляризационных деталей; 3) для устранения некоторых дефектов кристаллов; 4) для синтеза кристаллов кальцита; 5) для совершенствования способов проходки разведочных, горно-подготовительных и очистных выработок; 6) для более полного и обоснованного установления генезиса месторождений исландского шпата; 7) для разработки методики поисков, разведки и оценки рудопроявлений и месторождений [81 — 93].

Все дефекты кристаллов по своему происхождению разделяются на первичные и вторичные (табл. 26).

ТАБЛИЦА 26

### Пространственно-генетическая классификация внутренних дефектов кристаллов исландского шпата

Первичные дефекты	Вторичные дефекты
<p style="text-align: center;"><i>Дефекты, располагающиеся в кристаллах по зонам роста</i></p> <p>Включения, «присыпки» Зональность, обусловленная перерывами в кристалле исландского шпата Зональное расположение других минералов, образовавшихся одновременно с кристаллами исландского шпата Зоны, представленные глинистым материалом</p>	<p style="text-align: center;"><i>Дефекты, располагающиеся по спайности кристалла по <math>\{10\bar{1}1\}</math></i></p> <p>Трещины обычные Твердые включения Газово-жидкие и жидкие включения Окраска</p> <p style="text-align: center;"><i>Дефекты, располагающиеся по плоскостям механического двойникования по <math>\{0\bar{1}\bar{1}2\}</math></i></p>

Первичные дефекты	Вторичные дефекты
<p>Газово-жидкие включения, располагающиеся по зонам, параллельным граням кристалла</p> <p>Зональное расположение свилей</p> <p>Зональное расположение окраски кристаллов</p> <p>Зональное расположение первичных трещин</p> <p><i>Дефекты, приуроченные к местам прирастания кристалла к субстрату</i></p> <p>Твердые включения</p> <p>Газово-жидкие включения</p> <p><i>Дефекты, располагающиеся по направлениям, являющимся следами ребер или вершин кристаллов</i></p> <p>Газово-жидкие включения</p> <p><i>Дефекты, располагающиеся в кристаллах без видимой закономерности</i></p> <p>Газово-жидкие включения</p> <p>Твердые включения</p>	<p>Механические двойники</p> <p>Трещины</p> <p>Твердые включения</p> <p>Газово-жидкие и жидкие включения</p> <p><i>Дефекты, располагающиеся по зонам роста</i></p> <p>Призирующие трещины</p> <p>Трещины по спайности</p> <p><i>Дефекты, возникшие за счет перераспределения первичных твердых включений</i></p> <p><i>Дефекты в кристаллах, располагающиеся без видимой закономерности</i></p> <p>Раковистые трещины</p> <p>Твердые включения</p> <p>Газово-жидкие и жидкие включения</p> <p>Иризирующие трещины</p>

### ПЕРВИЧНЫЕ ДЕФЕКТЫ

Первичные дефекты, возникающие в связи с ростом кристаллов, по закономерностям их пространственного положения нами разделяются на следующие четыре группы:

- 1) дефекты, располагающиеся по зонам роста кристалла;
- 2) дефекты, приуроченные к местам прирастания кристалла к субстрату;
- 3) дефекты, располагающиеся по направлениям, являющимся следами ребер или вершин кристалла;
- 4) дефекты, располагающиеся в кристаллах без видимой закономерности.

Первая группа дефектов ранее нами описывалась под названием «Зональность в кристаллах исландского шпата», под этим мы понимали зональное расположение каких-либо дефектов: свилей, окрашенных зон, различных включений, первичных трещин и т. д. Эта зональность как бы отражает определенные периоды в росте кристаллов, режим их кристаллизации, указывает на изменение состава растворов и фиксирует различные скорости развития отдельных граней кристаллов.

Для удобства рассмотрения особенностей условий образования тех или иных дефектов, а также закономерности пространственного

положения их в кристаллах исландского шпата выделим следующие типы зональности.

Включени я-«присыпки» (первый тип зональности). Их происхождение неоднократно описано в литературе [26, 78].

Это мелкие кристаллы минералов или их обломки, упавшие на грани растущего кристалла исландского шпата при сотрясении системы. При последующем росте кристалла осыпавшиеся обломки обрастали исландским шпатом и оказались впоследствии заключенными внутри кристалла. В таких зонах встречаются обломки кристаллов различных минералов в зависимости от парагенетических ассоциаций того или иного месторождения. Так, в кристаллах из месторождений, связанных с лавовыми покровами, зоны «присыпки» представлены морденитом, анальцимом, апофиллитом, кварцем, халцедоном, десмином, хлоритами, монтмориллонитом и другими сопутствующими минералами (см. рис. 52, а). В кристаллах из месторождений, приуроченных к туфогенным породам, такие «присыпки» обычно представлены мелкими обломками туфогенного материала, иногда анальцима, хлорита, монтмориллонита. При этом большинство кристаллов или их обломков ориентированы своим удлинением параллельно плоскости зоны.

Второй тип зональности обусловлен перерывами в росте кристаллов исландского шпата. Такие зоны устанавливаются или по наличию в кристаллах опалесцирующих плоскостей, или по зональному расположению кристаллов других минералов, образовавшихся при перерыве в росте основного кристалла, или, наконец, выражены неровностями граней, расположенных внутри кристаллов.

Гониометрическими исследованиями установлено, что зоны, ограничивающие внутренние участки кристалла, не всегда параллельны внешним его граням. Так, на кристаллах Нидымского месторождения (участок № 1) установлено следующее: внутренняя часть кристалла, ограниченная опалесцирующими плоскостями, характеризуется отсутствием видимых дефектов. По тройной оси эта часть кристалла составляла 28 см и имела грани ромбоэдра  $\{8081\}$  и скаленоэдра  $\{51\bar{6}1\}$ . Эти грани кроме опалесценции отличаются неровностями, выраженными углублениями, образовавшимися вследствие растворения. Внутренняя часть кристалла находится как бы в футляре внешней части кристалла. Внешняя часть кристалла росла уже после перерыва в кристаллизации и имела грани ромбоэдра  $\{8081\}$  и скаленоэдра  $\{61\bar{7}5\}$ . Причем толщина граней ромбоэдра достигла 20 мм, а скаленоэдра не превысила 3 мм.

Твердые включения этого типа представлены различными комплексами минералов: на месторождениях, связанных с основными изверженными породами, — апофиллитом, анальцимом, морденитом (см. рис. 53, в, г), хлоритами, халцедоном, пиритом, марказитом, халькопиритом и, что особенно интересно, мелкими кристаллами кальцита, а на месторождениях, приуроченных к карбонатным оса-

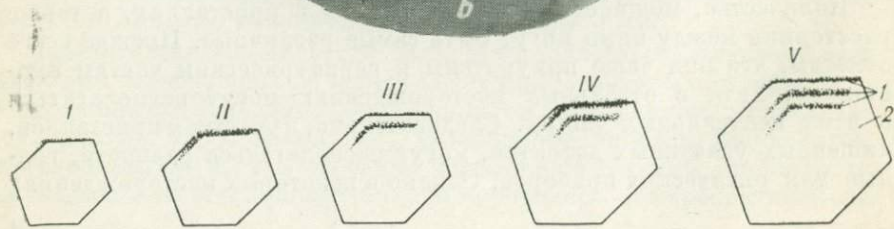
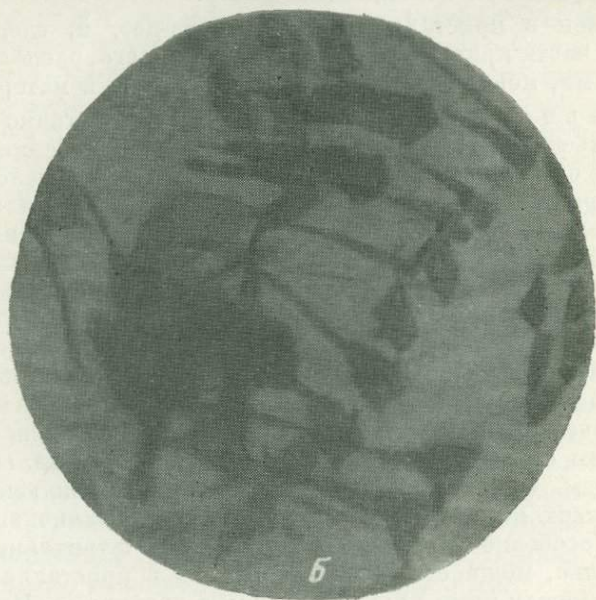
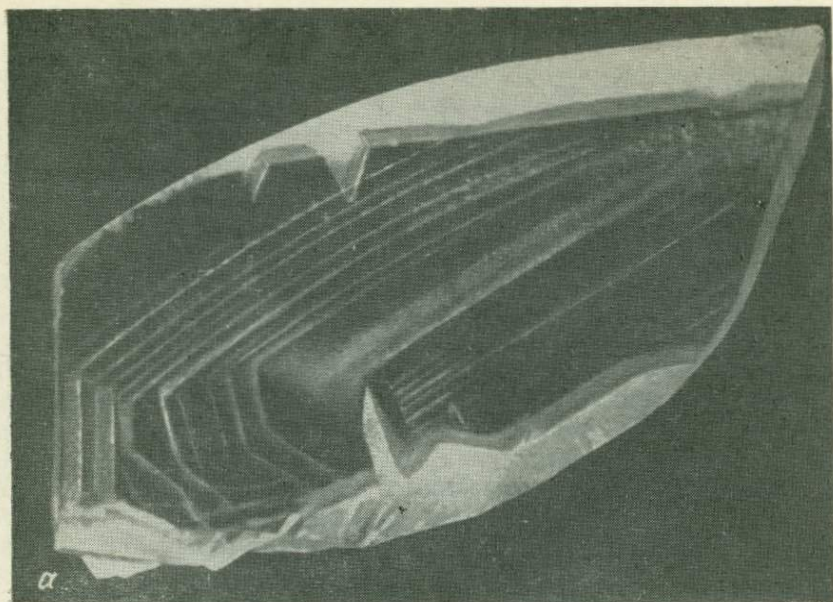
дочным породам, — глинистыми минералами и иногда сульфидами (пиритом, марказитом, халькопиритом). Эти минералы образовались в период изменения физико-химических условий минералообразования, когда не было условий для роста кристалла-«хозяина», но эти условия были благоприятными для образования минералов-включений (рис. 52, б). Интересно, что на одном из месторождений мелкие кристаллы-включения кальцита (до 2 мм по  $L_3$ ) имеют изометрические очертания (рис. 53, а) с большим количеством граней ромбоэдров  $\{60\bar{6}5\}$ ,  $\{30\bar{3}2\}$ ,  $\{90\bar{9}4\}$ ,  $\{30\bar{3}1\}$ ,  $\{20\bar{2}1\}$ ,  $\{50\bar{5}4\}$ . При этом грани частично округлены, что, вероятно, свидетельствует о некотором их растворении. Форма же кристалла-«хозяина» существенно отличается от очертаний включенных кристаллов того же минерала. Он имеет грани скаленоэдров  $\{31\bar{4}2\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ ,  $\{54\bar{9}1\}$  и призмы  $\{11\bar{2}0\}$ .

Включения глинистых минералов, приуроченные к зонам перерыва в росте кристаллов, образуются путем отложения их из растворов на верхние и пологонаклонные грани внутреннего кристалла. Таким образом, наличие указанных зон также свидетельствует об изменении физико-химических условий кристаллообразования, которое приводит к зарождению кристаллов других минералов, а также к образованию другой генерации кальцита при перерыве в росте основного кристалла исландского шпата.

Таких зон в кристаллах обычно одна-две, и, следовательно, внутренние части кристаллов, а также участки его, располагающиеся между зонами, могут содержать оптически годный материал.

Зональность третьего типа, частично описанная М. С. Васильевой [14], вызвана значительными изменениями физико-химической обстановки кристаллизации, которые обусловили в отдельные периоды роста кристаллов исландского шпата зарождение и одновременный рост других минералов. Эти зоны устанавливаются по расположению внутри кристаллов исландского шпата мелких кристаллов других минералов. Последние обычно имеют хорошее ограничение и располагаются своим удлинением перпендикулярно (см. рис. 52, б) или под различными углами к граням основного кристалла исландского шпата. Размеры включенных кристаллов колеблются от 5 мм до едва различимых (при большом увеличении) при микроскопическом изучении. В большинстве случаев включения представлены сульфидами — пиритом, марказитом, халькопиритом, реже кварцем. Одновременный с кальцитом рост включенных кристаллов других минералов устанавливается по наличию на их поверхности (особенно у пирита) индукционной штриховки.

Количество, мощность описываемых зон в кристаллах, а также расстояния между ними могут быть самые различные. Прежде всего отметим, что они чаще приурочены к периферическим частям кристаллов, хотя в отдельных месторождениях могут располагаться и в их центральных частях. Следовательно, в участках кристаллов, лишенных указанных дефектов, могут располагаться разности, годные для оптических приборов. Однако в некоторых месторождениях



указанные зоны располагаются настолько близко одна к другой, что кристаллы целиком оказываются дефектными.

Зоны четвертого типа фиксируются в кристаллах исландского шпата зональным расположением тонкодисперсного глинистого материала. Этот тип зональности широко распространен в кристаллах исландского шпата из месторождений, связанных с карбонатными осадочными породами (Северный Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Восточный Саян и др.). В кристаллах же исландского шпата из месторождений, связанных с основными изверженными породами, такая зональность встречается весьма редко.

Образование таких включений обусловлено нахождением глинистых частиц в растворе во взвешенном состоянии. В период роста кристаллов исландского шпата глинистые частицы под действием силы тяжести опускались на их растущие верхние горизонтальные и пологонаклонные грани (см. рис. 52, *е*). Вначале указанные частицы отталкивались растущими гранями кристаллов под действием кристаллизационной силы, но после того, как на растущих гранях накапливалось значительное количество глинистого вещества, кристаллизационная сила оказывалась уже недостаточной для дальнейшего отталкивания и глинистые частицы захватывались растущими кристаллами кальцита. Таким образом в кристаллах возникла непрозрачная зона (слой), насыщенная глинистыми частицами.

В последующее время на растущие грани из раствора снова оседали глинистые частицы в таком количестве, что некоторое время кристалл был в состоянии их отталкивать. При этом образовывались зоны, свободные от глинистых включений до тех пор, пока на фронте верхних растущих граней не накапливалось большое количество глинистого материала.

В зависимости от размера и количества глинистых частиц, находящихся во взвешенном состоянии в растворе, от скорости движения раствора, от его концентрации, а следовательно, и от скорости кристаллизации и ряда других причин меняется количество, мощность зон с включениями и расстояние между ними.

Оптически годные разности в таких кристаллах располагаются в их нижних частях, а иногда и между зонами с глинистыми включениями.

К пятому типу зональности относятся газово-жидкие включения, располагающиеся по плоскостям, параллельным граням кристалла. Такие зоны устанавливаются в кристаллах

Рис. 52. Зональное расположение включений.

*a* — включения «присыпки» в кристалле исландского шпата; *б* — включения марказита в кристалле исландского шпата; *в* — схема образования зональности в кристаллах, растущих из растворов, содержащих во взвешенном состоянии глинистые частицы: *I* — отталкивание глинистых частиц растущей гранью; *II* — захват глинистых частиц растущим кристаллом; *III—V* — отталкивание и последующий захват глинистых частиц растущим минералом; *1* — глинистые частицы; *2* — кальцит.

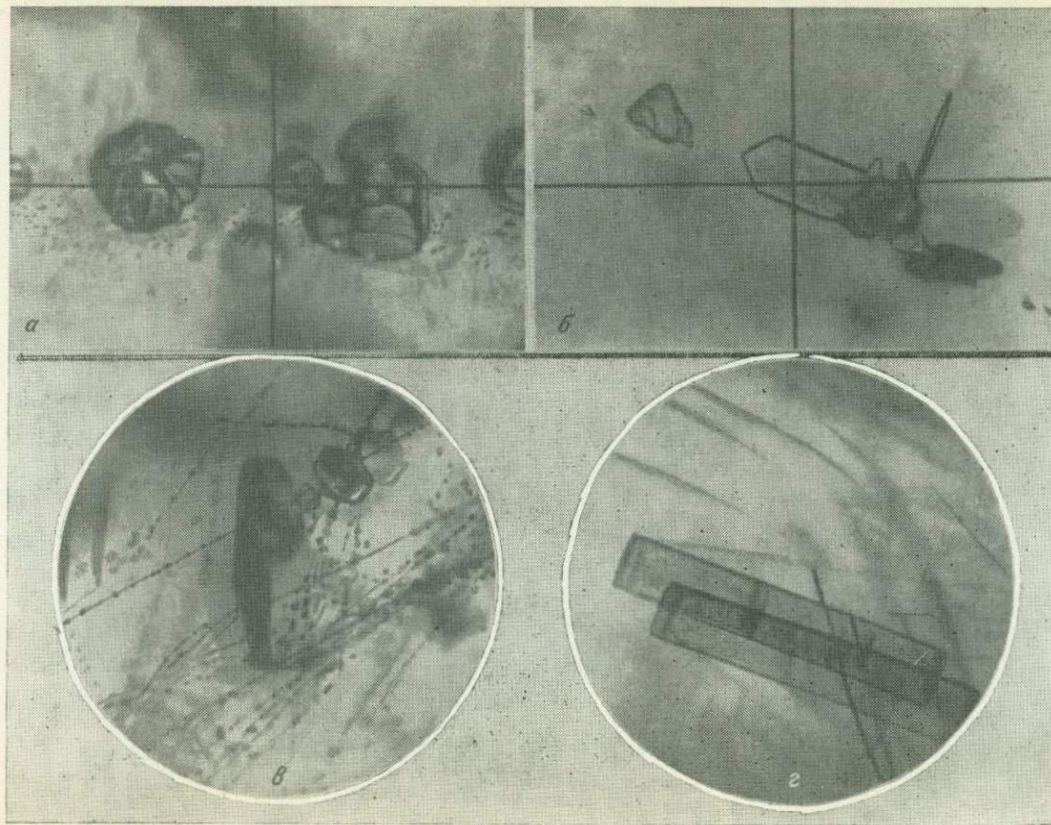


Рис. 53. Твердые включения в исландском шпате. Увел.  $\sim 38$ .

*a* — изометрические кристаллы кальцита, включенные в крупный кристалл исландского шпата; *б* — включения кристаллов десмина в исландском шпате; *в* — включения игловидных кристаллов морденита, на которых нарастают шаровидные стяжения хлорита и пластинчатые кристаллы десмина; *г* — включения в исландском шпате морденита и апофиллита.

исландского шпата по наличию белесоватых, непрозрачных параллельных друг другу полосок (в сколе, пересекающем зональность) или по зональному расположению газово-жидких включений, различимых в лупу, а иногда и невооруженным глазом. Белесоватые зоны представлены также газово-жидкими включениями, но настолько мелкими, что их не всегда удается различить даже при большом увеличении при микроскопическом изучении. Вакуоли больших размеров (различимые в лупу или невооруженным глазом) нередко

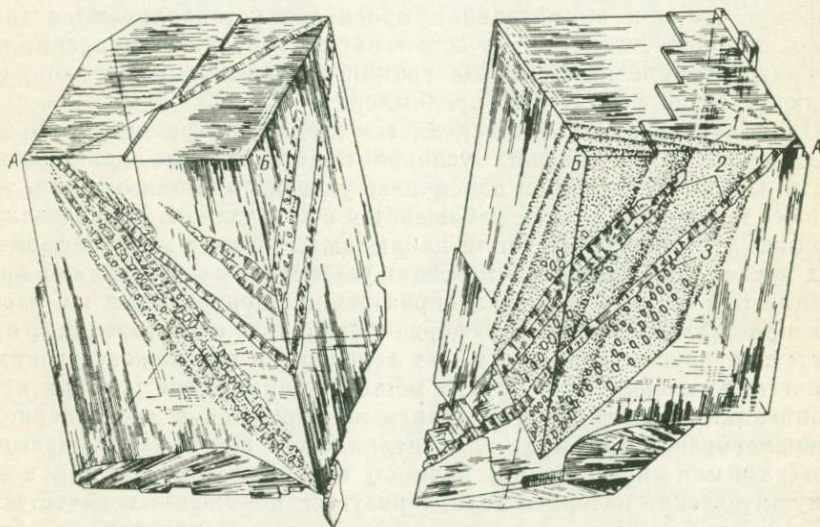


Рис. 54. Зональное расположение первичных газово-жидких включений в исландском шпате.

AB — линия раскола кристалла; 1 — зоны роста, содержащие мельчайшие газово-жидкие включения; 2 — двойниковый шов; 3 — более крупные газово-жидкие включения, вакуоли которых вытянуты по направлению оси  $L_2$  кристалла; 4 — индукционная штриховка на грани.

имеют форму отрицательного кристалла, причем направление его тройной оси симметрии совпадает с направлением тройной оси кристалла-«хозяина» (рис. 54).

Толщина таких зон может колебаться в весьма широких пределах: от едва различимых (измеряемых микронами) до сантиметровой величины. Иногда они могут располагаться настолько близко одна от другой, что в одном миллиметре их насчитывается десятки; в других случаях центральная часть кристалла лишена этих дефектов, а в периферической части расстояние между ними может достигать единиц или даже десятков сантиметров. Следовательно, в зависимости от условий кристаллизации описываемые газово-жидкие включения могут поражать весь кристалл или какую-то его часть и в последнем случае в отдельных блоках могут содержаться оптически годные разности.

Зональность шестого типа в кристаллах исландского шпата обусловлена наличием свилей. Как известно [76, 77], свилю представляют собой чередование различных слоев (отлагавшихся на гранях растущего кристалла), отличающихся между собой по показателю преломления на величину до  $\pm 1 \cdot 10^{-4}$ . Различия же в показателях преломления вызываются, видимо, наличием примесей других элементов, распределенных по кристаллу зонально. Описываемые зоны чрезвычайно тонки. Толщина их, очевидно, не превышает десятых долей миллиметра. Они прозрачны, как и весь кристалл, но при внимательном просмотре устанавливаются (при сколе или срезе, поперечном зональности) тончайшие полоски, напоминающие полоски Бекке на границе различных минералов, отличающихся по показателю преломления.

Описываемая зональность является следствием ритмического изменения физико-химических условий кристаллизации исландского шпата. Следовательно, чем изменчивее условия кристаллизации, тем большее количество свилей наблюдается в кристаллах. В кристаллах из одних месторождений свилю наблюдаются чаще в их периферических частях, что указывает на большую изменчивость условий кристаллизации в конце минералообразования. Центральные же части этих кристаллов обычно не содержат свилей, и, следовательно, при отсутствии других дефектов в них содержится высококачественный оптический материал. На других месторождениях, где условия кристаллизации ритмически изменялись на протяжении всего периода минералообразования, кристаллы исландского шпата часто оказываются (в той или иной степени) целиком пораженными свилями, и поэтому оптический материал характеризуется пониженным качеством.

Зональность седьмого типа в кристаллах обусловлена различной интенсивностью окраски. В естественных кристаллах расположение окраски по зонам роста наблюдается не всегда. Чаще окраска распределяется по кристаллу сравнительно равномерно или приурочена к определенным его участкам. Однако если кристаллы подвергнуть термическому обесцвечиванию (нагревание до  $250\text{--}300^\circ\text{C}$ ), то желтые его разности становятся совершенно бесцветными, а желтые с красноватым оттенком приобретают зональное строение. При этом окраска зон меняется на бурую или даже черную и распределяется четко по зонам роста.

В пространстве же между указанными зонами располагаются бесцветные разности.

Зональность восьмого типа выделяется нами впервые. До последнего времени все трещины в кристаллах исландского шпата относились к вторичным дефектам, т. е. считалось, что любая трещиноватость возникает в кристаллах после их образования. Наблюдения же последнего времени над естественными кристаллами, а также материалы по синтезу исландского шпата позволяют считать, что трещиноватость возникает и при росте кристаллов, т. е. часть трещин следует относить к первичным дефектам, что очень важно при первичной оценке месторождений.

В кристаллах некоторых месторождений наблюдается зональное расположение трещин. Чаще всего такие зоны (слои) слагают периферические части кристаллов, тогда как центральные их части оказываются нетрещиноватыми. В более редких случаях наблюдается и обратная картина, т. е. трещиноватыми оказываются центральные части, а в периферических зонах трещины почти отсутствуют. На некоторых же месторождениях (например, на месторождении Гайн) подобными трещинами кристаллы поражены полностью.

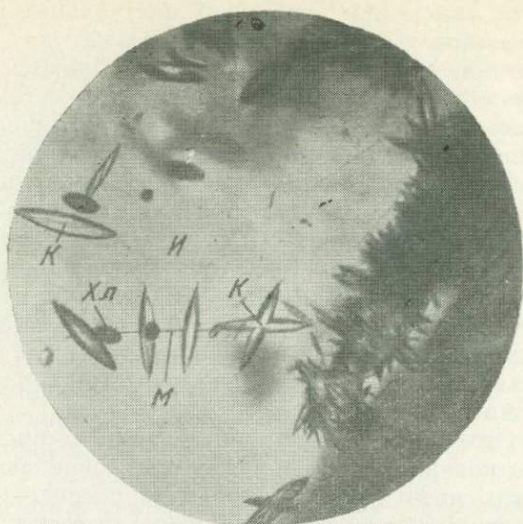
Такие трещины существенно отличаются от трещин, возникающих при ударе по кристаллу или при резких температурных изменениях. Они очень напоминают так называемые призирующие трещины, образующиеся при неоднократном постепенном прогревании кристаллов до 300—400° С. Трещины эти прерывистые, располагаются они обычно по трем плоскостям спайности в кристаллах и имеют лепесткообразную форму; иногда такие трещины настолько мелки, что обнаруживаются только при определенном положении кристаллов относительно источника света.

Мы считаем, что такие трещины образуются в кристаллах вследствие большого поверхностного натяжения, возникающего в определенные периоды роста (при зональном их расположении) или же в течение всего периода кристаллизации (когда весь кристалл поражен такими трещинами).

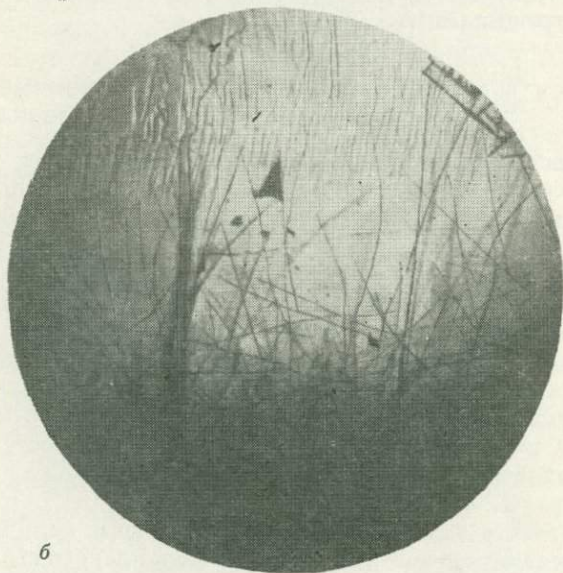
### Дефекты исландского шпата, приуроченные к местам прирастания кристаллов к субстрату

На рассматриваемых месторождениях кристаллы исландского шпата в абсолютном большинстве росли в свободных полостях. Поэтому грани их редко соприкасаются между собой. Однако полости, в которых образовались промышленно-ценные кристаллы исландского шпата, иногда имели весьма неровные очертания, содержали выступы вмещающих пород, а самое главное, их стенки обычно были покрыты ранее образованными минералами гидротермального происхождения: мелкими кристаллами кальцита ранних генераций, морденитом, гейландитом, десмином, ломонтитом, апофиллитом, анальцитом, кварцем, халцедоном, хлоритами и др. (рис. 55, а). Промышленно-ценные же кристаллы исландского шпата кристаллизовались обычно последними. При своем росте они захватывали ранее образованные минералы, а иногда и вмещающие породы.

Разумеется, что такие включения в большом количестве располагаются у мест зарождения кристаллов исландского шпата, а также на участках соприкосновения последних с вмещающими породами, т. е. в периферических их частях. На некоторых месторождениях (например, на месторождении Скалы Сулова) подобные включения поражают большую часть кристалла исландского шпата, а иногда и весь кристалл. Дело в том, что полости во вмещающей породе до образования исландского шпата часто были выполнены волосовидными кристаллами морденита. Растущий же позднее кристалл



*a*



*б*

Рис. 55. Включения в исландском шпате.

*a* — зерновидные кристаллы кварца, растущие на игловидных кристаллах морденита, увел. 48; Хл — хлорит, И — исландский шпат, К — кварц, М — морденит; *б* — волосовидные кристаллы морденита, включенные в кристалл исландского шпата, увел. 80.

исландского шпата, выполняя пространство между кристаллами морденита, одновременно захватывал и последние. Поэтому, несмотря на значительные размеры кристаллов исландского шпата, оптически ценный материал содержится лишь в центральных их частях и в головках кристаллов, нижние же части кристаллов оказываются нередко целиком пронизаны игловидными кристаллами морденита и непригодны для оптических целей (рис. 55, б).

Важно отметить, что в местах расположения указанных твердых включений в кристалле исландского шпата обнаруживаются и газовой-жидкие включения. Последние обычно приурочены к местам соприкосновения (перекрещивания) кристаллов морденита, хотя встречаются вакуоли, и не соприкасающиеся с твердыми включениями. Их пространственное положение определяется местами расположения в кристаллах твердых включений.

### Дефекты, располагающиеся по направлениям, являющимся следами ребер или вершин кристаллов

К этой группе первичных дефектов относятся газовой-жидкие включения. Такие включения располагаются по поверхностям, являющимся следами передвижения ребер кристаллов, или по линиям, представляющим собой следы перемещения вершин при росте кристаллов. По следам ребер кристаллов наблюдаются ровные или изогнутые (в зависимости от изменения скорости роста граней, соприкасающихся по ребру), мутные, беловатые плоскости, состоящие из мельчайших газовой-жидких включений. Следы передвижения вершин кристаллов также фиксируются газовой-жидкими включениями, только в этом случае они наблюдаются в виде прямых или слегка изгибающихся линий. В большинстве случаев располагающиеся таким образом газовой-жидкие включения очень мелки, едва различимы при микроскопическом изучении. Однако иногда встречаются и сравнительно крупные включения, размеры которых достигают нескольких миллиметров и имеют форму отрицательных кристаллов, ориентированных своим удлинением по тройной оси симметрии кристаллов.

Заметим, что такое расположение газовой-жидких включений в кристаллах встречается довольно редко, лишь на некоторых месторождениях, например на месторождении Находка.

### Дефекты, располагающиеся в кристаллах без видимой закономерности

Первичные дефекты этой группы весьма разнообразны как по вещественному составу, так и по условиям образования. Среди них целесообразно выделить газовой-жидкие и твердые включения. Газовой-жидкие включения, относимые к этой группе, часто встречаются в виде одиночных вакуолей, располагающихся в различных частях кристалла. Реже встречаются группы вакуолей, не связанные с каким-либо кристаллографическим направлением. Размеры включений

могут быть самыми разнообразными: некоторые из них достигают нескольких миллиметров по наибольшему удлинению, другие наблюдаются в кристаллах лишь при микроскопическом изучении. Учитывая пространственное расположение вакуолей и степень насыщенности ими кристаллов, можно предположить, что это одиночные капли раствора, захваченные при росте кристалла.

Твердые включения, относимые к этой группе, представлены мелкими, но прекрасно образованными, иногда прозрачными, кристаллами (для месторождений, связанных с основными изверженными породами) анальцима, апофиллита, десмина и некоторых других минералов. Все они располагаются в различных частях кристаллов исландского шпата без видимой закономерности. Размеры включенных кристаллов минералов обычно очень мелки — от микроскопических до 1 мм. Они в виде одиночных или сравнительно близко расположенных групп кристаллов как бы «плавают» в исландском шпате.

На поверхности включений нами не было замечено индукционной штриховки. Следовательно, рост их происходил не совместно с включающим кристаллом исландского шпата.

Об образовании таких включений в исландском шпате могут быть высказаны два предположения. По первому предположению кристаллы включенных минералов зарождались в растворе и некоторое время находились во взвешенном состоянии. Далее, по мере роста, а следовательно, и по мере увеличения их массы, под действием силы тяжести кристаллы погружались вниз и попадали на грани растущих кристаллов исландского шпата. Возможно, что рост их еще некоторое время продолжался на растущих гранях кристаллов исландского шпата, которые отодвигали эти кристаллы-включения благодаря кристаллизационной силе. Затем наступал момент, когда кристаллизационной силы исландского шпата было уже недостаточно, чтобы отодвигать уже сравнительно крупный (до 1 мм) к тому времени кристалл, лежащий на его грани, и кальцит начинал обростать его, а кристалл-«узник» прекращал свой рост.

Второе предположение, как нам кажется, не менее вероятное, заключается в том, что эти «плавающие» в исландском шпате кристаллы представляют собой результат распада твердого раствора. Существо этого предположения сводится к тому, что в первоначально образовавшемся кристалле исландского шпата содержалось значительное количество химических примесей (что в общем подтверждается химическими анализами). Они были распределены по кристаллу более или менее равномерно. Такой кристалл представлял собой твердый раствор. В дальнейшем, после формирования кристалла, по мере изменения физико-химических условий, этот твердый раствор оказался неустойчивым и в нем происходила собирательная кристаллизация других минералов за счет растворенных химических элементов. При этом кристалл исландского шпата очищался от посторонних химических элементов, но появившиеся в результате распада другие минералы создали неоднородность кристалла и ухудшили его качество как оптического материала.

Вторичные дефекты обусловлены особенностями механических свойств кристаллов и являются результатом многообразных деформаций, возникающих в кристаллах в естественных условиях. Особенности деформаций кристаллов минералов, и в частности кристаллов кальцита, изучались уже давно (начиная с прошлого столетия) многими исследователями: О. Мюгге, В. И. Вернадским, А. Ф. Иоффе, А. В. Шубниковым, М. В. Классен-Неклюдовой, Д. Б. Гогоберидзе, Р. И. Гарбером, Д. П. Григорьевым, Г. В. Рожковой, А. А. Штернбергом, А. С. Поваренных и многими другими. Наиболее полные сведения по механическим свойствам и деформациям кристаллов содержатся в весьма обстоятельном труде Н. П. Юшкина [117].

По закономерностям пространственного положения вторичные дефекты целесообразно разделить на пять групп (см. табл. 26).

1. Дефекты, располагающиеся в кристаллах по плоскостям спайности — по  $\{10\bar{1}1\}$ .

2. Дефекты, располагающиеся в кристаллах по плоскостям механического двойникования — по  $\{01\bar{1}2\}$ .

3. Дефекты, располагающиеся в кристаллах по зонам роста.

4. Дефекты, возникающие за счет перераспределения первичных твердых включений.

5. Дефекты, располагающиеся в кристаллах без видимой закономерности.

К первой группе дефектов относятся: а) обычные трещины, б) вторичные твердые включения, в) вторичные газожидкие и жидкие включения, г) вторичная окраска кристаллов.

Все перечисленные дефекты первой группы располагаются по трем плоскостям спайности кристалла — по  $\{10\bar{1}1\}$ .

*Обычные трещины* спайности возникают при ударе, давлении или в связи с изменениями температуры кристалла. Эти трещины являются одним из главных дефектов кристаллов, залегающих вблизи от поверхности. Они общеизвестны и на характеристике их нет необходимости останавливаться. Отметим лишь, что указанные трещины могут возникнуть в большом количестве при добыче кристаллов из забоя, а также при обогащении (особенно двойниковых) кристаллов. Дело в том, что взрыв (обычными способами) заряда взрывчатого вещества (аммонита) весом 200 г создает трещины по спайности и механические двойники в кристаллах, располагающихся ближе 3 м от места взрыва [76]. Известно также, что на всех месторождениях Сибирской платформы широко развита многолетняя мерзлота. Кристаллы, следовательно, залегают в условиях отрицательной температуры. При добыче же они извлекаются и попадают в условия положительных (летом) или резко отрицательных (зимой) температур. В результате такого резкого перепада температур в кристаллах возникают преимущественно раковистые трещины, но в некотором количестве и трещины по спайности. Как показали наши исследования,

крупные кристаллы могут сохраниться от разрушения при резком изменении температуры не более чем на 20—25° С.

Особо следует отметить, что раскол монокристаллов по плоскости спайности осуществляется довольно легко. Для этого последние устанавливают вдоль возможного направления спайности, но перпендикулярно к горизонтальной плоскости; легкий, но резкий удар молотком по зубилу приводит к образованию сплошной трещины, следовательно, и к разделению кристалла на две части. Однако расколоть таким образом индивиды двойника по спайности, упирающейся в двойниковый шов, невозможно без разрушения одного из

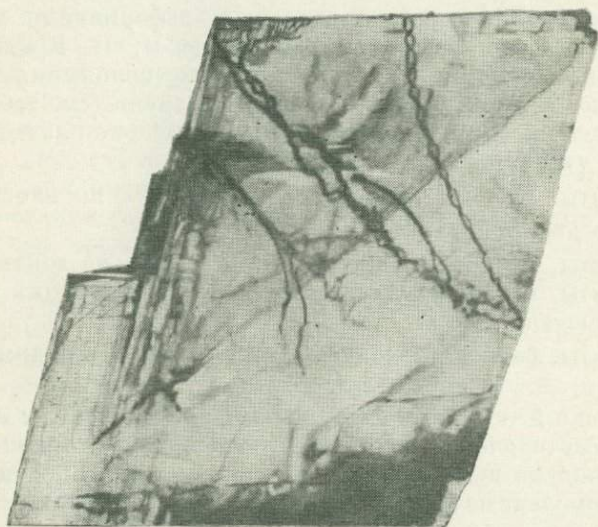


Рис. 56. Вторичные твердые (глинистые) включения, проникшие в кристалл исландского шпата по раковистым трещинам.

индивидов двойника. Поэтому кристаллы-двойники, находящиеся в природных условиях, характеризуются наибольшей сохранностью — меньшим развитием трещин по сравнению с монокристаллами.

*Вторичные твердые включения* возникают за счет привноса в трещины, располагающиеся по спайности, глинистого материала (рис. 56) или путем проникновения в трещины растворов и отложения (или путем частичного метасоматического замещения кальцита) других минералов. К числу последних могут относиться минералы группы цеолитов, а иногда и сульфидов.

*Вторичные газово-жидкие и жидкие включения*, относимые к этой группе, также широко распространены в кристаллах. Они развиваются по трещинам спайности или по раковистым трещинам за счет проникновения в последние водных растворов. Указанные растворы взаимодействуют со стенками трещин, отщуровываются,

в результате чего возникают изолированные, вначале бесформенные включения, которые затем, по мере дальнейшего взаимодействия растворов с кальцитом, приобретают форму отрицательных кристаллов. Если температура проникших в трещину растворов была достаточно высокой, в изолированной полости по мере остывания раствор разделяется на жидкую и газовую фазы (рис. 57). Таким

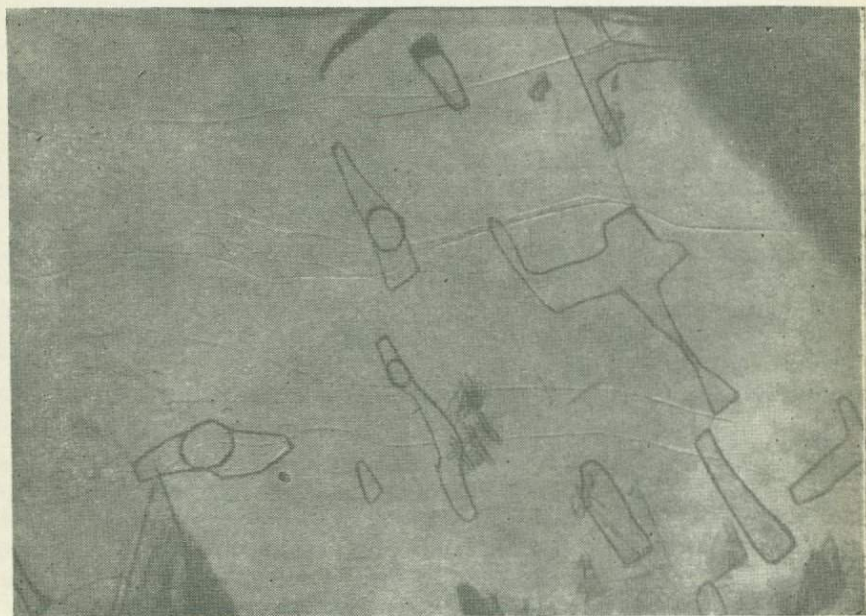


Рис. 57. Вторичные газожидкие включения в исландском шпате.

образом, в кристаллах появляются вторичные газожидкие включения, располагающиеся по изогнутым плоскостям или по направлению спайности. При этом трещины иногда настолько «залечиваются», что отличить вторичные включения от первичных можно только по взаимному их пространственному расположению. В зависимости от степени развития указанного процесса в кристаллах можно наблюдать в одних случаях лишь однофазовые жидкие включения, неотшнурованные, в других — жидкие отшнурованные и, наконец, изолированные, а некоторые даже получившие форму отрицательного кристалла двухфазовые включения.

*Вторичная окраска кристаллов*, приуроченная к плоскостям их спайности, возникает за счет окисления сульфидов (медная зелень, закисное железо), а также за счет проникновения по трещинам тонкодисперсных продуктов: селадонит дает синюю окраску, монтмориллонит — бурую. Вторичная окраска в кристаллах встречается довольно редко и приурочена лишь к отдельным участкам кристаллов.

Вторая группа вторичных дефектов приурочена к трем направлениям плоскостей механического двойникования кристаллов  $\{0\bar{1}12\}$ . К ним относятся: а) механические двойники; б) трещины отдельности; в) твердые включения; г) газожидкие и жидкие включения.

*Механические двойники* довольно широко распространены в природных кристаллах кальцита и являются дефектом, препятствующим использованию этого минерала в оптической промышленности. Механические двойники в кальците давно привлекали внимание исследователей. Они изучались О. Мюгге, В. И. Вернадским, М. Д. Шмидтом, Д. В. Гогоберидзе, Р. И. Гарбером, А. А. Штернбергом, М. В. Классен-Неклюдовой, В. И. Старцевым и др. [16—18, 21, 22, 24, 42, 113, 140]. Результаты этих исследований обобщены в монографиях М. В. Классен-Неклюдовой [42] и Н. П. Юшкина [117].

В настоящее время существует ряд способов искусственного получения механических двойников: методы Баумгауера, Рейша, Мюгге.

Нашими исследованиями удалось установить ряд важных факторов, позволяющих уточнить онтогению кристаллов исландского шпата в изучаемых месторождениях [79].

Механические двойники в кристаллах исландского шпата возникают по плоскостям  $\{\bar{1}012\}$  из-за смещения молекулярных слоев в направлении  $\{0\bar{1}11\}$  (рис. 58, а, б). При этом группы из трех атомов кислорода поворачиваются на угол  $52^\circ 30'$  вокруг оси, проходящей через центр атома углерода. Вследствие этого, а также из-за сильного двупреломления кальцита на грани двойникового слоя появляется большая разность показателей преломления, что вызывает отражение света от этого слоя и интерференционную окраску проходящих лучей. Механические двойники могут располагаться по трем направлениям (рис. 58, в), по плоскостям  $\{\bar{1}012\}$ . При этом по линиям пересечения двойниковых плоскостей различных направлений образуются тончайшие серебристые нитевидные трубочки (каналы Розе) в кристаллах.

Эти нарушения являются результатом дробления кристаллов по линиям пересечения двойниковых плоскостей. Такие нитевидные дефекты наблюдаются в природных «монокристаллах», в том числе и в таких кристаллах, в которых не обнаруживаются механические двойники. Это позволило А. А. Штернбергу [113] высказать предположение, что в природных условиях происходит не только образование, но и исправление механических двойников при давлении на кристалл в обратном направлении. При этом сдвойникованная часть кристалла возвращается на прежнее место и, следовательно, двойниковая плоскость уничтожается, а след пересечения двойников остается и свидетельствует о когда-то существовавших механических двойниках.

Такое объяснение маловероятно. Дело в том, что нитевидные дефекты (каналы Розе) в кристаллах исландского шпата наблюдаются

не так редко, а для исправления двойников необходимо строго направленное давление и не по одному, а по двум и даже трем различным направлениям. Такие совпадения в природе могут, конечно, иметь место, но только в одиночных случаях. Встречаются тонкие серебристые нити в кристаллах при отсутствии плоскостей механического двойникования довольно часто. Суть этого явления, видимо, не в исправлении двойников в природных условиях, а в наличии в кристаллах механических двойников, величина двойникового слоя

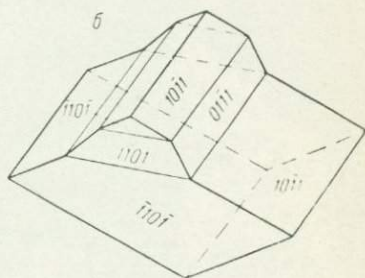
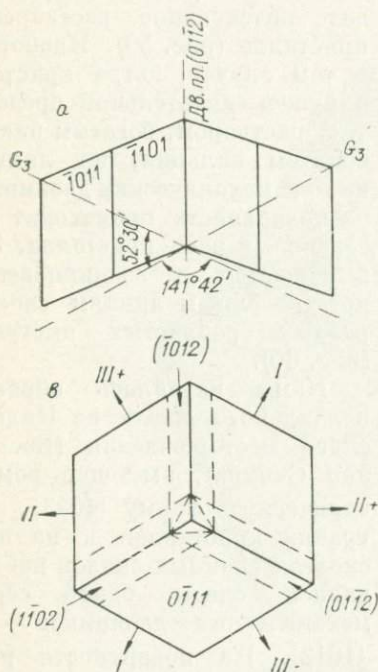


Рис. 58. Механические двойники в кристаллах кальцита.

*a* — схема смещения слоев в кальците при механическом двойниковании; *b* — схема образования механического двойника в кристалле кальцита; *в* — возможное расположение механических двойников в кристалле исландского шпата.

которых меньше длины световой волны. Поэтому и не видны плоскости двойникования. Линия же пересечения двойниковых плоскостей, выраженная дроблением кальцита, имеет несколько большую толщину (так как здесь происходит сложение двух двойниковых слоев) и видна невооруженным глазом.

Таким образом, двойниковый слой может иметь различную величину, и в том случае, когда он меньше длины световой волны, кристалл может быть использован в оптической промышленности, за исключением той части его, где находится след пересечения двойниковых плоскостей.

Для устранения видимых глазом двойниковых плоскостей следует произвести смещение плоских сеток в направлении  $\{01\bar{1}1\}$ , т. е. осуществить смещение, обратное тому, которое вызвало появление двойника.

В природе имеет место «съедание» двойниковых полос материалом несдвойникованных частей за счет перекристаллизации и переориентировки объемных деформаций [117].

Теперь укажем на закономерности в росте кристаллов после образования механических двойников, а в связи с этим и на возможность установления относительного времени образования двойников. На поверхности кристалла по линиям, являющимся следами



Рис. 59. Интенсивное растворение кальцита по плоскостям механического двойникования.

механических двойников. Величина этих наростов достигает 35 мм в высоту и до 100 мм вдоль следа механического двойника. При гониометрическом изучении установлено, что указанные наросты находятся в двойниковом положении к основному кристаллу. Двойниковой плоскостью и плоскостью срастания является грань  $\{1012\}$  — плоскость механического двойникования. Наросты ограничены плоскостями ромбоэдров  $\{\bar{4}043\}$  и  $\{\bar{7}074\}$ .

На гранях других кристаллов из этого же месторождения наблюдались такие же наросты, но они проходили в двух направлениях, что соответствует двум сериям механических двойников — по плоскостям  $\{1012\}$  и  $\{10\bar{1}2\}$  (см. рис. 60).

Таким образом, установлено, что при наличии в кристалле ис-

следами механических двойников, в благоприятных условиях происходит интенсивное растворение кристалла (рис. 59). Наоборот, в том случае, когда кристалл окружен «питательной средой», т. е. раствором, богатым бикарбонатом кальция, по линиям выхода механических двойников на поверхность происходит интенсивный рост кристалла. Это выражается в возникновении по указанным линиям своеобразных ребристых выступов (рис. 60).

Нами изучались образцы исландского шпата из Нидымского месторождения (Восточная Сибирь), имеющие ромбоэдрическую форму  $\{\bar{4}043\}$ . На гранях кристаллов и на плоскостях спайных сколов наблюдались следы одной серии механических двойников — по  $\{1012\}$ . На поверхности ромбоэдрических кристаллов отмечались ребристые наросты, расположенные по линиям-следам

ландского шпата механических двойников в благоприятных условиях происходит более интенсивный рост его по линиям выхода механических двойников. Это, вероятно, объясняется тем, что при механическом двойниковании на плоскостях кристаллов образуются входящие углы, которые, согласно теории И. Н. Странского [98], являются наиболее активными местами роста кристалла. Следовательно, вещество осаждается из раствора в первую очередь в тех

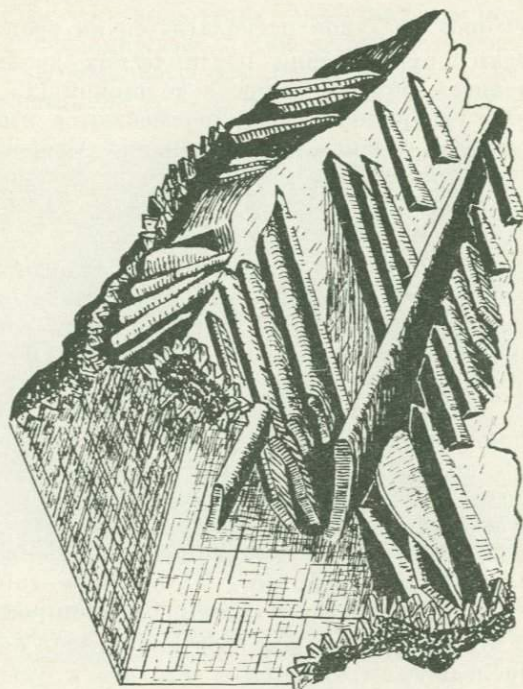


Рис. 60. Ребристые наросты на кристалле исландского шпата по линиям выхода на поверхность механических двойников.

местах кристалла, которые претерпели деформацию сдвига; при этом нарост ориентируется в двойниковом положении к основному кристаллу. Поскольку сдвойникованный слой является очень тонким, то нарастающий выступ у своего основания имеет также незначительную толщину.

На некоторых исследованных кристаллах обнаружено до трех групп различных выступов, представляющих генетически различные образования. Прежде всего, различаются выступы, расположенные по линиям выхода одной серии двойников ( $\bar{1}012$ ). Одни из них имеют значительную толщину (до 6 мм), являются более ранними и ограничены теми же плоскостями ромбоэдра, что и основной кристалл, т. е.  $\{\bar{4}043\}$ . Эти выступы образовались при наиболее

ранних деформациях кальцита, происходивших в периоды роста кристалла или в перерывах между ними.

Другие выступы, расположенные по линиям-следам той же серии механических двойников, имеют незначительную толщину (до 1 мм). Они образовались при более поздних деформациях. Об этом свидетельствуют их размеры и иная форма {7074}, ограничивающая их поверхность.

Третья категория выступов располагается на гранях кристалла по линиям-следам другой серии механических двойников ( $10\bar{1}2$ ). Эти наросты отличаются еще большей толщиной (до 8 мм), а все ребра, о которых говорилось выше, пересекаются ими, что свидетельствует о наиболее позднем их образовании. Следовательно, изучение наростов на кристаллах исландского шпата позволяет установить, что в периоды роста последние подвергались, по крайней мере, трем системам механических деформаций.

Вместе с тем приведенные результаты исследований позволяют сделать вывод, что описанные выше наросты должны всегда образовываться на поверхностях кристаллов исландского шпата, если механическое двойникование происходит в периоды роста последних или в перерывах между ними. Наличие следов механического двойникования при отсутствии указанных наростов свидетельствует о том, что деформация кристаллов происходила после окончания их роста. Механические двойники в кристаллах исландского шпата указывают на происходившие движения в земной коре вообще и в пределах месторождения в частности. Эти движения могли быть вызваны тектоническими причинами, статической нагрузкой вышележащих пород или даже оползневыми явлениями. Изложенное хорошо подтверждается наблюдениями над кристаллами в месторождениях.

Вероятно, к этому же типу дефектов кристаллов следует отнести блокование. Последнее выражается в том, что в отдельных «монокристаллах» встречаются деформированные участки, состоящие из множества повернутых относительно друг друга блоков. Эти блоки отчетливо видны по различному погасанию на плоскостях спайности. Механизм блокования исследователями объясняется либо неоднородным распределением скольжения, либо трансляционным скольжением с поворотом плоскостей скольжения, либо процессами, близкими к двойникованию, и т. д. Характеристика этих представлений прекрасно дана в работе М. В. Классен-Неклюдовой [42]. Этот дефект широко распространен лишь в кристаллах, обладающих большим количеством других дефектов.

*Трещины отдельности* по направлениям  $\{01\bar{1}2\}$  встречаются в кристаллах сравнительно редко. В значительных количествах они распространены лишь в тех случаях, когда кристаллы ранее подвергались значительному давлению (например, при тектонических подвижках).

*Твердые вторичные включения*, располагающиеся в кристаллах

по плоскостям  $\{01\bar{1}2\}$ , тесно связаны с механическими двойниками и трещинами отдельности того же направления.

Состав и условия образования их аналогичны включениям, располагающимся по трещинам спайности. Что же касается вторичных включений, возникших в связи с механическим двойникованием кристаллов кальцита путем перекристаллизации основного кристалла, то они резко отличаются от включений, развитых по трещинам спайности. Эти включения представлены мелкими кристаллами кальцита, возникшими путем перекристаллизации раздробленного вещества основного кристалла в местах пересечения механических двойников, т. е. в каналах Розе (рис. 61).

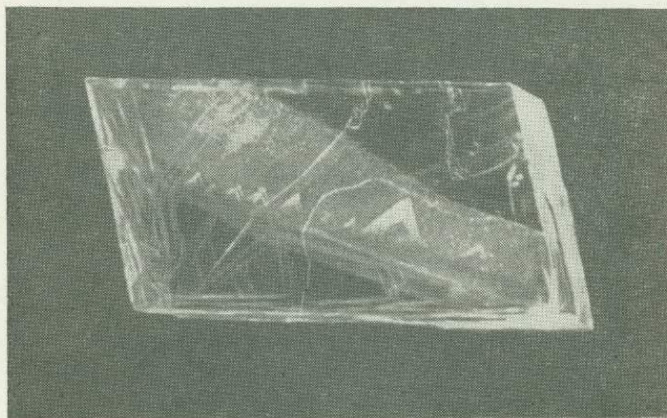


Рис. 61. Кристаллы кальцита (треугольного очертания), возникшие путем перекристаллизации раздробленного при механическом двойниковании основного кристалла.

*Вторичные газово-жидкие и жидкие включения* этой группы располагаются по трещинам  $\{01\bar{1}2\}$  или в местах пересечения плоскостей механического двойникования. Их образование аналогично возникновению подобных включений по трещинам спайности.

*Вторичные дефекты, располагающиеся по зонам роста кристаллов.* Эта группа дефектов генетически связана с первичной зональностью кристаллов, обусловленной наличием первичных твердых, газово-жидких включений или химическими примесями. К числу их относятся трещины по спайности и призирующие трещины.

*Трещины по спайности,* относимые к этому типу, возникают при перегреве газово-жидких включений, а также образуются за счет различного объемного расширения (при температурных изменениях) кристалла исландского шпата и заключенных в нем твердых включений. Вследствие указанных причин около твердых или газово-жидких включений возникают мелкие трещины по одному, двум

или трех направлениях спайности (рис. 62). Так как включения, вызывающие трещины, располагаются зонально, то и эти трещины приурочены к зонам роста. Размеры отдельных трещин зависят от размеров включений: вокруг крупных включений появляются довольно крупные трещины, легко видимые невооруженным глазом, а очень мелкие включения обуславливают появление мелких трещин, различимых только с помощью микроскопа.

Дефекты, возникающие за счет перераспределения первичных твердых включений.

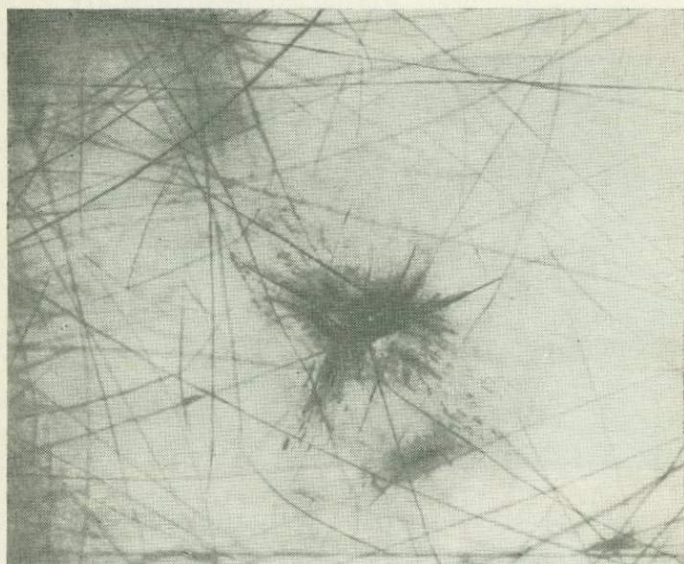


Рис. 62. Трещины по спайности (черное) в кристалле исландского шпата, возникшие при перегреве газово-жидкого включения; темные полосы — нитевидные кристаллы морденита.

Установлено [87], что первичные глинистые включения, располагающиеся по зонам роста кристаллов, при изменении условий подвергаются перераспределению. Так, на рис. 63 отчетливо видно, что глинистые частицы располагаются по плоскостям, параллельным и диагональным по отношению к внешним граням кристалла. При внимательном рассмотрении устанавливается, что диагональные зоны с глинистыми включениями совпадают с направлением совершенной спайности кристалла. При микроскопическом изучении удалось установить, что перераспределение механических частиц в уже образовавшемся кристалле происходит закономерно: они перемещаются в наиболее ослабленные части структуры кальцита, каковыми являются три направления совершенной спайности кристалла  $\{10\bar{1}1\}$

и три направления  $\{10\bar{1}2\}$  возможного образования механических двойников [86].

Вторичные дефекты, располагающиеся в кристаллах без видимой закономерности. В эту группу входят многочисленные вторичные дефекты, располагающиеся в различных частях кристалла без видимой закономерности или сравнительно равномерно распределены по всему кристаллу.

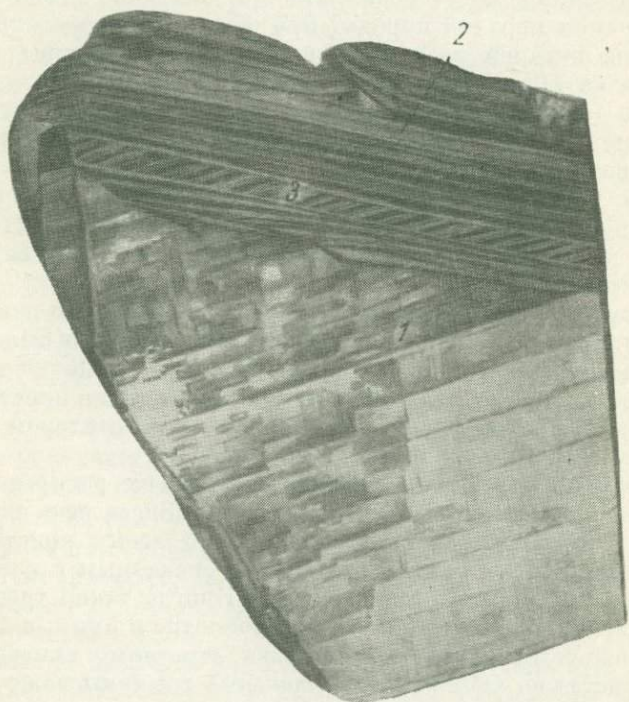


Рис. 63. Расположение глинистого вещества в кристалле исландского шпата параллельно и под углом к зонам его роста.

1 — спайность; 2 — параллельные зоны роста; 3 — расположение глинистых включений по зонам, параллельным спайности.

В этой группе дефектов мы рассмотрим следующие: а) раковистые трещины; б) твердые включения; в) газово-жидкие и жидкие включения; г) иризирующие трещины.

*Раковистые трещины* возникают при резком изменении температуры кристалла. Образование их не связано с теми законами, по которым возникают трещины по спайности или трещины отдельности. Раковистые трещины образуются в кристаллах вследствие их термической анизотропии. Поэтому они характеризуются отсутствием прямолинейности; очертания их определяются распределением механических напряжений, возникающих при нагревании

кристаллов (см. рис. 8). Поэтому мы их назвали температурными трещинами. Они могут возникнуть в любых частях кристалла и в любых количествах в зависимости от величины температурного перепада, от размера кристалла, от особенностей его строения и т. д. Важно здесь еще раз подчеркнуть, что температурные трещины могут возникать при выемке кристаллов из мерзлой породы и перемещении их в условия с более высокой или более низкой температурой. Эти трещины могут возникать при неправильном искусственном оттаивании мерзлой породы, при обмывании кристаллов водой, температура которой резко отличается от температуры кристалла (более чем на 20—25° С), и т. д.

*Твердые (вторичные) включения*, относимые к этой группе, пространственно и генетически тесно связаны с раковистыми трещинами. Об образовании их уже указывалось при характеристике подобных включений, приуроченных к трещинам по спайности. Заметим лишь, что трещины эти иногда до такой степени «залечены», что о существовании их можно судить только по положению твердых включений в кристаллах.

*Газово-жидкие и жидкие включения* также связаны с раковистыми трещинами. Они возникают таким же путем, как это было описано для газово-жидких и жидких включений, образующихся по трещинам спайности. Количество описываемых включений и пространственное их положение определяются степенью и характером развития раковистых трещин в кристаллах.

*Призирующие трещины*. О закономерном их распределении по зонам роста кристаллов было указано выше. Здесь речь идет об призирующих трещинах, распространенных по всему кристаллу или приуроченных к отдельным участкам, не связанным с какими-либо кристаллографическими направлениями. Иногда такие трещины (отдельные) легко обнаруживаются при просмотре в лупу, в других же случаях они устанавливаются по едва заметному синеватому оттенку в кристалле. Обнаружить отдельные трещины даже при микроскопическом изучении не всегда удается.

Призирующие трещины представляют собой очень мелкие, чаще микроскопические, эллипсоидные прерывистые нарушения, расположенные в кристаллах по спайности. При определенном положении кристалла относительно источника света невооруженным глазом можно видеть лишь мельчайшие блески, напоминающие призаию некоторых растворов. При исследовании же под микроскопом (а в случае более крупных трещинок — и под лупой) установлено, что эти блески представляют собой трещинки, имеющие эллипсоидную (лепестковидную) форму, и расположены по одному, двум, реже трем направлениям спайности в кристалле. Такие лепестковидные трещинки располагаются близко одна от другой и напоминают своеобразные цепочки.

Долгое время образование таких трещин оставалось загадкой, которую удалось разрешить лишь экспериментальными исследованиями при термическом воздействии на кристаллы исландского

шпата. Оказалось, что иризирующие трещины появляются при неоднократном (постепенном) нагревании кристаллов исландского шпата до  $350\text{--}400^\circ\text{C}$  и последующем охлаждении. Полученные таким путем трещины почти не отличались от иризирующих трещин, образовавшихся в естественных условиях. Следовательно, иризирующие трещины образуются в результате напряжений, возникающих при нагревании кристаллов. Они не возникают при одном, иногда двух и даже трех нагревах, но при последующих нагревах образуются в большом количестве.

Установление причин появления характеризуемых трещин очень важно, так как позволяет уточнить температурный режим месторождения после его формирования. Рентгеновскими исследованиями, выполненными В. И. Михеевым, установлено [88], что при нагревании исландского шпата происходит сокращение элементарной ячейки по оси  $a$  — на  $0,004\text{--}0,005$  кХ, или на  $0,1\%$ , а по  $c$  — на  $0,04$  кХ, или на  $0,2\%$ , от суммарной величины. Такое сокращение вполне ощутимо, и поскольку оно неодинаково по различным направлениям, то должно вызывать напряжения в идеальном кристалле.

Возникшие напряжения могут приводить к физическим дефектам в крупных монокристаллах, проявляющимся в виде тонких трещин. По данным В. И. Михеева, в кристалле кальцита размером около  $1$  см в поперечнике, толщина таких трещин должна быть от нескольких микрон до десятых долей микрона, в зависимости от количества трещин, проходящих параллельно друг другу. Естественно, такие трещины должны проходить параллельно системе совершенной спайности по ромбоэдру  $\{10\bar{1}1\}$ .

Повторное или более продолжительное нагревание, особенно при высоких температурах, может усилить эффект термического напряжения до такого состояния, при котором такие трещины станут видными простым глазом.

Сокращение размеров элементарной ячейки кальцита при нагревании может быть связано с химическими примесями в структуре кальцита, которые, по всей вероятности, находятся в виде твердых растворов. Имеются в виду небольшие количества примесей кремния, магния и других элементов, а также примеси органических веществ. При образовании кристаллов кальцита эти примеси представляли собой неупорядоченный твердый раствор. Продолжительное нагревание кальцита при достаточно высокой температуре вызывает упорядочение твердого раствора, которое и могло служить непосредственным поводом к изменению размеров элементарной ячейки. Если катионы, замещающие кальций, имеют меньший ионный радиус, то упорядочение должно приводить к сокращению размеров элементов структуры; напротив, если эти катионы, замещающие кальций, имеют большие размеры (например, стронций или барий), то нагревание и вызываемое им упорядочение твердого раствора должны приводить к увеличению размеров ячейки. Точно такие же соображения можно высказать и относительно ионов, замещающих углерод.

Действительно, как видно из предыдущего, в исландском шпате имеются примеси кремния, магния, марганца, иногда органических веществ и др. Следовательно, вышеприведенное объяснение условий образования призирующих трещин является весьма вероятным.

#### ТЕМПЕРАТУРА ГОМОГЕНИЗАЦИИ И СОСТАВ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Газово-жидкие включения в кристаллах исландского шпата изучались Н. П. Ермаковым [30], Г. Г. Грушкиным [28], А. В. Скоропышевым [79, 80, 83], Е. Я. Киевленко [41], Н. И. Андрусенко [2, 4], Н. И. Хитаровым [100], М. С. Васильевой [14] и другими. Ниже приводятся результаты изучения газово-жидких включений в кристаллах многочисленных месторождений СССР по личным материалам автора, а также по данным других исследователей. Методика этих исследований изложена в работе автора [80]. Результаты определения температуры гомогенизации приведены в табл. 27.

Важно отметить, что абсолютное большинство первичных газово-жидких включений в кристаллах Аламджахского и Джекиндинского месторождений к настоящему времени взорвано. У вакуолей, в которых ранее содержались газово-жидкие включения, обнаруживается своеобразный ореол трещиноватости, выражающийся в наличии мельчайших трещин, расположенных обычно по всем направлениям спайности и часто уже «залеченных». При этом в кристаллах с Аламджахского месторождения (любезно переданных нам Ю. М. Гурьевым) все полости, в которых располагались жидкость и газ, в настоящее время оказываются пустыми. Вторичные же включения представлены обычно только жидкой фазой.

В кристаллах Джекиндинского месторождения большая часть первичных включений оказалась также взорванной. В редких случаях встречаются первичные невзорванные включения. Такие включения, по-видимому, испытали значительный перегрев, поскольку соседние включения взорвались. Сохранность невзорвавшихся включений может быть объяснена большой устойчивостью их стенок, обусловленной своеобразием формы включений. Размеры сохранившихся включений невелики (не более 0,1 мм), а форма их приближается к изометрической. По-видимому, полости такой формы способны выдерживать большие напряжения по сравнению с полостями более сложных очертаний, так как все другие включения, имеющие более сложные формы и большие размеры, оказываются взорванными. Невзорванные первичные жидкие включения нами подвергались нагреванию. Температура их гомогенизации равна 127—132° С.

Чтобы убедиться, действительно ли такие включения испытывали значительный перегрев, нагревание их продолжалось и после гомогенизации. При этом удалось установить, что сохранившиеся от взрыва в естественных условиях включения выдерживают перегрев на 105—110° С; взрывание их происходило только при темпера-

Температура гомогенизации газовой-жидких включений  
кристаллов исландского шпата

Месторождение и участок	Интервалы темпера- туры гомо- генизации, °C	Средняя темпера- тура гомо- генизации, °C	Примечание
Месторождения Сибирской платформы			
Нидымское, участок № 2	27—60	44	Материалы автора
Хуриконгда . . . . .	45—50	47	То же
Новое . . . . .	82—93	88	»
Участок в 61 км выше пос. Тура . . . . .	30—58	44	»
Поледжикит . . . . .	157—214	187	»
Шпат . . . . .	44—50	47	»
Янгуракта . . . . .	115—147	131	»
Хрустальное . . . . .	30—45	40	»
Джекидинское . . . . .	127—132	130	»
Гуктуле . . . . .	40—42	40	По Е. Я. Киевленко [41]
Мархайское . . . . .	94—157	109	То же
Чешская губа			
Иевское . . . . .	79—86	82	Материалы автора
Крым			
Судак . . . . .	75—110	80	По Н. П. Ермакову [31]
Кастель . . . . .	177—185	181	То же
Байдарские ворота . . . .	До 55—60		»
Месторождения, залегающие в карбонатных осадочных породах			
Магиан . . . . .		74	По Н. П. Ермакову [31]
Маргузор . . . . .		71—98	То же
Кумунгур . . . . .		89—110	»
Богучалпек . . . . .		84—88	»
Акбурхан . . . . .		82—78—60	»
Хазартеке . . . . .		71—69—63	»
Сусинген . . . . .		76—84	»

туре выше 232—242° С. Следует указать, что явление перегрева газовой-жидких включений отмечалось также и для кристаллов кварца (В. С. Чайковский).

Эти материалы позволяют сделать вывод о том, что после своего образования кристаллы исландского шпата подвергались воздействию более высоких температур. При этом кристаллы Джекиндинского месторождения нагревались до 240° С и перегревались (по сравнению с температурой гомогенизации) на 110° С. Кристаллы же Аламджахского месторождения после своего образования нагревались до более высокой температуры, что привело к взрыву всех первичных газовой-жидких включений.

Изучение состава газовой-жидких включений проводилось методом спектрального анализа жидкости, полученной непосредственно из крупного включения, и путем гидрохимического анализа водных вытяжек из раздробленных кристаллов исландского шпата, содержащих газовой-жидкие включения.

Спектральным анализом установлено (табл. 28), что в составе жидкости, в отличие от состава кристалла-«хозяина», присутствует значительное количество стронция (0,1%) и натрия (0,1—1%) \*. Магний и титан находятся в жидкости в таких же количествах, как и во вмещающем газовой-жидкие включения кристалле исландского шпата. Кремний и марганец присутствуют в кристалле исландского шпата, но не содержатся в жидкости. Наличие некоторого количества кремния и алюминия в материале, полученном со стенок

ТАБЛИЦА 28

Результаты спектрального анализа исландского шпата и газовой-жидких включений, вес. %

Элементы	Жидкость из включения	Материал со стенок разрушенной полости	Кальцит кристалла-«хозяина»	Смесь с жидкими включениями	Смесь без жидких включений
Si	—	0,01—0,1	Следы	<0,01	Следы
Al	—	0,01—0,1	—	~0,001	—
Mg	0,001—0,01	0,01—0,1	~0,001	0,001—0,01	0,001—0,01
Ca	>10	»10	»10	»10	»10
Fe	Следы	0,01—0,1	Следы	Следы	Следы
Mn	—	0,001—0,01	0,001—0,01	0,01—0,1	0,01—0,1
Ti	0,001—0,01	0,001—0,01	0,001—0,01	—	Следы
Sr	~0,1	—	—	—	—
Na	0,1—1,0	Следы	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены В. В. Хохловым.

\* Калий спектральным методом не определялся.

разрушенной полости, вероятно, объясняется присутствием посторонних веществ, попавших в полость после ее разрушения.

Анализ смесей показывает несколько большее количество кремния и наличие алюминия в кальците, содержащем жидкие включения, по сравнению с кальцитом без жидких включений.

Для более достоверного установления состава жидких включений в исландском шпате были выполнены следующие химические исследования. Из кристалла бледно-желтой окраски (II класс окраски) ромбоэдрической формы, размером 27 см (по длинному ребру), был выколот спайный ромбоэдр, содержащий газовой-жидкие включения. Вес этого куска составлял 80 г. Газово-жидкие включения (51 включение) располагались по зоне роста и находились в 22 мм от внешней грани кристалла. Все включения имели вытянутые очертания (отношение длины к диаметру приблизительно составляло  $5/4$ ), причем их удлинение совпадало с направлением тройной оси симметрии кристалла-«хозяина». Размер включений колебался от 1 до 8 мм по длинной оси. Этот кусок исландского шпата был помещен в агатовую ступку, залит дистиллированной водой и осторожно измельчен до 1 мм. Раздробленные частицы, находящиеся в воде, взбалтывали, затем жидкость фильтровали.

Оставшиеся частицы исландского шпата дополнительно измельчали, так как некоторые из них при первоначальном измельчении имели диаметр, несколько больший 1 мм. Измельченный исландский шпат заливали новой порцией дистиллированной воды, несколько раз взбалтывали и после этого оставляли в спокойном состоянии на 44 ч. Затем смесь снова взбалтывали, фильтровали и фильтрат сливали в ту же колбу, куда была ранее слита его первая порция. Таким путем была получена водная вытяжка из кристалла исландского шпата, содержащего газовой-жидкие включения. Общий объем ее был доведен до 0,5 л.

Для контрольного анализа оставшийся измельченный исландский шпат заливали новой порцией воды, взбалтывали и т. д., т. е. проделывали все те операции и при том же режиме, как в первом, описанном выше, случае. Объем контрольной вытяжки также составлял 0,5 л. Химическому анализу была подвергнута и дистиллированная вода, которая использовалась для вытяжки (глухой анализ). После вытяжки частицы исландского шпата просушивали, измельчали до 100 меш и подвергали химическому анализу.

Кроме того, для сравнения химическому анализу подвергали часть того же кристалла, не содержащую газовой-жидких включений (табл. 29).

В табл. 30 приведено содержание анионов и катионов в водной вытяжке по основному и контрольному анализам. Оба анализа, по существу, дополняют друг друга. Поэтому для определения концентрации раствора водной вытяжки результаты обоих анализов суммировали. При этом вычитали количество анионов и катионов, содержащихся в воде, которая была использована для основной и контрольной вытяжек.

Химический состав исландского шпата,  
не содержащего газово-жидких включений  
и содержащего эти включения, %

Окислы	Обр. И-50, с включениями	Обр. И-50, без включений
SiO <sub>2</sub>	—	—
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	Следы
CaO	56,80	56,82
MgO	0,02	0,02
MnO	Следы	Следы
K <sub>2</sub> O	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,04
Cl	Следы	Следы
SO <sub>3</sub>	0,01	0,01
П. п. п.	43,50	43,58
Сумма	100,41	100,55
Гигроскопическая при 105—110 °С влага	0,06	0,12

Примечание. Анализы выполнены А. С. Сребродольской.

Содержание анионов и катионов в водной вытяжке  
по основному и контрольному анализу

Ионы	Основная		Контрольная		Глухой опыт	
	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв
Ca <sup>2+</sup>	30,73	1,51	20,01	1,00	0,71	0,03
Mg <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—	—
Na <sup>+</sup>	13,76	0,60	4,32	0,19	2,39	0,10
K <sup>+</sup>	2,32	0,07	3,14	0,08	—	—
Cl <sup>-</sup>	42,60	1,20	14,20	0,40	—	—
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	6,99	0,15	6,58	0,13	0,06	0,01
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	42,70	0,70	61,00	1,00	—	—
Сухой остаток	151,00	—	77,00	—	4,00	—
SiO <sub>2</sub> <sup>2-</sup>	6,00	—	5,00	—	3,00	—
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	—	4,00	—	1,00	—
Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> и CO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены А. С. Сребродольской.

С учетом изложенного, концентрация компонентов в водной вытяжке показана в табл. 31. Пользуясь данными таблицы, попытаемся определить приблизительно концентрацию веществ в жидких включениях, находившихся в исландском шпате. Для этого определим общий объем жидких включений, содержащихся в исследуемом кристалле. Средний объем отдельных включений принимаем равным 12 мм<sup>3</sup>. Следовательно, объем всех жидких включений будет 12 × 51 (количество всех включений в кристалле) = 612 мм<sup>3</sup>. На объем всех жидких включений в 1 л водной вытяжки приходится 612 : 1 000 000 = 0,000612.

Для определения концентраций отдельных катионов и анионов в жидких включениях содержание их в 1 л водной вытяжки делим

ТАБЛИЦА 31

Содержание анионов и катионов в водной вытяжке и во включениях

Ионы	В водной вытяжке		Во включениях	
	мг/л	мг-экв	г/л	г-экв
Ca <sup>2+</sup>	49,32	2,461	80,588	4,021
Na <sup>+</sup>	13,30	0,578	21,732	0,945
K <sup>+</sup>	5,46	0,139	8,921	0,228
Cl <sup>-</sup>	56,80	1,602	92,810	2,617
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	13,45	0,280	21,977	0,457
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	103,70	1,698	169,444	2,775
SiO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	6,33	0,166	10,348	0,272
Al <sup>3+</sup>	2,52	0,280	4,082	0,454
Сумма	250,88	7,204	409,982	11,769

ТАБЛИЦА 32

Содержание солей в газовой-жидких включениях исландского шпата

Соли	Содержание		
	г/л	г-экв	%-экв
Na <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	16,43	0,544	6,07
NaCl	39,78	1,346	14,98
KCl	16,70	0,456	5,07
AlCl <sub>3</sub>	19,90	0,908	10,10
CaCl <sub>2</sub>	69,53	2,524	28,05
CaSO <sub>4</sub>	19,21	0,914	10,15
Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	186,50	2,302	25,58
Сумма	363,05	8,994	100,00

на 0,000612. Далее определяем содержание в грамм-эквивалентах. Результаты этих вычислений приведены также в табл. 31.

Пересчетом полученных результатов анализа установлено следующее содержание растворенных во включениях солей (табл. 32).

Из таблицы видно, что концентрация включенных растворов весьма высокая, причем главную роль в их составе играют  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{AlCl}_3$ ,  $\text{NaSiO}_3$  и  $\text{KCl}$ .

Возможно, что часть  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  перешла в водную вытяжку за счет растворения кальцита, и, следовательно, истинное содержание этой соли во включениях несколько меньше того количества, которое указано в табл. 32.

Исследованиями установлено также, что рН включенного в кристаллы раствора составляет 7,45.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ОПТИЧЕСКОМУ  
ИСЛАНДСКОМУ ШПАТУ И СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ  
ЕСТЕСТВЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ

## ТЕХНИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ

Для определения качества оптического исландского шпата служат следующие главные показатели.

Степень оптической однородности кристаллов. Идеальных кристаллов, лишенных неоднородностей, в природе не существует. Оптические неоднородности по своему происхождению и проявлению в оптических свойствах кристаллов весьма разнообразны. Они могут быть обусловлены наличием зон и пирамид роста, свилями, различной степенью окраски, присутствием твердых и газовой-жидких включений и др. (см. гл. I, III). С оптической точки зрения неоднородность проявляется в том, что показатель преломления в кристалле меняется от точки к точке. Поэтому фронт распространяющейся волны света искажается, а следовательно, качество изображения, образуемого в приборе, ухудшается. Однако надо иметь в виду, что степень оптической неоднородности по различным кристаллографическим направлениям обычно далеко не одинакова. Так, если зоны роста (например, свиля) располагаются параллельно или под небольшим углом к оптической оси кристалла, то резкая оптическая неоднородность будет наблюдаться по направлению оптической оси (в торец зональности), а в перпендикулярном к этому направлению кристалл будет относительно однороден.

Светорассеивание возникает за счет микро- и макро-включений. Если включения достаточно велики по размерам, значительно превышают длину волны видимого света, то они могут быть обнаружены визуально или с помощью простейших оптических приспособлений. Однако могут быть включения, размеры которых меньше длины волны видимого света или близки к ней. Такие включения не могут быть обнаружены визуально, но они могут вызывать значительное светорассеивание (эффект Тиндаля).

Светорассеивание ухудшает оптические свойства кристаллов. Оно всегда сопровождается уменьшением интенсивности проходящего света. Но самое существенное заключается в том, что сильное светорассеивание не позволяет сконструировать поляризатор, в котором выходящий свет полностью поляризован. После двойного отражения на границе склейки полностью поляризованный свет должен пройти через оставшуюся часть кристалла. Именно на этом

пути светорассеивание совершенно недопустимо, так как рассеянный свет неполяризован. Все это приводит к тому, что при скрещивании поляризаторов гашения света не происходит.

Светорассеивание сопровождается еще явлениями дифракции, и это приводит к искажению волновых фронтов, распространяющихся по кристаллу световых потоков, что, в свою очередь, ухудшает качество изображения, получаемого в оптическом приборе.

**Спектральное светопропускание.** Выше было показано (гл. I), что характер спектрального пропускания света, начиная от  $\lambda = 600$  нм и более, кристаллами исландского шпата почти не изменяется. Однако в более коротковолновой части спектра пропускание света кристаллами значительно изменяется в зависимости от геохимических условий их образования. Известны месторождения, кристаллы которых пропускают свет, начиная от  $\lambda = 215$  нм, кристаллы других месторождений пропускают свет лишь с  $\lambda = 300 \div 400$  нм.

Заметим, что другие материалы, которые используются для поляризационных приспособлений, не пропускают ультрафиолетовый свет. Поэтому установление степени пропускания света до 220 нм исландским шпатам представляет большой интерес, так как в случае прозрачности в этой части спектра он является незаменимым материалом для поляризации ультрафиолетового света.

Добываемая горно-обогатительными предприятиями продукция поставляется в виде кристаллосырья, которое представляет собой кристалл (или часть кристалла), содержащий оптически годный материал. Оптическим материалом называется участок кристалла, пригодный для изготовления поляризационных и других оптических изделий и наглядных учебных пособий.

Наиболее выгодной формой кристаллосырья для раскроя поляризационных призм являются пинакоидальные пластины, выпиленные из кристаллов перпендикулярно к его тройной оси. Некоторая часть кристаллосырья поставляется в форме параллелепипедов, ограниченных плоскостями спайности.

Существующие временные технические условия ТУ 41-941-70 на исландский шпат, введенные с 1 сентября 1970 г., находятся в стадии совершенствования и не охватывают все свойства, определяющие качество оптического материала. Этими техническими условиями оптический материал разделяется на следующие три марки, характеризующие область спектрального пропускания.

1. Марка ИШ-У — исландский шпат, пригодный для работы в ультрафиолетовой области спектра.

2. Марка ИШ-В — исландский шпат, пригодный для работы в видимой части спектра.

3. Марка ИШ-И — исландский шпат, пригодный для работы в красной и инфракрасной частях спектра.

В пределах каждой марки выделяют сорта: «экстра», первый, второй и третий. Разделение оптического материала по сортам производится по светопропусканию, по расположению зон роста, пирамид

## Технические требования к исландскому шпату, имеющему форму пинакоидальных пластин

Марка	Сорт	Категория	Размер оптически годной части кристалла, мм	Удельное светопропускание на 1 см толщины, %	Угол между световым сечением и следами слоев роста на базисной грани, градусы	Расстояние в луче гелий-неонового лазера	Допустимое кол-во включений, видимых невооруженным глазом, на 1 см <sup>3</sup>	Максимальный размер включений, мм	Двойники
ИШ-У	«Экстра»	1	28×28×28— 22×22×22	50 при $\lambda = 220$ нм	0—45	Не допускается	—	—	Не допускаются
		2	22×22×22— 16×16×16						
		3	16×16×16— 10×10×10						
	I	1	28×28×28— 22×22×22	45 при $\lambda = 220$ нм	0—45	Не нормируется	1	0,5	То же
		2	22×22×22— 16×16×16						
		3	16×16×16— 10×10×10						
	II	1	28×28×28— 22×22×22	35 при $\lambda = 220$ нм	Не нормируется	3	1,0	Допускаются по (0001)	

Марка	Сорт	Категория	Размер оптически годной части кристалла, мм	Удельное светопропус- канье на 1 см толщины, %	Угол между световым сечением и следами слоев роста на базисной грани, градусы	Расстояние в луче геллий-нео- нового лазера	Допусти- мое кол-во включений, видимых невоору- женным глазом, на 1 см <sup>3</sup>	Максимальный размер включений, мм	Двойники
ИШ-В	«Экстра»	2	22×22×22— 16×16×16	90 при $\lambda = 400$ нм	0—45	Не допускается	—	—	Не допуска- ются
		3	16×16×16— 10×10×10						
		1	28×28×28— 22×22×22						
	I	2	22×22×22— 16×16×16	80 при $\lambda = 400$ нм	0—45	Не норми- руется	1	0,5	То же
		3	16×16×16— 10×10×10						
		1	28×28×28— 22×22×22						
ИШ-И	II	1	28×28×28— 22×22×22	70 при $\lambda = 400$ нм	Не нормируется	3	4,0	Допускаются по (0001)	
		2	22×22×22— 16×16×16						
		3	16×16×16— 10×10×10						
	«Экстра»	1	28×28×28— 22×22×22	98 при $\lambda = 700$ нм	0—45	Не допускается	—	Не допуска- ются	
		2	22×22×22— 16×16×16						
		3	16×16×16— 10×10×10						
	I	1	28×28×28— 22×22×22	97 при $\lambda = 700$ нм	0—45	Не норми- руется	1	0,5	То же
		2	22×22×22— 16×16×16						
		3	16×16×16— 10×10×10						
	II	1	28×28×28— 22×22×22	90 при $\lambda = 700$ нм	Не нормируется	3	1,0	Допускаются по (0001)	
		2	22×22×22— 16×16×16						
		3	16×16×16— 10×10×10						
III	—	> 15×15×30	—	Не нормируется	5	1,5	То же		

роста, по характеру двойников, а также по наличию включений посторонних веществ. Кроме того, в зависимости от размеров оптически годного материала выделяются еще категории. Все эти сведения приведены в табл. 33 и 34.

ТАБЛИЦА 34

Технические требования к исландскому шпату, имеющему форму параллелипипедов, выколотых по спайности

Сорт	Категория	Размер оптически годной части кристалла, мм	Рассеяние в луче гелий-неонового лазера	Допустимое кол-во включений, видимых невооруженным глазом на 1 см <sup>3</sup>	Максимальный размер включений, мм	Двойники
«Экстра»	1	38×38×38— 30×30×30	Не допускается	Не допускается	—	Не допускаются
	2	30×30×30— 30×30×14				
	3	30×30×14— 29×29×29 (23×23×14)				
I	1	38×38×38— 30×30×30	Не нормируется	1	0,5	То же
	2	30×30×30— 30×30×14				
	3	30×30×14— 29×29×9 (23×23×14)				
II	1	38×38×38— 30×30×30	То же	3	1,0	»
	2	30×30×30— 30×30×14				
	3	30×30×14— 29×29×9 (23×23×14)				
III		> 23×23×14	»	5	1,5	Допускаются по (0001)

#### СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ

Добываемые из месторождений кристаллы имеют различную форму, неодинаковые размеры и характеризуются различной степенью прозрачности, а следовательно, и разным качеством заключенного в них оптического материала.

В пределах одного месторождения могут быть кристаллы различной степени прозрачности. Оптический материал часто располагается лишь в отдельных участках кристаллов, а другие их части или совершенно непрозрачны, или содержат большое количество дефектов и непригодны для оптических целей. Кристаллы, целиком состоящие из оптического материала, практически не встречаются.

С поверхности кристаллы, как правило, непрозрачны. Они имеют матовую поверхность вследствие растворения или покрыты непрозрачной корочкой, образовавшейся в последние этапы их роста.

Сущность обработки кристаллов заключается в отделении кристаллосырья от явно негодного материала.

До недавнего времени обработка естественных кристаллов исландского шпата осуществлялась путем раскола их при помощи зубил по плоскостям спайности. При этом продукция, выдаваемая оптической промышленности горнорудными предприятиями, представляла собой параллелепипеды, ограниченные плоскостями спайности. В результате такой обработки бездефектные части раскалывались, измельчались, и потери оптического материала достигали очень большой величины по следующим причинам.

1. Отделение дефектных частей кристалла от бездефектных путем раскола по спайности в том случае, когда последняя упирается в двойниковый шов (большинство кристаллов является двойниками), не может быть осуществлено без значительного разрушения бездефектной части кристалла.

2. Абсолютное большинство первичных дефектов располагается по зонам роста кристаллов (см. гл. III), а не по направлениям спайности. Следовательно, расколоть кристалл параллельно дефектной части невозможно. Поэтому, раскалывая кристалл по спайности, обязательно разрушают его бездефектную часть.

3. Раскол по спайности не позволяет провести обработку с использованием особенностей морфологии и законов двойникового кристаллов, а также учитывать при этом особенности раскроя поляризационных призм различных конструкций.

4. Важной причиной огромных потерь исландского шпата является то обстоятельство, что горнорудные предприятия выдавали продукцию только в форме параллелепипедов, ограниченных плоскостями совершенной спайности. Форма таких кусков наименее выгодна (за исключением призмы Франка — Риттера) для получения из них поляризационных призм. Достаточно сказать, что при изготовлении призм Глана — Томпсона и Аренса (наиболее совершенных) отходы исландского шпата составляют 87% от объема ромбоэдра. Поэтому для изготовления таких призм требуются спайные ромбоэдры очень больших размеров, которых при существовавшем способе обогащения практически получить не удавалось.

Новый метод, разработанный Ленинградским горным институтом в содружестве с экспедицией № 20, состоит в том, что раскол кристалла по спайности заменяется его распиловкой [93]. Этим можно избежать разрушения бездефектных частей кристаллов; обогащение

следует производить с учетом особенностей морфологии кристаллов, законов их двойникования, пространственного расположения дефектов в кристаллах, а также в зависимости от особенностей раскроя полярizacionных призм различных конструкций. Этот метод позволяет получать из кристаллов бездефектные моноблоки, во много раз более крупные и выгодной формы для изготовления полярizacionных призм. Содержание оптического материала в изученных и разрабатываемых месторождениях значительно увеличивается. При этом ценность получаемой продукции возрастает во много раз за счет увеличения размеров моноблоков и наиболее выгодной их формы в сравнении с той продукцией, которую получали при старом способе обработки.

Выше, в гл. I, было показано, что наиболее совершенные полярizacionные призмы (Аренса, Глана — Томпсона, Липиха и др.) вырезают из кристаллов исландского шпата не в плоскости спайности, а перпендикулярно к оптической оси кристалла (рис. 64, а, б).

Представим себе кристаллы, не имеющие внутренних дефектов. Для наглядности изобразим спайный ромбоэдр  $\{10\bar{1}1\}$  и опишем вокруг него наиболее распространенные формы кристаллов (рис. 65):

гексагональные призмы  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{10\bar{1}0\}$  — первый тип кристаллов; гексагональную дигипирамиду  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$  — второй тип кристаллов; скаленоэдр  $\{21\bar{3}1\}$  — третий тип кристаллов; ромбоэдры  $\{01\bar{1}2\}$ ,  $\{05\bar{5}4\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$  — четвертый тип кристаллов.

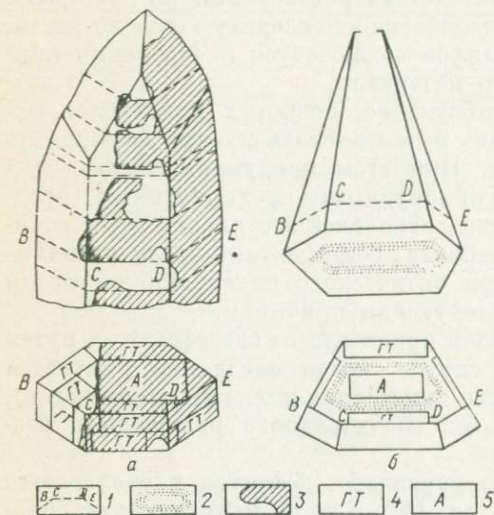


Рис. 64. Возможный раскрой полярizacionных призм.

а — из призматического кристалла; б — из дигипирамидального уплощенного кристалла.

1 — плоскость распила кристалла, перпендикулярная к оптической оси; 2 — дефекты, располагающиеся по зонам роста кристалла; 3 — индивиды двойника; 4 — призмы Глана—Томпсона; 5 — призмы Аренса.

Как видно на рисунке, из изображенных кристаллов нельзя выколоть спайного ромбоэдра больше того, который в них вписывается, а из ромбоэдра нельзя получить призмы больше вписываемой в этот ромбоэдр. Следовательно, при выкалывании ромбоэдров кристаллы искусственно измельчаются, и очень часто годные для оптических целей участки кристаллов, вследствие их измельчения, превращаются в негодные. Важно отметить, что по существующим техническим условиям минимальный размер спайного ромбоэдра

первой и второй категорий должен быть  $30 \times 30 \times 14$  мм (в технических условиях есть еще размер  $23 \times 23 \times 14$  мм, но такие кристаллы практически совсем промышленность не принимает, и они скапливаются на складах).

Параллелепипед такого размера может быть получен из кристалла, ширина которого в сечении, перпендикулярном к оси  $L_3$ , не менее 60 мм. Минимальный размер естественного кристалла, из которого

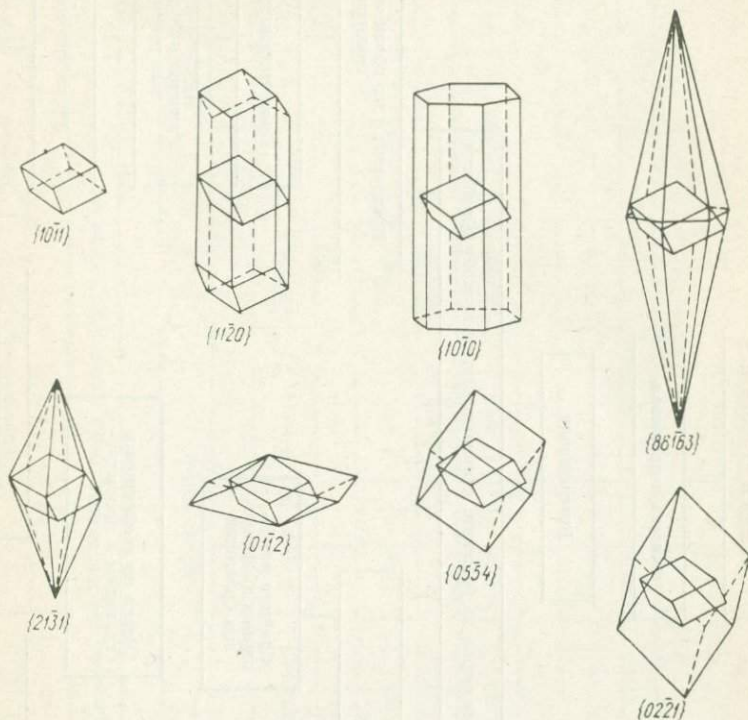
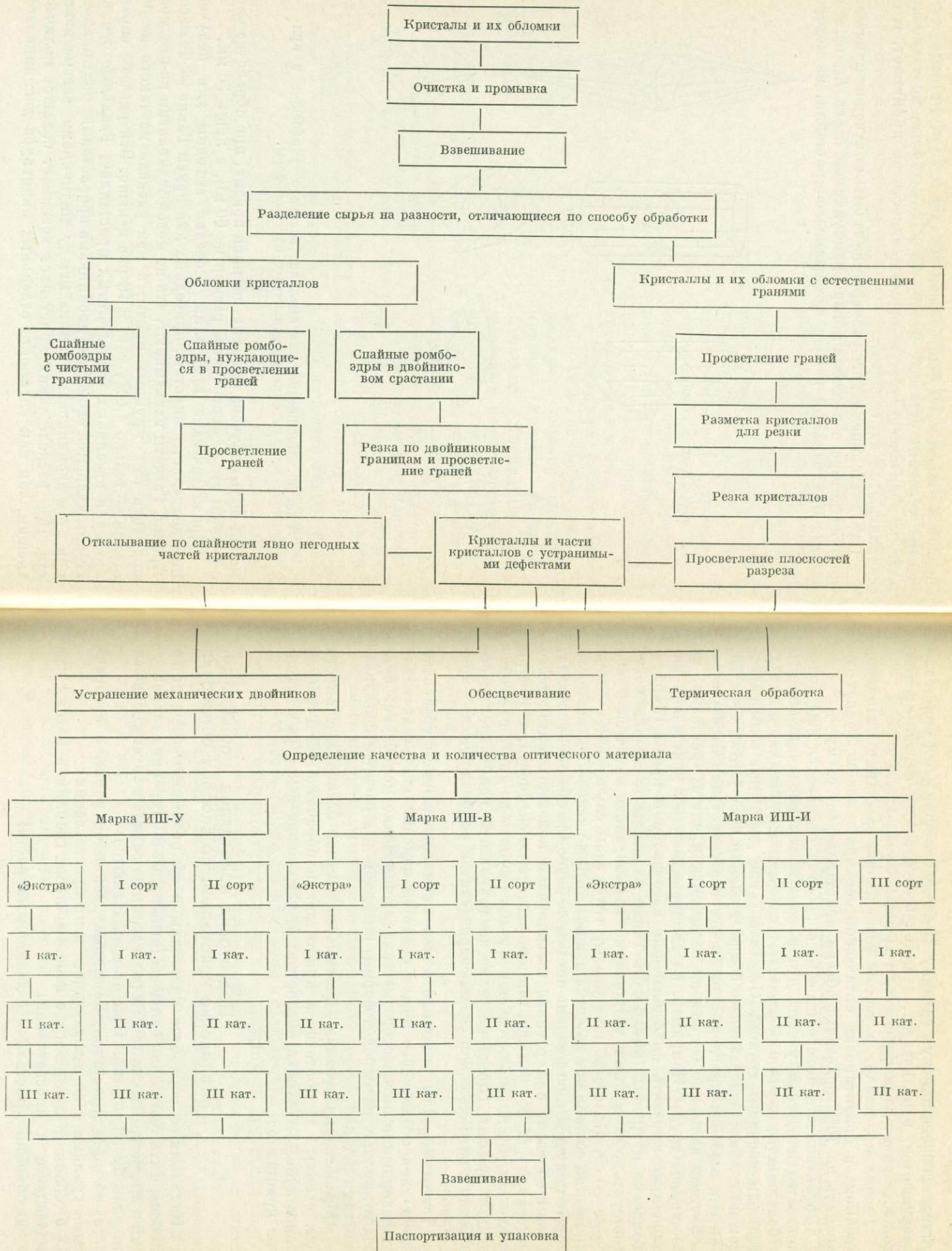


Рис. 65. Положение максимально спайного ромбоэдра в кристаллах различных простых форм.

может быть получена поляризационная призма, при обработке новым способом имеет поперечный размер не 60 мм, а лишь 30 мм.

Призматические кристаллы особенно выгодны для получения пинакоидальных пластин, пригодных для призм Глана — Томпсона, Аренса. Расчеты показывают, что по новой технологии из них можно получить 75% крупных призм, а при расколе из такого же кристалла — только 4,6%, т. е. в 16 раз меньше. Эти расчеты справедливы для идеальных бездефектных кристаллов. Реальные же кристаллы являются сложными двойниками прорастания по пинакоиду, при этом двойниковая граница между индивидами весьма извилиста. При расколе таких кристаллов возникает большое количество трещин, так как спайность отдельных индивидов двойника всегда

### Схема обработки кристаллов



9\*

упирается в двойниковую границу. Поэтому большая часть кристалла разрушается, измельчается, а выход бездефектных параллелепипедов составляет доли процента, в лучшем случае 1—3%.

Распил кристаллов с учетом поверхности срастания индивидов двойника и ориентировки оптической оси кристалла позволяет сохранить до 70% полезного объема кристалла (см. схему).

Эффективность нового способа обработки становится еще более показательной, если учесть, что в кристаллах первичные дефекты в большинстве случаев располагаются по зонам роста, часто параллельным внешним граням. Отделить такие дефектные зоны расколом по спайности невозможно без разрушения бездефектных частей, так как любое направление спайности пересекает их. Отрезать же дефектные зоны, не затрагивая бездефектной части кристалла, не составляет труда. Например, из дипирамидальных кристаллов рационально вырезать пластины для изготовления призм Глана — Томпсона и Аренса (рис. 64, б). Такие пластины в сечении могут достигать 500 см<sup>2</sup> при толщине по направлению оптической оси более 30 см. Подсчеты показывают, что в этом случае 55% объема кристалла составляют крупные призмы, а при расколе по спайности можно получить лишь мелкие призмы не более 1% объема кристалла. Таким образом, при распилах мы получаем полезного оптического материала в 55 раз больше, чем при расколе по спайности, не говоря уже о том, что новым способом получают крупные во много раз более ценные призмы. Примерно такие же результаты получают при обработке новым способом скаленоэдрических и ромбоэдрических кристаллов.

Таким образом, главным и основным содержанием обработки кристаллов исландского шпата является максимальное сохранение от разрушения оптического материала, получение моноблоков наиболее крупных размеров и формы, выгодной для раскроя поляризационных деталей.

Обработка кристаллов выполняется в такой последовательности (см. схему): 1) подготовка кристаллов к обработке; 2) разметка кристаллов; 3) техника обработки; 4) устранение некоторых дефектов кристаллов.

### Подготовка кристаллов к обработке, разделение кристаллов по способу обработки

Подлежащие обработке кристаллы и их обломки прежде всего должны быть тщательно очищены (отмыты) от посторонних загрязнений и просмотрены с целью их разделения на разности, отличающиеся по способу обработки. При этом выделяют:

- а) обломки кристаллов, лишенные двойников роста, с прозрачными гранями и не нуждающиеся в их просветлении;
- б) обломки кристаллов с непрозрачными гранями и потому нуждающиеся в просветлении;
- в) обломки кристаллов с двойниками роста;

г) кристаллы, ограниченные гранями роста, относящиеся к тому или иному морфологическому типу.

Важно выделить кристаллы, отличающиеся по форме, так как обработка их несколько различная.

### Изучение внутреннего строения кристаллов

Далее осуществляется просмотр внутреннего строения кристаллов с помощью проходящего и отраженного света; устанавливается наличие и характер тех или иных дефектов, их пространственное распределение внутри кристалла, определяется наличие двойников, законы двойникования, поведение двойниковых границ и пр.

В тех случаях, когда кристалл или часть кристалла покрыта корочкой, препятствующей изучению его внутреннего строения, грани кристалла должны быть просветлены. Когда грани кристалла ровные, прозрачность их может быть достигнута путем смачивания иммерсионной жидкостью (альфа-монобромонафталин) и покрытием хорошим несвилеватым стеклом.

В большинстве случаев грани кристаллов неровные, что обусловлено процессами растворения, или покрыты непрозрачной корочкой, образовавшейся в последний период роста. Такие грани (если толщина непрозрачной корочки не превышает 1 мм) необходимо просветлить. Просветление целесообразно осуществлять химическим способом [92] с помощью соляной кислоты определенной концентрации. Тогда внутреннее строение кристаллов станет доступным для изучения.

Следует особо подчеркнуть необходимость выполнения этой операции. Дело в том, что, не изучив внутреннего строения кристалла, можно провести разрез кристалла по оптически годной его части. В существовавшей ранее практике просветление кристаллов осуществлялось путем скалывания непрозрачных частей по спайности с помощью зубила. При этом значительная часть оптически годного материала уничтожалась.

Если от спайного ромбоэдра, имеющего размеры  $4 \times 4 \times 4$  см, отколоть со всех сторон пластинки толщиной 3 мм (более тонкие пластинки отколоть практически невозможно), то кристалл потеряет 39% своего объема (веса). Откалывание только двух таких пластинок с двух противоположных граней кристалла уменьшает его объем на 15%. Такой ромбоэдр ( $4 \times 4 \times 4$  см) весит 173 г, обкалывание его с одной стороны уменьшает этот вес на 13 г, а с шести сторон — на 63 г, не говоря уже о том, что при этом уменьшаются размеры кристалла. Например, если до обкалывания ромбоэдр относился к первой категории ( $38 \times 38 \times 38$  мм), то после обкалывания он будет относиться ко второй категории, ценность которой значительно ниже.

Все эти расчеты относились к спайным ромбоэдрам. Естественные же кристаллы ограничены гранями, не совпадающими с направлением спайности. Обкалывание по спайности внешних частей таких

кристаллов приводит к уничтожению еще большего объема кристалла, так как в этом случае будут скалываться пластинки, непараллельные граням роста и поэтому значительно большей толщины.

## Разметка кристаллов

По техническим условиям горные предприятия поставляют оптико-механическим заводам кристаллосырье, а не оптический материал. Это обстоятельство создает возможность почти полностью избежать разрушения и измельчения оптически годных моноблоков.

Учитывая изложенное, при обработке кристаллов следует руководствоваться следующими основными принципами.

1. Плоскости разреза или раскола по спайности должны проходить, как правило, по дефектным частям кристалла вблизи оптически годной монообласти.

2. Плоскость распила кристалла должна проходить перпендикулярно к его оптической оси. Лишь в случаях сложного срастания двойниковых индивидов плоскость разреза может проходить по двойниковой границе, наклонно или параллельно по отношению к оптической оси кристалла.

3. В тех случаях, когда при изучении внутреннего строения в кристалле установлена бездефектная монообласть, превышающая по оси  $L_3$  размеры, указанные для максимальных пластин, линии разреза не должны проходить по бездефектной части. Толщина таких пластин может сколько угодно превышать размеры, указанные в технических условиях для максимальных по толщине пластин.

4. Во всех случаях (при обогащении кристаллов с естественными гранями или спайных ромбоэдров) не следует стремиться доводить кристаллосырье до оптического материала, если это в какой-либо степени приведет к разрушению или измельчению последнего. Затруднения при определении сортности и категоричности оптического материала могут быть устранены путем полирования не только плоскостей разреза, но и естественных граней кристаллов.

5. Оптический материал в форме параллелепипедов, ограниченных плоскостями спайности, может быть получен только в тех случаях, когда в кристалле уже существуют сквозные трещины по спайности, образовавшиеся в результате естественных геологических процессов или при выемке кристаллов из месторождения. В случае обогащения таких обломков кристаллов нет необходимости доводить их до 100%-ного оптического материала во избежание разрушения и измельчения последнего. Грани таких обломков необходимо очищать от загрязнения, в случае необходимости просветлять и только после тщательного изучения внутреннего строения кристаллов отделять явно дефектные части последних. Дефекты (включения, мелкие трещины и др.), обнаруженные внутри оптически годного материала, не следует выкалывать, а их надо учитывать и исключать при определении объема и веса оптического материала в кристаллосырье.

Ориентировать кристаллы относительно главной оптической оси

можно по их граням или по спайности. В тех случаях, когда требуется провести плоскость распила перпендикулярно к тройной оси, кристалл укладывают на одну из своих ровных граней на стол станка, после чего поворотом последнего в горизонтальной и вертикальной плоскости тройную ось кристалла приводят в положение, перпендикулярное к плоскости вращения пилы. Угол поворота кристалла равен углу, образуемому гранью кристалла с его оптической осью. Разумеется, что эти углы для разных типов кристаллов и их граней будут различными.

При ориентировке кристаллов, лишенных граней роста или с неровными гранями, следует использовать плоскости спайности кристаллов, для чего изготавливают и применяют специальное трехгранное гнездо с прорезями для просмотра плоскости его соединения с тремя гранями спайности, образующими тупой угол ромбоэдра; в необходимых случаях юстировку кристаллов следует производить с помощью гониометра или рентгенгониометра.

Рассмотрим вначале разметку (установление наиболее выгодной границы разреза) кристаллов, ограниченных естественными гранями. При этом имеется в виду, что внутреннее строение кристаллов установлено путем просмотра их в просветленные грани.

Призматические кристаллы-двойники по пинакоиду со сложной двойниковой границей следует распиливать, как правило, по плоскости, перпендикулярной к оптической оси. Надо иметь в виду, что грани этих кристаллов не строго параллельны оси  $L_3$ , а наклонены к ней до  $4^\circ$ . Линия разреза должна проходить по дефектной части вблизи оптически годного материала и по границе двойниковых индивидов, располагающейся перпендикулярно к  $L_3$  (параллельно плоскости пинакоида), что обычно хорошо видно на гранях призмы и разделяющих их ребрах.

Дигексагональные призмы с уплощенными полисинтетическими двойниками по пинакоиду при наличии в нижней или верхней части дефектов необходимо разрезать строго по линиям срастания двойниковых индивидов, которые проходят по пинакоиду. При этом надо иметь в виду, что в средней (экваториальной) части кристалла индивиды двойника имеют форму пластин, и при достаточной толщине их (10 мм и более) последние могут явиться прекрасным оптическим материалом. Такие пластины следует распиливать по двойниковым границам. Верхние и нижние части кристалла представляют собой монокристалльные области и в случае отсутствия в них дефектов дальнейшей распиловке не подлежат.

Монокристалльные дипирамиды следует обрабатывать с особой осторожностью, хотя они и наиболее просты для обогащения. Грани таких кристаллов обязательно должны быть вначале просветлены. После этого, если при изучении внутреннего строения кристалла удастся установить, что по всей длине (по  $L_3$ ) его имеется оптический материал, дальнейшая его обработка заключается лишь в дополнительном просветлении граней с целью установления сортности и веса оптического материала в кристаллосырье.

Если при изучении внутреннего строения установлено, что часть кристалла является дефектной и не содержит оптического материала, последние отрезают вблизи оптически годной части. При этом плоскость разреза должна проходить в направлении, перпендикулярном к оптической оси.

Дипирамиды с мелкими двойниковыми рамками отличаются от монокристалльных дипирамид лишь наличием вблизи экваториальной части двойниковых рамок. Следовательно, их обогащение производят аналогично, с той лишь разницей, что плоскость разреза в них должна проходить по границе двойниковых индивидов, также перпендикулярно к оптической оси.

Усеченные монокристалльные дипирамиды характеризуются малыми размерами. Их обработка должна заключаться главным образом в просветлении граней. В большинстве случаев дефекты в этих кристаллах приурочены к местам их прирастания к субстрату, а также вблизи верхних «заматованных» граней. Отделение этих дефектных частей следует производить путем срезания по плоскостям, перпендикулярным к главной оптической оси.

Скаленоэдрические кристаллы-двойники по пинакоиду характеризуются наличием двойниковой границы, располагающейся в экваториальной части кристалла. Двойник может быть довольно сложный, полисинтетический. Разделка таких кристаллов должна осуществляться путем отпиливания верхней и нижней монокристалльных частей по плоскостям срастания двойниковых индивидов, перпендикулярным к главной оптической оси. Пластина из центральной части кристалла может быть монокристалльной или полисинтетическим двойником.

При достаточной толщине (10 мм и более) монокристалльных индивидов в них тоже может содержаться оптический материал.

Дальнейшая обработка монокристалльных частей (верхней и нижней частей кристалла) зависит от наличия и пространственного расположения в них дефектов. В тех случаях, когда в кристалле содержится оптический материал по всей его длине (по  $L_3$ ), обработка их должна состоять лишь в спливаливании головки кристалла по плоскости, перпендикулярной к главной оптической оси. При этом плоскость среза не должна захватывать оптический материал шириной более 20 мм (по наибольшему измерению). В тех же случаях, когда в монокристалльном блоке какая-либо часть его целиком дефектна, она должна быть отрезана по плоскости, перпендикулярной к  $L_3$ , при этом плоскость разреза не должна затрагивать содержащийся в блоке оптический материал.

Многоглавые кристаллы-двойники являются особенно сложными для обогащения. Они представляют собой группу монокристаллов, сросшихся по двойниковым границам. Причем последние проходят как по экваториальной части параллельно (0001), так и вдоль трех непараллельных граней  $\{10\bar{1}0\}$  или по плоскостям со сложными сим-волами.

В общем случае они должны разрезаться по плоскостям срастания

индивидов: вначале (как уже указывалось выше) по экваториальной части (по пинакоиду), а затем по плоскостям срастания {10 $\bar{1}$ 0}. Конечно, в это правило может внести коррективы характер распределения дефектов в отдельных индивидах кристаллов.

Обработка кристаллов-двойников по тупому и острому ромбоэдру должна состоять в отрезании двойниковых индивидов по плоскостям их срастания, а также в срезании головок отдельных индивидов, не содержащих кондиционного оптического материала по плоскостям, перпендикулярным к оптической оси.

Методика обогащения многоглавых ромбоэдрических кристаллов-двойников аналогична обогащению скаленоэдрических многоглавых кристаллов (см. выше). Другие типы и подтипы кристаллов, встречающиеся на месторождениях, имеют небольшое промышленное значение, и их обработка здесь не освещается.

### Техника обработки кристаллов

После того как намечены плоскости разреза, важно правильно установить и закрепить кристаллы на столике распиловочного станка. Крупные кристаллы помещают на столик станка без дополнительного закрепления, так как собственный вес обеспечивает их неподвижность в процессе распиловки. Мелкие кристаллы, вес которых не обеспечивает этой неподвижности, а также кристаллы с различными неровностями приклеивают специальной мастикой или алебастром к деревянной доске. При этом намеченную плоскость разреза совмещают с плоскостью вращения дисковой пилы путем поворота и передвижения столика станка в нужное положение.

Распиловка кристаллов осуществляется металлическими дисковыми пилами, армированными алмазами. Толщина забоя таких пил не должна превышать 3 мм. Наиболее эффективная скорость вращения пилы, установленная экспериментальными работами Ленинградского горного института, составляет 51 м/сек.

Распиловка должна осуществляться обязательно при обильном смачивании забоя чистой водой или специальной эмульсией. Сила давления пилы на забой зависит от величины плоскости забоя, круговой скорости пилы и других факторов и регулируется мастером-распиловщиком. Однако не следует допускать слишком большого давления пилы на забой, так как оно может вызвать дополнительную вибрацию ее, что приводит к разрушению (растрескиванию, выкрашиванию) кристалла.

В тех случаях, когда в монокристаллах существуют сплошные трещины, их обработка осуществляется путем раскола по трещинам с помощью зубила.

В двойниковых кристаллах иногда наблюдаются трещины, упирающиеся в двойниковый шов. Тогда целесообразно или разрезать кристалл по плоскости срастания двойниковых индивидов (если двойниковая граница ровная, кристалл легко разделится по трещине), или произвести распил второго индивида в направлении, совпадающем

с направлением трещины. Во всех этих случаях важно не допустить появления дополнительных дефектов в кристалле. Если отдельные части кристалла по этой трещине вызывает дополнительную порчу оптического материала, лучше оставить ее в кристалло-сырье и учесть при определении качества и количества кондиционного материала.

Обработка обломков кристаллов, ограниченных плоскостями спайности, может состоять лишь в просветлении граней и откальвании по спайности явно негодных частей. В тех случаях, когда обломки кристаллов представлены двойниками срастания или прорастания, после просветления отдельных граней часто возникает необходимость отшлифования индивидов двойника по плоскости срастания. Но эту операцию целесообразно производить лишь тогда, когда возникает затруднение в просветлении граней и определении качества. В тех случаях, когда плоскости спайности прозрачны и количество и качество оптического материала в двойниковом обломке может быть определено, распиливать их производить нецелесообразно.

После того, как отрезаны отдельные индивиды двойникового кристалла, а также явно негодные его части, просветление поверхностей блоков производится с целью определения качества и количества заключенного в них оптического материала.

С этой целью возникает необходимость просветления плоскостей разреза кристаллов. Это выполняется с помощью соляной кислоты или путем шлифования и полирования указанных плоскостей до такой степени, чтобы была возможность обнаружения тех или иных дефектов и определения качества оптического материала.

Новая технология обработки кристаллов успешно внедрена в производство. Уже получены крупные до 15 кг монокристалльные блоки из кристаллов различных форм, при этом выход оптического материала из кристаллов резко увеличился.

## УСТРАНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ДЕФЕКТОВ КРИСТАЛЛОВ

В настоящее время разработаны способы устранения следующих дефектов кристаллов исландского шпата:

- 1) устранение механических двойников;
- 2) обесцвечивание кристаллов;
- 3) термическая обработка кристаллов с целью увеличения их светопропускания.

О механизме образования и способах устранения механических двойников сообщалось в гл. I. Здесь же мы напомним, что механические двойники являются таким дефектом кристаллов, наличие которого исключает возможность использования последних как оптического материала.

Образование механических двойников в кристаллах происходит естественным путем (вследствие тектонических движений, под действием нагрузки вышележащих пород, при оползневых явлениях и т. д.), а также искусственно (при несовершенных способах выемки,

транспортировки и обработки кристаллов). Поэтому, вероятно, в среднем не менее 20% кристаллов в той или иной степени подвергнуты механическому двойникованию. Степень нарушенности кристаллов различна: если плоскости механического двойникования проходят в кристалле по двум или по всем трем направлениям  $[10\bar{1}2]$ , а расстояния между плоскостями двойникования составляют доли или первые единицы миллиметров, то восстановить целостность — монолитность — кристалла существующими способами невозможно. В тех случаях, когда механические двойники проходят в одном или в двух направлениях, но на расстоянии более 5 мм один от другого, их можно довольно легко и бесследно устранить даже в сравнительно крупных кристаллах.

Для устранения двойниковых плоскостей следует произвести смещение плоских сеток в направлении  $[01\bar{1}1]$ , т. е. осуществить смещение, обратное тому, которое вызвало появление двойников. Схема, показывающая направление давления при устранении механических двойников, приведена на рис. 66.

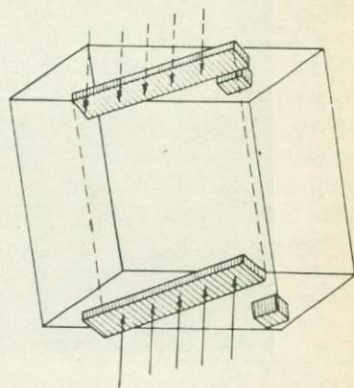


Рис. 66. Схема, показывающая направление давления при устранении механических двойников.

Для работы в производственных условиях нами (с участием О. Н. Чашникова) сконструирована и изготовлена специальная установка для устранения механических двойников. Исправленные таким образом кристаллы оптическая промышленность принимает как полноценный оптический материал.

**Обесцвечивание кристаллов.** Весьма существенным дефектом кристаллов главнейших месторождений, связанных с основными изверженными породами, является желтая и красновато-желтая окраска. По приблизительным подсчетам немного более половины исландского шпата этих месторождений в той или иной степени окрашено в указанные тона. При этом степень окраски изменяется от нулевого до XIV класса.

К настоящему времени выполнено большое количество исследований по установлению природы окраски кристаллов и по изысканию способов их обесцвечивания.

Наиболее эффективными и в значительной степени внедренными в производство являются два метода: 1) термический способ и 2) облучение ультрафиолетом.

Первый из этих методов разрабатывался Я. П. Снопко [44] и нами [81]. При этом методе обесцвечивание кристаллов осуществляется путем постепенного ( $1^\circ \text{C}$  в 2 мин) нагревания их в муфельной печи до  $300\text{--}350^\circ \text{C}$ , выдержки их при этой температуре в течение 10 ч

и постепенном охлаждении кристаллов с той же скоростью ( $1^{\circ}\text{C}$  в 2 мин) до нормальной температуры (рис. 67, *a*).

При таком режиме обесцвечивания от 75 до 96% кристаллов желтой окраски (окраска их обусловлена битумом С) полностью или

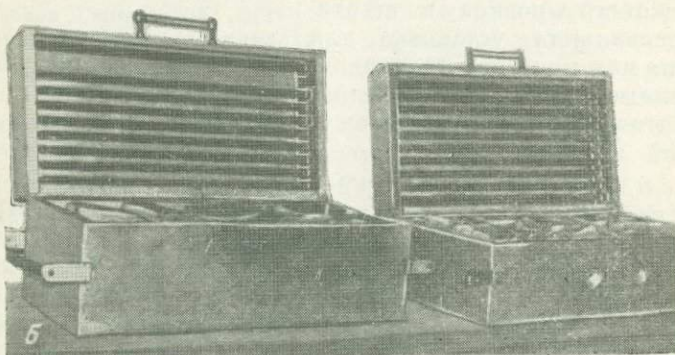
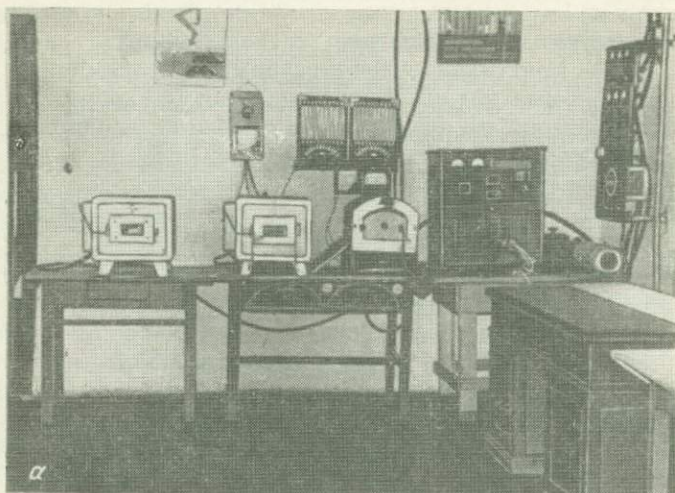


Рис. 67. Установки для обесцвечивания кристаллов исландского шпата.  
*a* — муфельные печи для термического обесцвечивания;  
*б* — установка для обесцвечивания кристаллов путем облучения ультрафиолетовым светом.

частично (степень окраски уменьшается) обесцвечивается. Кристаллы же желтые с красноватым оттенком (окраска которых, по нашим данным, обусловлена битумом А) при нагреве до  $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$  приобретают бурую окраску, а при еще более высокой температуре становятся черными.

Однако надо иметь в виду, что интенсивная желтая с красноватым оттенком окраска присуща кристаллам исландского шпата небольшой части месторождений. Поэтому термический способ обесцвечивания желтых кристаллов играет существенную роль при устранении указанного дефекта.

Оптический способ обесцвечивания кристаллов заключается в том, что последние подвергаются облучению ультрафиолетовым светом. Этот способ детально разработан ВНИИП (Я. П. Снопко и др.).

В качестве источника облучения используются лампы БУВ-30 или БУВ-60 (бактерицидные увиолевые). Эти лампы длиной 894 мм и диаметром 25 мм монтируют в специальные ящики, покрывают специальной сеткой для укладки обесцвечиваемых кристаллов и закрывают крышкой (рис. 67, б). Указанные лампы особенно эффективны для облучения кристаллов потому, что большая часть энергии излучения приходится на коротковолновую часть спектра (около  $2/3$  для  $\lambda < 3000 \text{ \AA}$ ). К сожалению, и этим способом удается обесцвечивать лишь часть мелких кристаллов. Крупные куски, да еще обладающие незначительной прозрачностью в ультрафиолетовой части спектра, очень слабо обесцвечиваются даже при длительном (до 800 ч) непрерывном облучении.

Термическая обработка кристаллов с целью повышения их спектрального пропускания. После термической обработки спектральное светопропускание, особенно в ультрафиолетовой части спектра, для кристаллов многих месторождений значительно повышается.

При термическом обесцвечивании кристаллов одновременно происходит и увеличение их светопропускания. Бесцветные же кристаллы, с целью увеличения их прозрачности в коротковолновой части спектра, также должны подвергаться термической обработке в муфельной печи путем постепенного ( $1^\circ \text{C}$  в 2 мин) нагревания до  $300\text{--}350^\circ \text{C}$ , выдержке при этой температуре в течение 10 ч и в таком же постепенном понижении до комнатной температуры. К сожалению, этими способами пока и ограничиваются возможности устранения дефектов кристаллов, препятствующих их использованию в оптике.

Мы уверены, что дальнейшие исследования создадут возможность устранять и многие другие дефекты кристаллов: перемещать посторонние твердые, жидкие и газово-жидкие включения, а может быть, и «залечивать» трещины.

## МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАЧЕСТВА КРИСТАЛЛОВ

Качество кристаллов исландского шпата определяется очень многими показателями, главнейшими из которых являются:

- 1) размеры монокристалльных блоков;
- 2) отсутствие видимых невооруженным глазом дефектов (различных трещин, твердых, газово-жидких включений и др.);
- 3) однородность;
- 4) характер и степень окраски;

### 5) спектральное светопропускание.

В зависимости от характера и степени развития тех или иных дефектов (в соответствии с существующими техническими условиями) устанавливается сортность оптического материала. Располагающиеся в недрах кристаллы исландского шпата отличаются по внешней и внутренней морфологии и почти всегда покрыты непрозрачными слоями последних этапов роста, или поверхность их носит следы растворения; оптически годные разности в большинстве случаев слагают лишь отдельные части кристаллов, а другие части, как правило, содержат большое количество первичных или вторичных дефектов. Поэтому определение качества кристаллов начинается с изучения особенностей морфологии кристаллов (см. гл. II). Далее производится обработка кристаллов, заключающаяся в отделении оптического материала от явно дефектных частей кристаллов.

Оптический материал в виде пластин, выпиленных перпендикулярно к оптической оси кристаллов или в форме спайных ромбоэдров, по величине удовлетворяющих техническим требованиям, подвергается тщательному визуальному просмотру в проходящем и отраженном свете. При этом полезно использовать длиннофокусную лупу, поле зрения которой покрыто поляроидной пленкой. С помощью такой лупы удается просматривать кристаллы на большую глубину и устраняется двоение дефектов, что значительно облегчает наблюдение.

Для выявления дефектов и установления однородности кристаллов используется ультрафиолетовая установка, состоящая из ртутно-кварцевой лампы и светофильтра УФС-1. Такой фильтр пропускает ультрафиолетовые лучи, но задерживает видимый свет. Можно использовать также солнечные и другие люминоскопы, выпускаемые нашей промышленностью. Отдельные зоны или пирамиды роста кристаллов, в зависимости от количества и состава примесей, отличаются по характеру и степени люминесценции. Это и позволяет на первом этапе отделить более однородные участки кристаллов от менее однородных.

Весьма эффективно также для определения однородности и выявления зон и пирамид роста в кристаллах использовать разработанный нами [47] селективный способ травления кристаллов (рис. 68). Он заключается в том, что ровная, а в необходимых случаях отполированная поверхность исследуемого образца подвергается травлению 1—5%-ной соляной кислотой в течение 1—7 мин. При этом вещество, слагающее неоднородные части кристалла, растворяется с различной скоростью. Далее протравленные поверхности промывают чистой водой, после чего отчетливо выявляются указанные неоднородности — зоны, пирамиды роста, отличающиеся своим строением, наличием посторонних химических примесей, свилей, а иногда и содержанием твердых или газовой-жидких включений. Выявленные зоны роста должны быть подробно охарактеризованы; важно определить их (особенно свилей) положение в кристалле относительно оптической оси.

Однако визуальный просмотр кристаллов, даже с помощью указанных методов и приспособлений, позволяет в лучшем случае лишь качественно охарактеризовать степень дефектности кристаллов и, конечно, является субъективным.

Для более объективной количественной характеристики дефектности кристаллов необходимо использовать следующие методы и приборы.

**Коллиматорный метод.** Метод основан на определении отношения разрешающей способности коллиматорной установки, в параллельный пучок света которой введен испытуемый образец, к разрешающей способности той же установки без образца. Этот

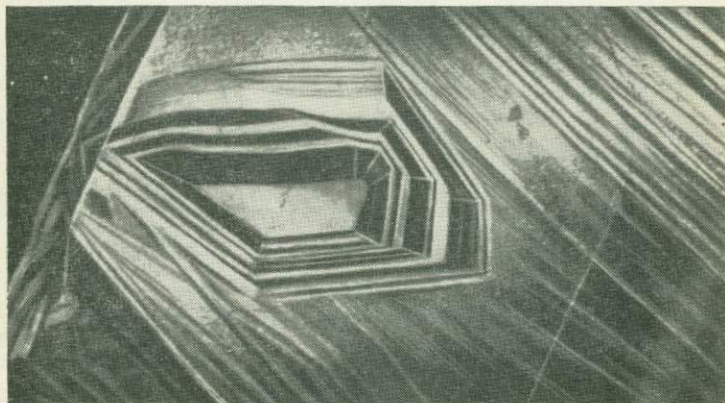


Рис. 68. Неоднородности строения кристалла (зоны роста), выявленные селективным травлением. Срез по плоскости пинакоида.  $3/4$  натур. вел.

метод успешно применяется для определения однородности оптического стекла (ГОСТ 3518—56, группа П49). Для определения качества исландского шпата необходимо ввести поляризационное приспособление для устранения двоения (рис. 69). Метод рассчитан на определение качества полированного образца. Однако во многих случаях можно на поверхность кристаллов наклеивать накладные полированные стекла с помощью иммерсионной жидкости (керосин с альфа-монобромофталином), показатель преломления которой равен одному из показателей преломления кристалла. Для определения качества кристаллов коллиматорным методом может быть использована оптическая скамья ОСК-2 или ОСК-3 производства Новосибирского оптического завода.

**Контроль свилеватости с помощью теневой проекции.** Такая установка также широко используется для определения степени свилеватости оптического стекла (ГОСТ 3521—57, группа П49). Схема установки с дополнительным приспособлением для поляризации света показана на рис. 70. Этот метод

очень чувствителен в том случае, когда поверхность кристалла отполирована, позволяет количественно точно характеризовать степень свиеватости кристаллов. При исследовании неполированных кристаллов можно, как и в предыдущем случае, использовать иммерсионную жидкость и полированные оптические стекла.

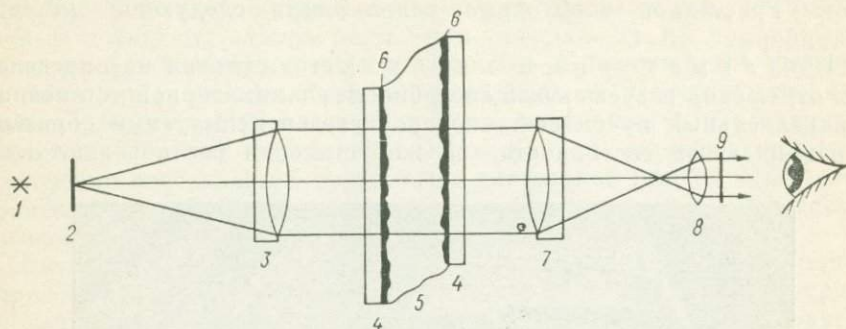


Рис. 69. Схема коллиматорной установки.

1 — источник света; 2 — штриховая мира; 3 — коллиматор; 4 — накладные стекла; 5 — испытуемый кристалл (неровности поверхности утрированы); 6 — иммерсионная жидкость; 7, 8 — зрительная труба; 9 — полярирд.

Метод теневой проекции основан на свойстве свилей отклонять идущие через них лучи, что позволяет видеть теневую картину свилей в плоскости сечения прошедшего через кристалл светового пучка.

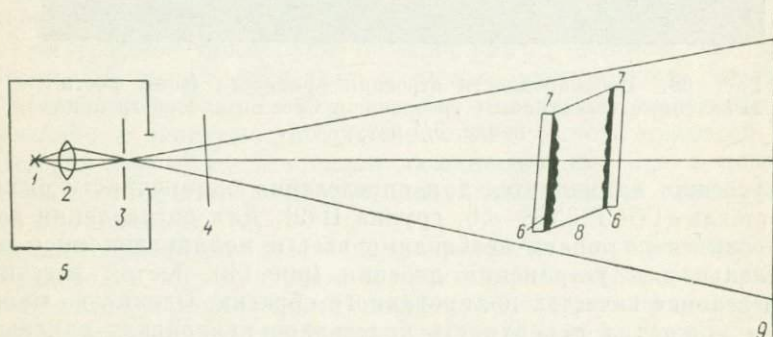


Рис. 70. Схема теневой установки.

1 — источник света; 2 — конденсор; 3 — диафрагма (сменная); 4 — полярирд; 5 — кожух; 6 — слой иммерсионной жидкости; 7 — накладные пластинки из оптического стекла; 8 — исследуемый кристалл (неровности поверхности утрированы); 9 — экран или фотобумага.

Образец просвечивается световым пучком от точечного источника света — лампы, свет которой пропущен через диафрагму. Видимость свилей улучшается при уменьшении размера диафрагмы. Мерой качества кристалла может служить размер диафрагмы, при которой свили становятся видимыми. Так как свили обычно приурочены к зонам роста и представляют собой параллельно расположенные

плоскости, отличающиеся по показателю преломления, то важно определить их пространственное положение в исследуемом образце. Для этой цели необходимо просветить кристаллы по всем трем измерениям.

Метод позволяет фотографировать теньевую проекцию свилей, что, несомненно, облегчит паспортизацию кристаллов, особенно высокого качества. Для этой цели помещение затемняют, а на экране укрепляют фотобумагу или фотопластинку. В качестве источника света для тневой проекции целесообразно использовать газовый лазер (ЛГ-75, ЛГ-35, ЛГ-36). Лазер дает монохроматический поляризованный пучок света высокой яркости, что значительно увеличивает разрешающую способность метода.

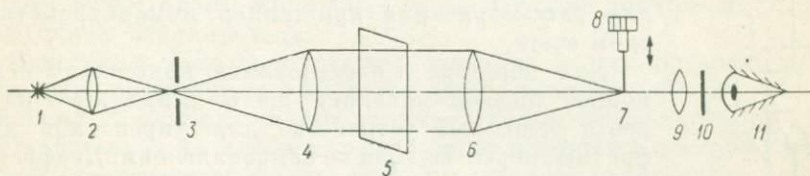


Рис. 71. Установка для контроля однородности кристаллов с помощью метода Теплера.

Определение однородности кристаллов с использованием метода Теплера. Как видно на рис. 71, свет от источника большой яркости 1 фокусируется конденсором 2 на щель 3. Объективы 4 и 6 создают изображение щели 3 в точке 7. Это изображение падает на край ножа 8, и наблюдатель 11 видит неосвещенное поле зрения. Достаточно внести между объективами 4 и 6 оптически неоднородную деталь 5, как лучи света, отклоненные этой оптической неоднородностью, пройдут мимо края ножа в глаз наблюдателя. Лупа 9 (с поляризатором 10), через которую ведется наблюдение, фокусируется на исследуемый объект. Наблюдатель видит деталь только в том свете, который отклонен неоднородностями. Бездефектные области объекта остаются неосвещенными. Чувствительность установки регулируется выдвижением и выдвиганием ножа (см. стрелки на рис. 71). Положение ножа, при котором неоднородности становятся видимыми, и являются мерой неоднородности исследуемого кристалла.

Ю. И. Островским, с нашим участием, разработан макет прибора для определения однородности кристаллов исландского шпата с использованием метода Теплера. Прибор состоит из следующих частей: осветителя, коллиматора, столика для кристаллов и зрительной трубы.

Осветитель предусматривает применение ртутно-кварцевых ламп типа СВДШ-250, а также обычных киноламп. Конденсатор фокусирует свет от лампы на выходной щели.

Объектив коллиматора — Индустар-55 с фокусным расстоянием 30 см — посылает параллельный пучок света на исследуемый кристалл, укрепленный в специальном держателе, имеющем достаточное число степеней свободы для перемещения кристалла в поле зрения. Далее, пройдя через кристалл, свет фокусируется объективом (Индустар-55) в плоскости ножа. В этой плоскости образуется изображение входной щели в масштабе 1 : 1. Край ножа минует лишь те лучи света, которые отклонены неоднородностями кристалла от прямолинейного распространения. Дефекты, видимые в этих (отклоненных) лучах света, рассматриваются глазом в лупу (5- или 10-кратного увеличения).

Установка предусматривает введение и вращение поляризаторов, а также применение светофильтров для рассматривания кристаллов в монохроматическом свете.

Для перехода к исследованию кристаллов с помощью теневой проекции щель вынимают и на ее место вставляют устройство для укрепления диафрагмы, перемещаемой по направляющим. Диафрагма имеет фиксацию в ряде положений, при которой свет проходит через круглые отверстия различных диаметров. Нож и оба объектива в этом случае удаляют из установки.

Исследование кристалла может осуществляться или с помощью лупы, или с помощью экрана, установленного перпендикулярно к оптической оси прибора; наблюдаемые дефекты можно фотографировать. Поверхности исследуемых кристаллов должны быть полированы или же их поверхности следует выравнивать путем наклейки стекол высокого оптического качества с помощью иммерсионной жидкости.

Описанная установка позволяет обнаружить и количественно оценить любые оптические неоднородности кристаллов (свилы, различные включения и др.).

**Измерение рассеянного кристаллом света.** Измерение рассеянного кристаллом света может осуществляться разработанным Государственным оптическим институтом прибором ФМ-3. Прибор прост по устройству и обеспечивает достаточную точность измерений.

Для измерения количества рассеянного кристаллом света может быть использовано предложенное Ю. И. Островским простое приспособление к спектрофотометру. Оно состоит из двух склеенных призм (рис. 72). Место склейки показано штриховой линией. Каждая призма в сечении представляет собой равнобедренный прямоугольный треугольник. Ход лучей света показан на рис. 72. Процесс измерения заключается в сравнении светового потока, падающего

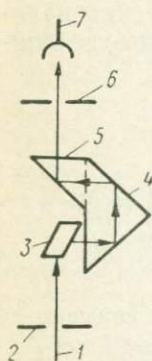


Рис. 72. Установка к спектрофотометру СФ-4 для измерения рассеянного кристаллом света.

1 — поляризованный свет; 2, 6 — диафрагмы; 3 — исследуемый кристалл; 4, 5 — склеенные призмы; 7 — фотоэлемент.

а приемник спектрофотометра СФ-4, когда приспособление с исследуемым кристаллом выдвинуто из светового пучка, с тем потоком, который падает на фотоэлемент, когда приспособление поставлено на пути пучка.

Выполненные исследования подтвердили эффективность этой методики для количественного определения степени замутненности кристаллов.

Определение спектрального светопропускания кристаллов производится на спектрофотометре. Нами использовался для этой цели прибор СФ-4А и регистрирующий японский спектрофотометр фирмы «Хитачи». Для объективной характеристики светопропускания образцы необходимо соответствующим образом подготовить: толщина их должна быть одинакова (10 мм), обе стороны кристалла, через которые пропускается свет, необходимо отполировать.

Измерения светопропускания кристаллов исландского шпата достаточно производить в пределах длины волн 210—600 нм, так как при большей длине волн характер спектрального пропускания света для кристаллов любых месторождений не меняется. Спектрофотометр СФ-4А (производство фирмы ЛОМО) позволяет производить измерения пропускания света по точкам, каждая из которых соответствует определенной длине волны. Пределы измерений 0,2—1,2 мкм, время сiania одного отсчета — около 1 мин. На основании измерений составляют кривую светопропускания. При построении таких кривых по оси абсцисс откладывают длины волн света  $\lambda$ , а по оси ординат — отношение вышедшего из кристалла светового потока к вошедшему в процентах.

Спектрофотометр фирмы «Хитачи» автоматически регистрирует и записывает кривую светопропускания. Пределы измерений: 0,18—0,36 мкм; 0,36—0,7 мкм; 0,65—3,0 мкм. Для записи на каждом из указанных пределов требуется около 1 мин.

Надо иметь в виду, что спектральное светопропускание исландского шпата существенно отличается не только у кристаллов различных месторождений, но и у отдельных зон, пирамид роста кристаллов. Поэтому выявленные вышеуказанными способами неоднородные части кристаллов необходимо исследовать на светопропускание.

Определение степени и характера окраски кристаллов имеет большое значение для характеристики качества исландского шпата. Необходимо установить характер окраски, степень ее интенсивности и возможность обесцвечивания кристаллов.

Несмотря на разнообразие окраски природных кристаллов, на известных промышленных месторождениях они окрашены преимущественно желтый, красновато-желтый или розовый цвета различной интенсивности. Характер и степень окраски таких кристаллов легко устанавливается с помощью разработанной нами шкалы цветности. Исследуемые кристаллы должны быть одинаковой толщины со сравнимаемыми образцами шкалы. Таким образом устанавливается цвет и класс окраски.

Важно установить также степень однородности окраски кристаллов: в одних случаях весь кристалл равномерно окрашен, в других окрашенными оказываются лишь отдельные зоны роста, чередующиеся с зонами бесцветного материала; в третьих наблюдается чередование зон и пирамид роста, отличающихся по интенсивности окраски. Эти особенности окраски кристаллов обязательно должны фиксироваться, так как такая неоднородность свидетельствует и о неоднородности спектрального светопропускания.

Для определения возможности обесцвечивания кристаллов необходимо отобрать пробы кристаллов, отличающиеся по характеру и степени окраски, и подвергнуть их обесцвечиванию по методике, изложенной ранее.

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Замечательные свойства исландского шпата установлены Эразмом Бартолином в 1669 г. Впервые скопления кристаллов исландского шпата были обнаружены в Исландии, в восточной части острова, близ фермы Хелгюстедер (Helgustadir), на высоте 100 м над уровнем океана. Несколько позднее в западной части острова было открыто месторождение Дьюпифиордер (Djupifjörður). Оба эти месторождения располагаются в эффузивных породах — базальтах и фонолитах; кристаллы исландского шпата вместе с цеолитами залегают в форме жил и гнездообразных скоплений.

Одна из полостей на месторождении Дьюпифиордер имела размеры  $11 \times 4,6 \times 3$  м. На стенках полости располагались прекрасно образованные кристаллы исландского шпата. Здесь был добыт, вероятно, самый крупный ромбоэдрический кристалл, содержащий оптический материал: размеры его достигали  $600 \times 200$  см, а весил он около 60 т [73].

Начало разработки этих месторождений относится к середине XVII в. До середины XIX столетия добыча носила периодический характер. Во второй половине XIX в. эксплуатация этих месторождений была более систематической и продолжалась до 20-х годов настоящего столетия.

В конце прошлого и начале текущего столетий месторождения исландского шпата были открыты в США (штаты Монтана, Калифорния), в Южно-Африканской Республике (в северо-западной части Cape-Province), в Австралии, Испании, Аргентине и в России.

Изучение месторождений и довольно интенсивная их эксплуатация осуществлялись в течение Второй мировой войны.

В Южной Африке наличие исландского шпата было известно давно, но использование его в промышленности началось с 1920 г., когда значительное количество кристаллов было отправлено в Германию, а затем — в США [129]. В настоящее время месторождения Южной Африки являются основной базой, снабжающей капиталистические страны оптическим исландским шпатом. Американская фирма «Карл Ламбрехт и К°» (Вашингтон) осуществляет поиски, разведку и эксплуатацию месторождений, а также проводит обработку кристаллов и изготовление поляризационных и отклоняющих устройств из исландского шпата.

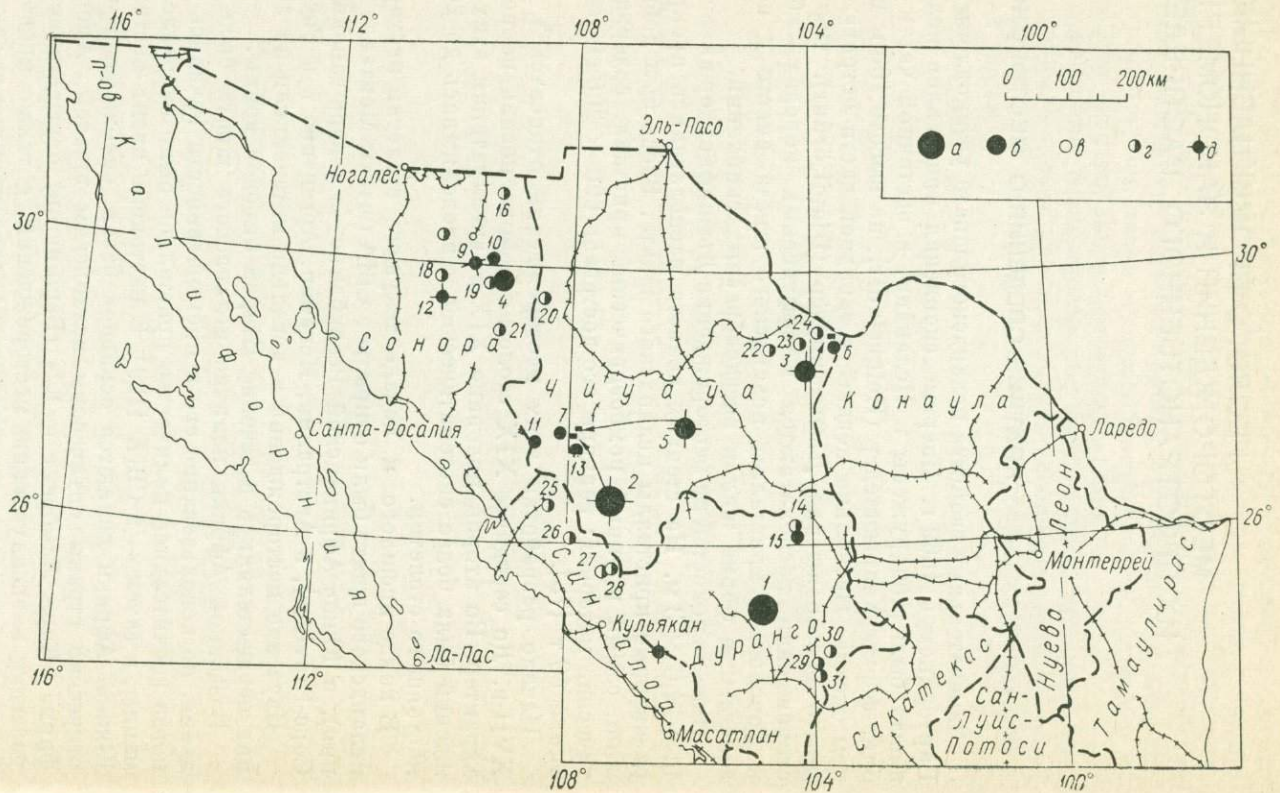


Рис. 73. Карта расположения месторождений исландского шпата Мексики (по К. Фриссу).

а — районы и месторождения, которые дали от 30 до 45% общей добычи; б — районы и месторождения, которые дали от 1 до 15% общей добычи; в — районы и месторождения, которые дали менее 1% общей добычи; г — непромышленные месторождения; д — месторождения, из которых получен оптический материал высокого качества; месторождения оптического кальцита: 1 — Ла-Фе, Родео, Дуранго; 2 — Аренапанучик, Чиуауа; 3 — Мурсвелаго; Мануэль-Бенавидес, Чиуауа; 4 — Бакадеуачик, Сонора; 5 — Рито-Реаль; 6 — Эль-Парвиль, Мануэль-Бенавидес, Чиуауа; 7 — Монтерде, Чиуауа; 8 — Сан-Исидро, Дуранго; 9 — Эль-Кристалль Кумпас, Сонора; 10 — Опутто, Сонора; 11 — Чинипас, Чиуауа; 12 — Эль-Каличе, Масокауи, Сонора; 13 — Ла-Эсмеральда; Гуагуейбо, Чиуауа; 14—15 — Машими, Дуранго; 16 — Восточное Эскеда, Сонора; 17 — Ариспе, Сонора; 18 — Тарауакачик Бавякора, Сонора; 19 — Гуасабас, Сонора; 20 — Чууичупа, Чиуауа; 21 — Сауарипе, Сонора; 22 — Южное Ла-Мула; Чиуауа; 23 — Южное Мануэль-Бенавидес, Чиуауа; 24 — Восточное Мануэль-Бенавидес, Чиуауа; 25 — Эль-Фуарте, Синалоа; 26 — Сан-Хавьер, Синалоа; 27 — Питайита, Синалоа; 28 — Лос-Террерос, Синалоа; 29 — Южное Антонио Амаро, Дуранго; 30 — Восточное Антонио Амаро, Дуранго; 31 — Очоа, Дуранго.

Месторождения исландского шпата здесь выделены на большой площади в округах Кенхэрт, Кливиния, Наматналанд (Kenhart, Clivina, Namatland). Предполагают [128], что эта полоса продолжается на восток на большое расстояние. Месторождения исландского шпата приурочены к базальтовым покровам формации Карру и залегают в форме жил и гнезд. К сожалению, более подробными сведениями об этих месторождениях мы не располагаем. Однако, по данным А. Дютойя [120], базальтовые покровы занимают площадь около 30 000 км<sup>2</sup>.

Под покровами базальтов залегают туфопенные отложения серии Стормбердж, являющиеся продуктами извержения центрального типа. На значительной части этой территории как в лавовых покровах, так и в туфопенных отложениях можно встретить скопления кристаллов исландского шпата.

В Мексиканской республике более 50 небольших месторождений было открыто в 1941—1944 гг. [123]. Они расположены в штатах Чиуауа, Дуранго, Сонора и Синалоа (рис. 73), эксплуатация их в период 1942—1944 гг. осуществлялась многочисленными рудниками. Общая добыча оптического кальцита за указанный период составила 7940 кг, из которых 73 кг особенно высокого качества. Из этого количества 75% были добыты на двух месторождениях — Ла-Фе и Эль-Порвенир. На остальных месторождениях добыча составляла от 0,5 кг до 225 кг оптического исландского шпата.

Месторождения Мексики с высококачественным исландским шпатом располагаются в базальтовых потоках, слагающих северо-восточную часть штата Чиуауа, а также в потоках и брекчиях датиата и даже липарита в юго-западной части того же штата. В штате Дуранго скопления исландского шпата приурочены к андезитам, а в восточной части штата Сонора располагаются в брекчиях, проходящих по контакту известняков и датиата. Возраст указанных пород, вмещающих месторождения исландского шпата, датируется от начала палеогено-неогенового до современного, причем самыми молодыми породами являются андезитовые конгломераты.

Кальцитовые жилы приурочены к зонам разломов меридионального и северо-западного простирания. Жилы имеют различную длину, и некоторые из них достигают в длину 2 км, а мощность их

редко превышает 3 м. Указанные жилы почти целиком слагаются кальцитом (рис. 74). Лишь в очень малых количествах встречаются

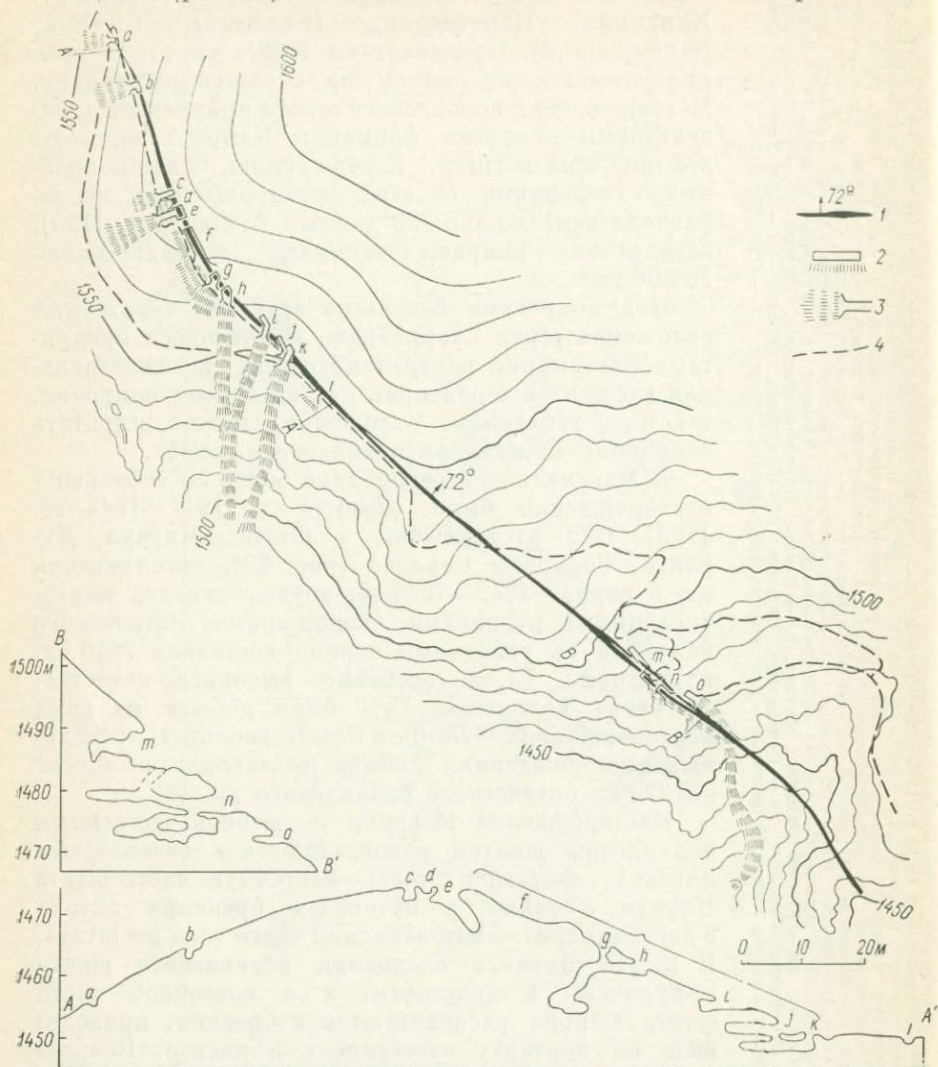


Рис. 74. Карта и разрезы месторождения Ла-Аурора (Мексика), по К. Фриесу. 1 — кальцитовая жила и направление падения; 2 — канава; 3 — штольня и отвалы; 4 — дорога. Месторождение сложено туфами, брекчией латита и риолита. Участок, давший лучший кальцит, расположен между *g* и *h*.

минералы группы цеолитов. Породы поля представлены туфом, брекчией, латитом и риолитом.

Территория, на которой располагаются месторождения исландского шпата Мексики, характеризуется очень сложным рельефом.

Склоны долин рек отличаются большой крутизной и хорошей обнаженностью коренных пород. Превышение верхней части склона над руслами рек иногда достигает 1600 м. На всех этих гипсометрических высотах наблюдаются отдельные жилы кальцита. Однако прозрачные разности этого минерала, обладающие необходимыми оптическими свойствами, встречаются в жилах на высотах 1300—1600 м.

Скопления кристаллов исландского шпата располагаются лишь в отдельных участках кальцитовых жил: в местах их раздувов, на участках пересечения двух систем дорудных трещин, в тех частях жил, где от них отходят апофизы, и т. п. При этом они, как правило, приурочены к полостям, находящимся в центральных частях жил. Кристаллы исландского шпата образовались после формирования непрозрачного кальцита, слагающего основную часть жил. Объем гнездообразных скоплений кристаллов исландского шпата колеблется от долей кубического метра до 100 м<sup>3</sup>.

На мексиканских месторождениях кристаллы имеют следующие формы: скаленоэдры (на месторождениях Эль-Пеаль, Бакадеуачик, Ла-Аурора, Эль-Мурсьелаго), усеченные дипирамиды (Эль-Порвенир, Эль-Паррон и др.); а на наиболее крупном месторождении Ла-Фе большинство кристаллов имеет пинакоидальный габитус, редко встречающийся на месторождениях других стран. Размеры кристаллов колеблются от десятков грамм до 1 т, хотя преобладают кристаллы весом 5—10 кг.

В США исландский шпат был известен с 1918 г. (месторождение Боулдер), а в Нью-Мексико из небольшого карьера, расположенного близ рудника Гардинг, в 1939 г. было добыто 385 кг оптического кальцита. Кальцитовое тело имело линзообразную форму длиной около 7 м и максимальную мощность 2,7 м. Оно залегало в брекчированных роговообманковых сланцах и кварцитах протерозойского возраста [132].

Интенсивные поиски, разведка и эксплуатация осуществлялись в 1941—1944 гг. в штатах Монтана, Калифорния и Колорадо. В результате проведенных работ некоторое количество скоплений исландского шпата было выявлено в базальтовых потоках на юге штата Калифорния, но более успешными оказались поиски на юге центральной части штата Монтана. Основное количество оптического кальцита во время Второй мировой войны было добыто именно в этом штате [136]. На этой территории выявлено более 21 месторождения (рис. 75). Последние представлены кальцитовыми жилами, залегающими в породах ливингстонской формации позднемелового и частично эоценового возраста. На территории Клойд-Парк — Уитсолл кальцитовые тела располагаются в андезитовых песчаниках, а на площади Биг-Грейклифф — преимущественно в андезитах [145]. Жилы приурочены к линейным зонам дробления, протягивающимся на расстояние до 6 км. Длина отдельных кальцитовых тел достигает сотен метров, а мощность не превышает 4,6 м. Они состоят в основном из непрозрачного белого или серого кальцита. Кристаллы

исландского шпата приурочены лишь к отдельным участкам жил и располагаются в полостях, объем которых колеблется от 0,03 до 76 м<sup>3</sup>. Большинство кристаллов имеет форму скаленоэдров, хотя в огранении их участвуют и грани ромбоэдров. Вес кристаллов колеблется от сотен граммов до сотен килограммов. Самый большой кристалл весил 1360 кг, и из него было получено 13 кг оптического исландского шпата.

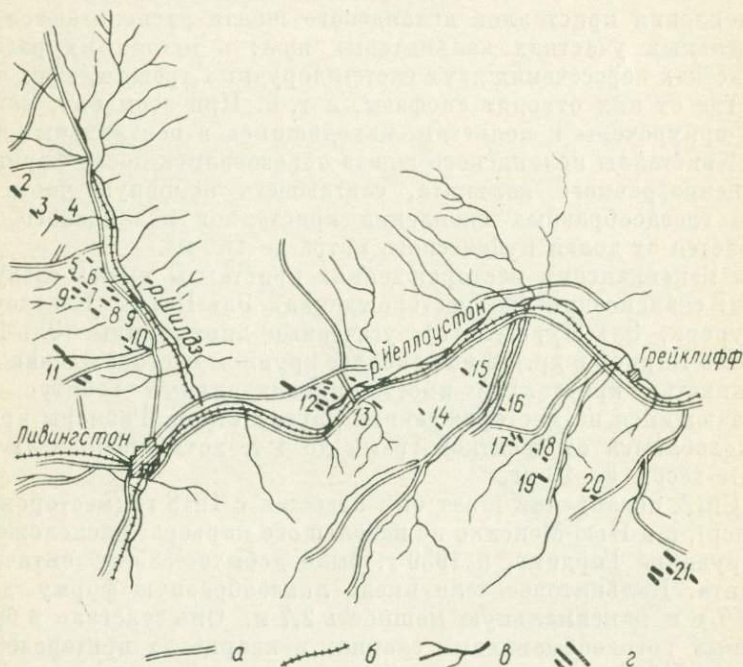


Рис. 75. Карта размещения оптического кальцита в центральной части штата Монтана (по Е. В. Ньюмену).

*а* — дороги; *б* — железные дороги; *в* — реки; *г* — кальцитовые жилы; месторождения: 1 — Пелс, 2 — Брайбач, 3 — Гросфилдс, 4 — Миллир, 5 — Скот, 6 — Ваде, 7 — Киллорн, 8 — Гибсон, 9 — Бодине, 10 — Франси, 11 — Велло-Крик, 12 — Вендсор, 13 — Курри, 14 — Смит, 15 — Болдер, 16 — Уеланд, 17 — Аирс, 18 — Картрайт, 19 — Фокс, 20 — Брейдер-Крик, 21 — Стилватер.

Наибольшее количество оптического материала было получено с участка Бодайна, расположенного близ Клойд-Парка. Исландский шпат добывался также из Брайбача близ Уитсолла и Картрайта у Грейклиффа. Всего здесь было добыто приблизительно 261 т кристаллосырья.

Сведения о месторождениях исландского шпата Испании, Австралии, Индии и некоторых других стран носят отрывочный характер, и здесь они не приводятся.

В Советском Союзе к настоящему времени выявлены многочисленные месторождения и проявления этого полезного ископаемого.

Некоторые из них были известны еще с прошлого столетия. Так, первые указания о наличии исландского шпата на Сибирской платформе имеются в материалах А. Л. Чекановского [102]. Тогда же отдельные находки прозрачной разности кальцита были сделаны в Крыму, на Северном Кавказе, в Западной Сибири и в некоторых других местах.

Однако на исландский шпат как на полезное ископаемое впервые обратил внимание И. М. Суслов. В 1926 г. при выполнении географо-этнографических исследований, из бассейна р. Нижней Тунгуски им были доставлены кристаллы, содержащие оптический материал и по достоинству оцененные специалистами-оптиками.

В начале 30-х годов настоящего столетия скопления кристаллов исландского шпата были обнаружены на Памире (И. А. Баранов), в Зеравшане (Я. А. Левен), на Северном Кавказе (А. В. Скропышев, М. Б. Григорович и др.) и во многих других пунктах.

Но началом систематического изучения месторождений исландского шпата в СССР следует считать 1936—1937 гг. В это время Ленинградским геологоразведочным трестом нерудных ископаемых организуется ряд партий, которые выполняют поисковые, разведочные и добычные работы на Северном Кавказе (В. В. Поляков), на Тянь-Шане (А. В. Скропышев), в Крыму (И. Н. Едовин). В результате деятельности этих коллективов были выявлены новые месторождения, оценены как новые, так и ранее известные месторождения, и систематически добывался оптический материал в количествах, обеспечивающих потребность развивающейся отечественной оптической промышленности.

Однако уже тогда стало ясно, что месторождения, залегающие в карбонатных осадочных породах, несмотря на благоприятные географо-экономические условия их нахождения, невелики по масштабам и не смогут удовлетворить растущие потребности страны в этом важном минеральном сырье. Поэтому усилия геологов были направлены на изучение территорий, сложенных основными (эффузивными и интрузивными) породами. Начиная с 1939 г. в бассейне р. Нижней Тунгуски поиски, разведка и разработка месторождений исландского шпата осуществляется Нижне-Тунгусской экспедицией (А. В. Скропышев, Г. Г. Моор и др.), а в бассейне р. Вилюя — Вилюйской экспедицией (А. Т. Жильцов, М. Г. Равич и др.). В этот период были выявлены главнейшие геологические закономерности пространственного распределения месторождений, открыты, предварительно изучены и оценены месторождения. В этот период осуществлялась добыча исландского шпата, тогда же была доказана высокая перспективность выявленных месторождений и сделаны прогнозы о нахождении новых промышленных месторождений на определенных территориях.

С 1951 г. начался новый этап изучения месторождений этого полезного ископаемого. В этот период геологическими экспедициями проводится систематическое геологическое изучение перспективных территорий (Н. В. Дренов, К. К. Атабаев, Ф. П. Плакин и др.)

с использованием аэрофотоснимков, данных аэромагнитных (Е. А. Каспарова) и наземных геофизических (Б. А. Борисов и др.) исследований; разведуются наиболее перспективные месторождения (Е. Я. Киевленко, В. В. Осипов, А. И. Бабин и др.); осуществляется промышленное освоение месторождений (И. А. Золотухин, В. П. Ставровский, К. К. Атабаев и др.).

В этот же период выполняются тематические научно-исследовательские работы: Ленинградским горным институтом разрабатываются поисковые предпосылки, поисковые признаки, методы поисков и разведки месторождений; проводятся минералогические и кристаллографические исследования и создается новая технология обработки кристаллов (А. В. Скропышев, В. А. Мокиевский, И. Н. Хитров, А. Л. Кукуй и др.); Всесоюзным научно-исследовательским институтом синтеза минерального сырья выполняются геологические и минералогические исследования, уточняются вопросы генезиса месторождений, совместно с Ленинградским горным институтом и экспедицией № 20 выделяются перспективные площади для поисков месторождений (Е. Я. Киевленко, Н. И. Ильин, Н. И. Андрусенко и др.).

К настоящему времени в Советском Союзе выявлены промышленные месторождения исландского шпата, связанные с основными изверженными породами, и месторождения, располагающиеся в карбонатных осадочных породах. Кроме того, прозрачные кристаллы кальцита обнаружены также в хрусталоносных кварцевых жилах гидротермально-альпийского типа, в некоторых рудных месторождениях (например, в полиметаллическом месторождении Тетюхе), а также в отдельных пегматитовых телах (Северный Тянь-Шань). Но во всех этих случаях не было встречено промышленных скоплений исландского шпата.

Мы не будем подробно останавливаться на характеристике отечественных месторождений, так как они описаны в ряде работ автора [74, 77], Е. Я. Киевленко [41], Н. И. Андрусенко [2, 3], а попытаемся на основании обобщения сведений об известных месторождениях предложить их геолого-промышленную классификацию и сообщить важнейшие геологические закономерности пространственного распределения месторождений.

## КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Классификация месторождений исландского шпата СССР производилась М. Б. Григоровичем [25], Н. П. Ермаковым [30], А. В. Скропышевым [77, 88], Е. Я. Киевленко [40, 41]. Однако все эти классификации нуждаются в дополнении новыми материалами и не охватывают всех известных месторождений.

В основу предлагаемой ниже геолого-промышленной классификации положены следующие главнейшие показатели: 1) геолого-структурное положение; 2) состав и особенности строения вмещающих пород; 3) морфология и размеры рудных тел; 4) характер распре-

ления кристаллов исландского шпата в рудном теле; 5) минеральный состав рудных тел; 6) особенности кристаллов исландского шпата (их морфология, строение, размеры и др.); 7) качество исландского шпата; 8) содержание кристаллосырья и оптического материала; 9) характер и степень изменчивости мощности рудных тел, содержание кристаллов и оптического материала в руде; 10) масштабы и промышленная ценность месторождений.

Из предыдущего описания видно, что все известные в мире месторождения целесообразно разделить на три группы.

I. Месторождения, связанные с вулканическими породами основного и умеренно основного состава: базальтами, латитами, долеритами андезитами и их туфами и брекчиями.

II. Месторождения, располагающиеся в карбонатных осадочных породах, в известняках, доломитизированных известняках, мергелях, мраморах.

III. Месторождения в породах различного состава и возраста.

Месторождения первой группы имеют наибольшее промышленное значение. В Советском Союзе они располагаются в пределах центральной части Сибирской платформы. Не имея возможности подробно охарактеризовать геологическое строение этой территории, отметим лишь, что здесь широко распространены туфогенные отложения и лавовые покровы основного состава. Первые из них, являющиеся продуктами извержения центрального типа, занимают площадь около 400 тыс. км<sup>2</sup>. Они представлены разнообломочными туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туффитами, туфоалевролитами и др. Суммарная мощность этих отложений достигает 600 м.

Над вулканогенно-обломочными отложениями залегают породы лавовой толщи. Отдельные лавовые покровы, образовавшиеся в результате трещинных излияний, чередуются друг с другом и отделяются главным образом по наличию шлаковых зон или миндалекаменных пород, слагающих верхние части отдельных покровов (рис. 76); между покровами иногда располагаются маломощные прослои туффитов или туфопесчаников. Общая мощность пород лавовой толщи достигает 2000 м.

По времени образования породы траптовой формации относятся к нижнему триасу. Они разделяются на следующие свиты (снизу вверх).

1. Тутончанская свита слагается туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, маломощными слоями известняков и песчанистых известняков.

2. Корвунчанская свита разделяется на нижнюю подсвиту, представленную агломератовыми туфами с подчиненными прослоями туфопесчаников, и верхнюю подсвиту, сложенную мелкообломочными и пепловыми туфами и туфопесчаниками.

Породы лавовой толщи представлены следующими свитами.

1. Нидымская (нижняя) свита, состоящая из базальтовых покровов (мощностью до 30 м) с хорошо развитыми, интенсивно минерализованными миндалекаменными зонами, слагающими верх-

ние части покровов (см. рис. 79). Здесь же располагаются линзы шаровых лав (рис. 77), туфобрекчий (рис. 78) и туфов.

2. Кочечумская (средняя) свита, представленная покровами базальтов (до 60 м мощности), с менее выраженными миндалекаменными зонами.

3. Ямбуканская (верхняя) свита, сложенная мощными (до 60 м) протяженными покровами базальтов, с частыми прослоями туфопесчаников и туфов.

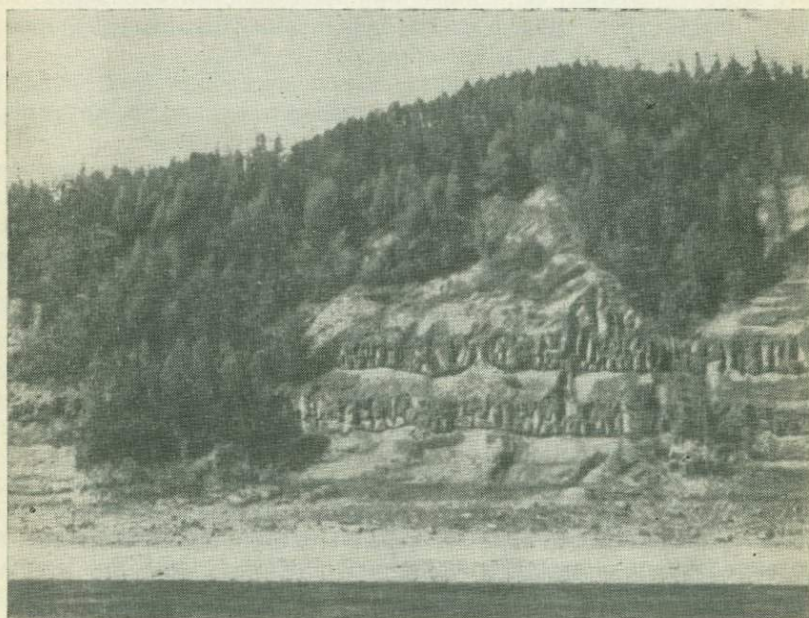


Рис. 76. Залегание лавовых покровов.

Вулканогенно-обломочные и лавовые покровы прорываются многочисленными, разновозрастными интрузиями долеритов. Промышленные скопления кристаллов исландского шпата приурочены лишь к корвунчанской и нидымской свитам.

Теперь необходимо хотя бы кратко остановиться на сравнении вулканогенных образований Сибирской платформы с аналогичными областями земного шара, обратить внимание на формацию Карру, базальтовые поля Южной Америки, трапши Декана, базальты плато Онтарио и т. д.

Базальтовые покровы формации Карру слагают центральные части Южно-Африканской платформенной области и занимают территорию около 30 000 км<sup>2</sup>. Лавовые покровы являются самым верхним членом этой формации и непосредственно перекрывают туфогенные



Рис. 77. Строеие шаровых лав и их минерализация.



Рис. 78. Вулканическая брекчия.

отложения серии Стромбердж. Мощность отдельных покровов составляет около 30 м, редко более. Залегание лавовых покровов горизонтальное, лишь в нижних горизонтах лавовой толщи наблюдаются мелкие локальные нарушения.

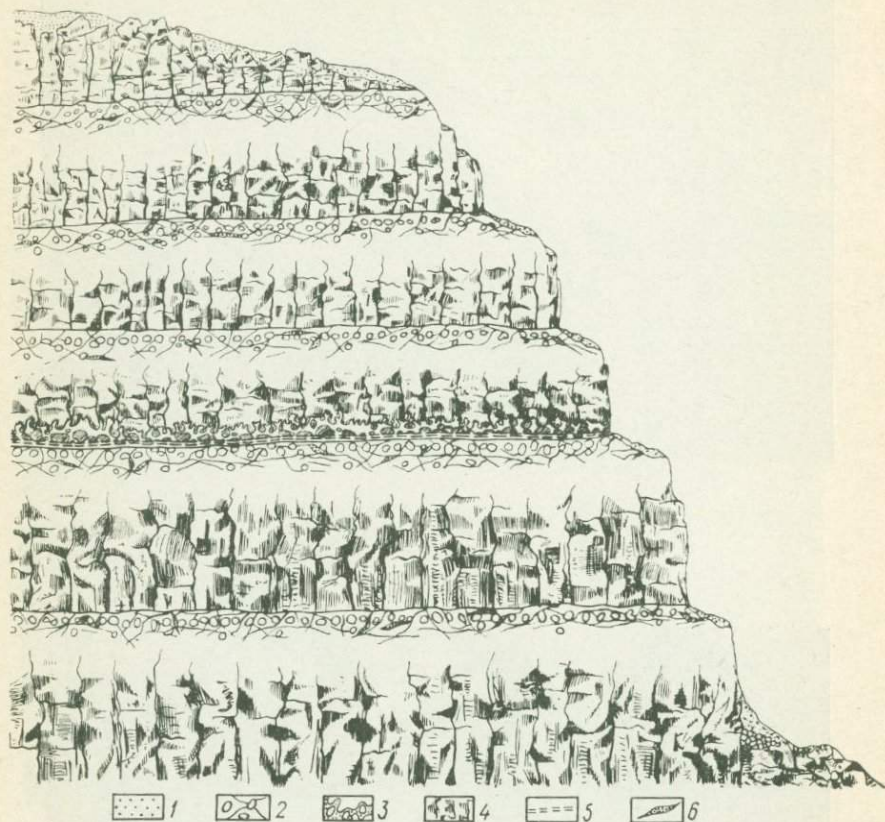


Рис. 79. Залегание нижних горизонтов лавовой толщи (нидымская свита).  
 1 — наносы; 2 — мандельштейны; 3 — глыбовые мандельштейны; 4 — долериты; 5 — прослой туфитов; 6 — жилаобразные тела кальцита и цеолитов.

По возрасту формация Карру относится к триасу. Вулканические проявления имели вначале характер извержений центрального типа и так же, как и на Сибирской платформе, начались мощными выбросами туфов, давшими основную массу материала для формирования серии Стромбердж (аналог корвунчанской свиты). В дальнейшем извержения центрального типа сменились трещинными излияниями, что и привело к образованию мощной толщи базальтовых лавовых покровов.

Вулканогенные образования бассейна р. Параны [118] занимают огромную территорию (до 800 000 км<sup>2</sup>). Они располагаются в преде-

лах Южной Бразилии, северной части Уругвая и Парагвая, а также слагают северо-восточные районы Аргентины.

Трапы Декана приурочены к западной части п-ова Индостана и занимают территорию около 600 000 км<sup>2</sup>.

Все эти территории весьма сходны по геологическому строению, по составу вулканогенных пород, по условиям их образования и по характеру минерализации. Поэтому есть все основания считать, что они являются перспективными для нахождения месторождений исландского шпата.

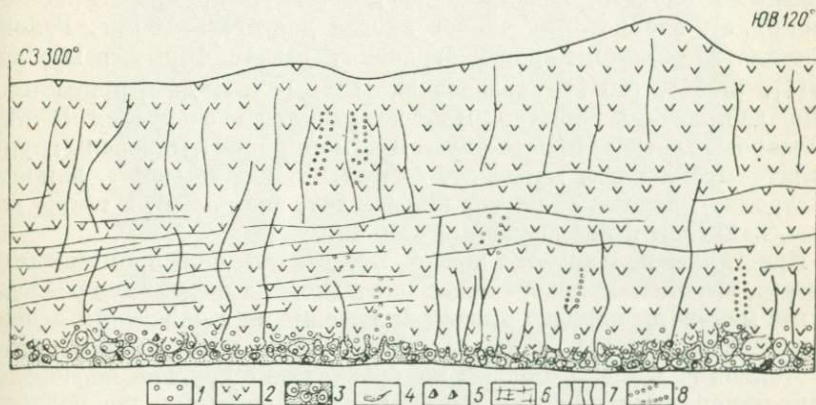


Рис. 80. Зарисовка центральной части минерализованной зоны.

1 — мандельштейн; 2 — базальт; 3 — шарообразные обособления мандельштейна, залегающие в древесновидной массе; 4 — жиллообразные тела кальцита и цеолитов; 5 — кристаллы исландского шпата; 6 — трещины отдельности; 7 — маломощные жилы кальцита; 8 — полости, имеющие форму пузырьков.

Месторождения первой группы разделяются на три типа по залеганию: 1) в лавовых покровах; 2) в малых интрузиях долеритов; 3) в туфогенных породах.

Месторождения первого типа приурочены к нижним горизонтам лавовой толщи, суммарная мощность которых не превышает 150 м, хотя мощность всей лавовой толщи на Сибирской платформе, как уже указывалось, превышает 2000 м.

Лавовые покровы, слагающие нижние горизонты лавовой толщи, залегают несогласно на туфогенных отложениях в основном почти горизонтально (рис. 79). В этой части разреза покровы базальта характеризуются сравнительно небольшой мощностью (12—17 м), наличием довольно мощных зон (до 5 м) мандельштейна, слагающего верхние части отдельных покровов; здесь же встречаются линзообразные залежи шаровых лав, располагающиеся в основании лавовой толщи или между отдельными лавовыми покровами; иногда шаровые лавы слагают нижние части обычных лавовых покровов (рис. 80). Размеры залежей шаровых лав колеблются в широких пределах: от очень малых до 7 км длиной и до 70 м по мощности.

Скопления кристаллов исландского шпата приурочены к шаровым лавам и к мандельштейнам или миндалекаменным базальтам. Характер минерализации, форма скоплений кристаллов исландского шпата и закономерности их пространственного распределения неодинаковы. Для таких месторождений характерны следующие типы минерализации.

**Гнездовой тип минерализации.** Кристаллы исландского шпата образуют гнездообразные скопления в шаровых лавах. Располагаются они в полостях, образующихся между шарообразными блоками базальта, по два-четыре крупных кристалла (рис. 81, а), вес которых может иногда достигать 100 кг. Головки кристаллов обычно хорошо огранены, имеют форму ромбоэдров  $\{1011\}$ ,  $\{5054\}$ ,  $\{40\bar{4}1\}$ , скаленоэдра  $\{123\bar{1}\}$ ; в местах прирастания к породе кристаллы обычно имеют неправильные очертания. В таких межшаровых гнездах присутствуют монтмориллонит, минералы группы цеолитов (гейландит, морденит, десмин, иногда томсонит, ломонтит и натролит), водные силикаты (апофиллит, анальцим), а также хлориты, халцедон и непрозрачный кальцит.

Кристаллы исландского шпата, представляющие промышленный интерес, выполняют центральные части гнезд, а перечисленные выше другие минералы нередко бывают включенными в кристаллы исландского шпата. Все это свидетельствует о более позднем образовании кристаллов исландского шпата по сравнению с другими перечисленными минералами. Степень минерализации шаровых лав различна в тех случаях, когда залежи их достаточно мощные (10 м и более). Скопления кристаллов исландского шпата обычно располагаются в их нижних частях; кверху количество гнезд с исландским шпатом убывает, появляется много томсонита, десмина, апофиллита и хлоритов, тогда как в нижних частях залежей эти минералы присутствуют в малых количествах или вообще не встречаются.

Качество исландского шпата этого типа минерализации сравнительно низкое, что объясняется значительной неоднородностью кристаллов, обусловленной наличием твердых, газовой-жидких включений, а также широким развитием иризирующих трещин.

В других случаях базальты имеют шаровую текстуру лишь в основании обычного лавового покрова (см. рис. 80). Мощность таких базальтов шаровой текстуры редко превышает 1 м, а по направлению кверху порода приобретает массивную текстуру и ничем не отличается от обычных покровов.

Исландский шпат здесь также образует гнездообразные скопления в межшаровых пространствах. Однако кристаллы в этом случае огранены скаленоэдрами  $\{6.5.\bar{1}1.3\}$ ,  $\{8.5.13.12\}$  и  $\{5273\}$  или гексагональной призмой, увенчанной с обоих концов скаленоэдрами  $\{3584\}$  и  $\{5384\}$ , а вес их не превышает 20 кг. Из сопутствующих минералов здесь преобладают морденит, хлориты, гейландит, анальцим, кварц и не встречается апофиллит.

**Жильный тип минерализации.** Кристаллы ис-

ландского шпата залегают в жилообразных телах, располагающихся в отдельных участках мандельштейнов или (реже) миндалекаменных базальтов, составляющих верхние части обычных лавовых покровов.



Рис. 81. Кристаллы исландского шпата.

*a* — гнездового типа минерализации; *b* — выполняющие центральные части жил, залегающих в мандельштейне.

Жилообразные тела обычно имеют неправильные очертания; длина их редко превышает 3 м, а мощность лишь в раздувах достигает 1 м. Они сложены халцедоном (рис. 82), кварцем, морденитом, гейландитом и кальцитом трех-четырех генераций, в том числе исландским шпатом, кристаллы которого располагаются в центральных частях тел (см. рис. 81, *b*).

Габитус кристаллов скаленоэдрический, в большинстве случаев они представлены двойниками бочковидного облика с наиболее развитыми гранями  $\{4.8.12.5\}$ ,  $\{\bar{9}095\}$ ,  $\{\bar{7}071\}$  и др. В экваториальной части таких кристаллов обычно проходит двойниковый шов (0001). Вес отдельных кристаллов достигает 100 кг, качество исландского шпата весьма высокое. Из этого типа минерализации были получены кристаллы, пропускавшие до 70% ультрафиолетового света, с длиной волны 215 нм. Необходимо подчеркнуть, что оба рассматриваемых типа минерализации (гнездовой и жильный) имеют тесную пространственную и генетическую связь: скопления кристаллов жильного



Рис. 82. Патечные формы скоплений халцедона.

типа минерализации всегда располагаются в непосредственной близости или не далее чем в 100 м от залежей шаровых лав. Наибольшая концентрация жильообразных тел, содержащих кристаллы исландского шпата, контролируется также участками коробления покровов, где были наилучшие условия для образования трещин. На таких участках углы падения покровов достигают иногда  $30^\circ$ , а размах таких складок исчисляется десятками метров.

Жеодовый тип минерализации характеризуется тем, что кристаллы исландского шпата залегают в крупных (до 1 м в поперечнике) полостях в мандельштейнах лавовых покровов, и относится к образованиям типа обычных миндалин. Кристаллы исландского шпата имеют весьма сложные формы и выполняют центральные части полостей, а в периферических их частях располагаются халцедон, цеолиты, хлориты, анальцим и иногда апофиллит. Такие жеоды с кристаллами

исландского шпата располагаются на значительном расстоянии одна от другой (рис. 83), и поэтому их промышленное значение невелико.

Таким образом, месторождения первого типа обусловлены различными сочетаниями двух видов минерализации: жильного и гнездового. На одних месторождениях преобладает жильный тип, тогда как на других — гнездовой тип минерализации. Однако следует подчеркнуть, что месторождения, характеризующиеся высоким качеством оптического материала, в основном представлены жильным типом минерализации.



Рис. 83. Миндалевидный тип минерализации.

Месторождения этого типа известны на Сибирской платформе; к этому же типу, вероятно, относятся месторождения Южной Африки, Исландии. По имеющимся материалам можно утверждать, что месторождения этого типа являются уникальными как по качеству оптического материала, так и по количеству заключенных в них запасов.

Месторождения второго типа располагаются в секущих интрузивных телах долеритов. Для них характерны следующие закономерности:

- 1) приуроченность к самым молодым малым интрузиям долеритов. Можно считать установленным, что в пластовых и в крупных секущих интрузиях долеритов более или менее существенные скопления исландского шпата отсутствуют;

- 2) вмещающими породами шпатоносных интрузий являются туфогенные образования корвунчанской свиты;

- 3) промышленные скопления исландского шпата располагаются в участках дорудного (а иногда внутрирудного) дробления и гидротермальной переработки пород;

4) образованию промышленно-ценных кристаллов исландского шпата предшествовали этапы высокотемпературного минералообразования (магнетита, граната, диоксида и др.).

Вместе с тем месторождения этого типа имеют и существенные отличия по своему геологическому строению, качеству и количеству оптического материала, по масштабам и промышленной ценности. Это и является основанием для разделения указанных месторождений на следующие подтипы:

А. Месторождения в протяженных дайках долеритов.

Б. Месторождения в линзовидных дифференцированных интрузиях долеритов.

В. Месторождения в куполовидных дифференцированных интрузиях.

Месторождения подтипа А известны на Сибирской платформе. Они приурочены к линейным, протяженным (до 70 км) зонам разлома, в которых кулисообразно располагаются сравнительно маломощные (10—20 м), но протяженные дайки долеритов. Последние сложены средне- и крупнозернистыми обычно миндалекаменными долеритами. Лишь в эндоконтактах их наблюдаются маломощные зоны тонкозернистых долеритов. Дайки долеритов на отдельных участках подверглись неоднократному тектоническому дроблению.

Степень развития, характер и возраст тектонических нарушений еще недостаточно изучены. Имеющиеся же материалы и личные наблюдения позволяют выделить дорудные, внутрирудные и пострудные тектонические нарушения. Первые из них происходили в несколько этапов: вначале образовались протяженные узкие расколы, по которым внедрялся расплав основной магмы. При раскристаллизации породы образовались протектонические трещины; в последующее время отдельные участки этих пород подверглись дополнительному дроблению. Возможно, что такие участки дробления долеритовых даек возникли в местах пересечения их системой трещин другого направления, захвативших вмещающие туфы. Эти зоны и участки дробления явились путями продвижения гидротермальных растворов и вместилищем вначале кварцево-карбонатных образований, магнетита, граната, а позднее низкотемпературных минералов — цеолитов (главным образом десмина, шабазита), иногда анальцима, нескольких генераций кальцита.

Внутрирудные тектонические нарушения происходили после образования кварцево-карбонатных пород и магнетита, о чем свидетельствует наличие обломков этих образований, сцементированных более низкотемпературными минералами — цеолитами, кальцитом. Промыленно-ценные кристаллы исландского шпата образовались в последний период минералообразования. Пострудные тектонические движения в пределах даек долеритов и месторождений происходили неоднократно и проявились в различной степени. Во многих местах наблюдаются сбросо-сдвиги, разорвавшие дайки и сместившие отдельные блоки относительно друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях.

В результате таких смещений отдельные минерализованные участки были приподняты и разрушены в последующее время эрозионными процессами. Другие же минерализованные блоки, менее приподнятые, оказались эродированными лишь частично. Они в настоящее время и подвергаются изучению. Можно предполагать также, что имеются отдельные опущенные минерализованные блоки, еще не вскрытые эрозией, где скопления кристаллов исландского шпата не затронуты эрозионными процессами разрушения.

Из изложенного видно, что выявленные и предполагаемые месторождения и рудопроявления рассматриваемого подтипа контролируются линейными зонами разломов. Последние и являются рудоносными зонами, в пределах которых должны быть сосредоточены поисковые и разведочные работы. Заметим, что вблизи рудных тел туфогенные породы, вмещающие дайки долеритов, значительно карбонатизированы и хлоритизированы. Рудоносные зоны, в пределах которых располагаются описываемые месторождения, имеют длину десятки километров, а ширина их составляет сотни метров или первые единицы километров.

Известные месторождения этого подтипа представляют собой минерализованные участки в пределах долеритовых даек. Протяженность их различная — от десятков метров до многих сотен метров (до 900 м), а мощность — от долей метров до 15 м. В этих минерализованных зонах располагаются кальцитоносные тела, имеющие в плане линзовидную форму; простирание их совпадает с простиранием минерализованных зон, а последних — с простиранием долеритовых даек. Протяженность их составляет первые сотни метров, а мощность ограничивается мощностью даек долеритов и иногда достигает 13 м. Падение крутое, близкое к вертикальному. Установленная глубина минерализованных зон превышает 20 м, а промышленные скопления кристаллов исландского шпата прослежены горными выработками до глубины 15 м.

Кальцитоносные тела состоят из обломков долерита, сцементированных гидротермальными образованиями (рис. 84). В периферических частях тел залегают раздробленные жилы (до 20 см мощности) магнетита и кварцево-карбонатных пород. Здесь же наблюдаются тонкие прожилки десмина и мелкие ромбоэдрической формы прозрачные кристаллики кальцита; основная же часть тел сложена кальцитом. Всего здесь насчитывается до пяти генераций кальцита.

Оптический материал в промышленных количествах содержится в кристаллах пятой генерации. Последние образуют гнездообразные или трубообразные скопления различных размеров. Объем мелких гнезд составляет доли кубического метра; наиболее часто встречаются обособления объемом 3—5 м<sup>3</sup>, но наблюдаются и крупные — длиной до 10 м, при ширине от 1,5 до 3 м и высоте до 4 м; объем таких тел иногда достигает 50 м<sup>3</sup>. Скопления кристаллов тяготеют к осевой части кальцитоносного тела. Расстояния между отдельными скоплениями кристаллов в этом направлении редко превышают 5 м.

Данные опробования по месторождениям этого подтипа свидетельствуют о сравнительно равномерном распределении гнездообразных скоплений кристаллов по простиранию тела. Однако такое расположение кристаллоносных гнезд установлено в наиболее перспективных частях рудного тела. Имеются участки, где скопления кристаллов удалены на значительное расстояние одно от другого, а иногда

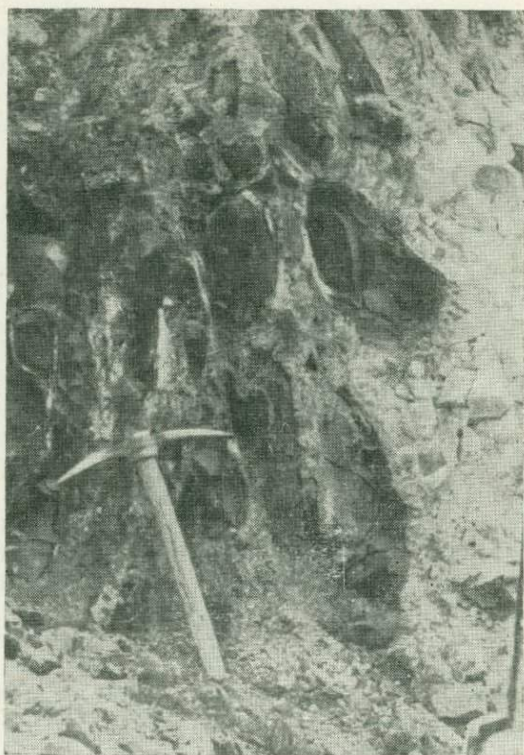


Рис. 84. Блоки долерита, сцементированные кальцитом.

и вовсе отсутствуют. В гнездах располагаются единицы, а нередко и десятки хорошо образованных кристаллов исландского шпата; центральные части гнезд обычно выполнены льдом.

Размеры и форма кристаллов неодинаковы даже в телах одного месторождения. Так, в шпатоносном теле № 1 одного месторождения оптический материал содержится в крупных призматических кристаллах-двойниках по (0001). Они характеризуются довольно сложным прорастанием двойниковых индивидов. Основными гранями кристаллов являются призма  $\{11\bar{2}0\}$  и острый ромбоэдр  $\{02\bar{2}1\}$ , второстепенные грани — ромбоэдр  $\{03\bar{3}2\}$  и скаленоэдры  $\{12\bar{3}2\}$  и  $\{35\bar{8}4\}$ . Такие

кристаллы в отдельных случаях достигают 2,2 м в длину и весят до 1,5 т (рис. 85). Исландский шпат в основном бесцветный, хотя встречаются и слегка окрашенные в желтый цвет разности, интенсивность окраски которых не выше III класса.

Основные дефекты кристаллов — мельчайшие твердые и газо-жидкие включения, располагающиеся по зонам роста, а иногда и без



Рис. 85. Призматические кристаллы исландского шпата.

видимой закономерности. Поэтому из таких кристаллов удается получить довольно крупные (иногда до 10 кг весом) моноблоки, но качество их сравнительно невысокое, обычно II и III сорта. Оптический материал первого и уникального сортов встречается в малых количествах.

В другом рудном теле того же месторождения оптический материал содержится не только в призматических кристаллах, но и в кристаллах-двойниках по  $(01\bar{1}2)$  и  $(02\bar{2}1)$ ; у первых из них развиты грани  $\{21\bar{3}1\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$  и  $\{8.4.\bar{1}2.5\}$ , а у вторых —  $\{3\bar{1}41\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{7.6.\bar{1}3.1\}$  и  $\{8.8.\bar{1}6.3\}$ . Такие кристаллы невелики: редко достигают 20 см в длину по тройной оси симметрии, а вес их до 5 кг.

К сожалению, в таких кристаллах очень близко расположены зоны роста, представленные твердыми включениями и в различной степени окрашенными слоями. Оптический материал в них низкого качества и содержится в небольшом количестве.

На другом месторождении этого подтипа наряду с призматическими широко распространены кристаллы ромбоэдрического и дипирамидального габитуса. Призматические кристаллы (двойники прорастания) огранены формами  $\{11\bar{2}0\}$  и  $\{02\bar{2}1\}$ . Для кристаллов ромбоэдрического габитуса характерны формы  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{0001\}$  и  $\{03\bar{3}2\}$ . На дипирамидальных кристаллах встречены  $\{8.8.16.3\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{4.8.12.5\}$ ,  $\{3\bar{2}51\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ . Наконец, часть кристаллов образована гранями скаленоэдра  $\{4.8.12.5\}$ . Но они очень сильно поражены вторичными дефектами, что, вероятно, объясняется широким развитием послерудных тектонических нарушений.

Из изложенного видно, что месторождения этого подтипа контролируются линейными протяженными разломами, выполненными дайками долеритов. Эти разломы и являются рудоносными зонами. В большинстве случаев они хорошо дешифрируются по аэрофотоснимкам и выделяются при аэромагнитных и при наземных магнитометрических исследованиях.

Месторождения подтипа А второго типа имеют большое промышленное значение. Они характеризуются хотя и не очень высоким качеством оптического материала, но содержат моноблоки крупных размеров, обладают высокой концентрацией и крупными запасами оптического материала. Такие месторождения известны на Сибирской платформе. Они должны быть также в Южной Африке, Индии и в других местах, по геологической обстановке сходных с Сибирской платформой.

Месторождения подтипа Б этого типа приурочены к линзовидным интрузиям, простирающимся в северо-западном направлении. Несомненно, что пространственное положение этих интрузий контролируется доинтрузивными разрывными нарушениями этого направления. Вмещающими породами интрузивных тел являются туфогенные породы нижнего триаса.

В одном из районов Сибирской платформы на протяжении 7 км установлено семь выходов интрузивных тел, вытянувшихся в виде цепочки в северо-западном направлении. В плане указанные выходы долеритов имеют линзовидную, иногда более сложную форму. Длина отдельных выходов достигает 700 м, а ширина — 300 м. Возможно, что эти выходы являются отдельными, вскрытыми эрозией, частями одного крупного интрузивного тела. При изучении указанных выходов интрузивных тел устанавливается, что в периферических частях они сложены афанитовыми долеритами, долеритовыми порфиритами, по направлению к центру сменяются палагонитовыми разностями и тешенитами. Указанные выходы интрузивных тел в различной степени подвергнуты тектоническому дроблению. Одни из них почти целиком раздроблены, а в других дроблению подвергались лишь

зоны шириной 2—3 м, простирающиеся, как и интрузивные выходы, в северо-западном направлении. В пределах указанной зоны дробления долериты хлоритизированы, цеолитизированы, карбонатизированы до такой степени, что превращены в рыхлую сыпучую массу. В пределах отдельных выходов долеритов такие зоны дробления и гидротермального изменения развиты в различной степени. Одни из них почти целиком подвергнуты дроблению и гидротермальной переработке, неизменные (афанитовые) долериты сохранились лишь в периферических частях интрузии.

В других интрузиях, располагающихся северо-западнее, мощность зон дробления составляет иногда первые единицы метров. Скопления кристаллов исландского шпата располагаются в пределах зон гидротермального изменения пород. Они залегают в центральных частях небольших (до 1 м<sup>3</sup>) гнезд, периферические части которых сложены хлоритами, десмином, гейландитом, анальцитом, апофиллитом, гидрослюдами, редко встречаются сульфиды — пирит и марказит.

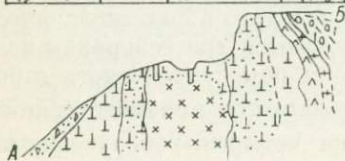
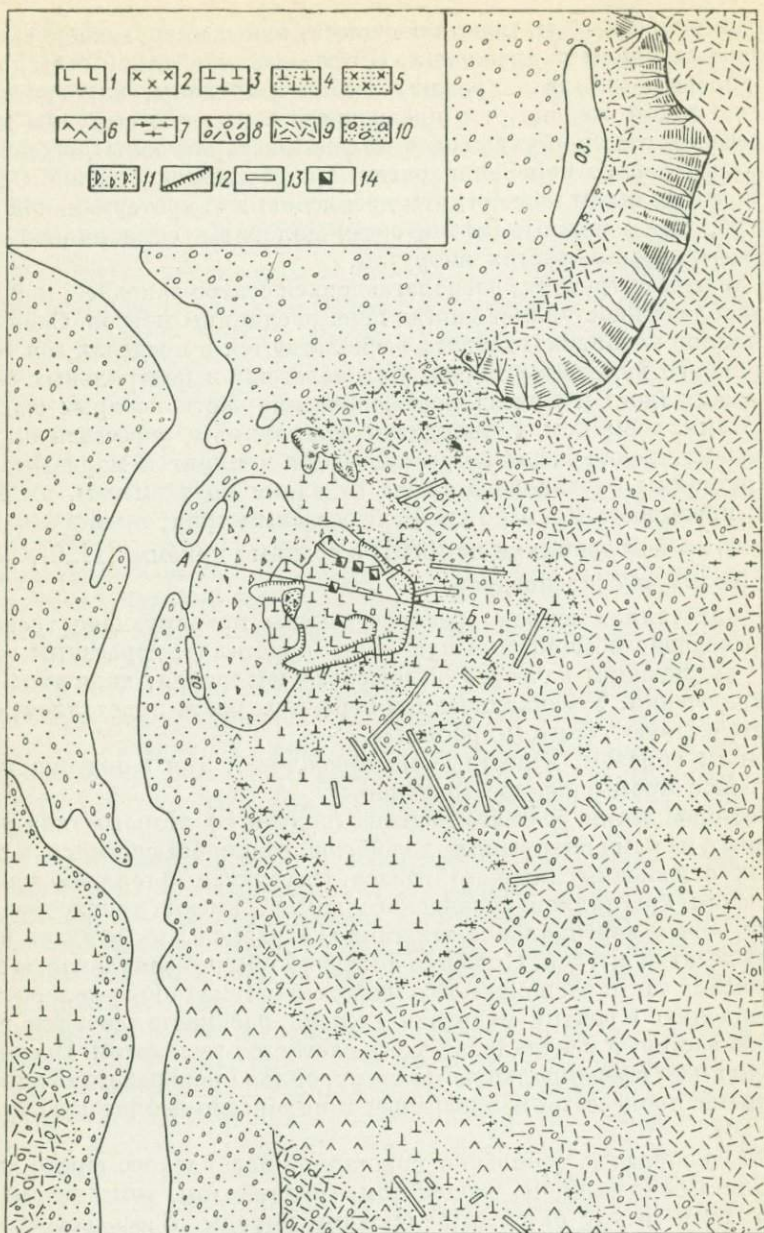
Кристаллы исландского шпата невелики по размерам, их длина редко превышает 20 см по тройной оси симметрии; кристаллы представляют собой двойники по (0001) с гранями призмы {11 $\bar{2}$ 0}, ромбоэдра {03 $\bar{3}$ 2} и скаленоэдров.

В кристаллах широко распространены иризирующие трещины, охватывающие обычно большую часть кристалла; серьезным дефектом, ухудшающим качество оптического материала, являются твердые включения. Устанавливаются перерывы роста кристаллов, о чем свидетельствуют фантом-кристаллы.

Таким образом, известные месторождения этого подтипа имеют небольшое промышленное значение.

Месторождения третьего подтипа (подтип В) второго типа также связаны с малыми интрузиями долеритов, располагающимися в туфогенных отложениях нижнего триаса. Интрузивные тела, вмещающие скопления кристаллов исландского шпата, имеют куполообразную форму, почти вертикальное залегание, а размеры их в плане составляют десятки метров. Строение интрузий обычно зональное: в периферической части располагаются мелкозернистые габбро-долериты, по направлению к центру интрузии степень раскристаллизации пород увеличивается, а центральная часть слагается тешенитом. Последний обычно имеет сфероидальную текстуру, сильно переработан гидротермальными процессами и превращен в пироксено-цеолитовую породу (рис. 86).

Гнездообразные скопления кристаллов исландского шпата вместе с цеолитами (десмином, сколецитом, гейландитом, томсонитом) располагаются между округлыми блоками породы. Здесь встречаются кристаллы призматического, ромбоэдрического и скаленоэдрического габитуса. В сростках отчетливо наблюдаются три генерации исландского шпата. На рис. 87 виден кристалл ромбоэдрического габитуса с гранями {2021}, внутри него располагается призматический кристалл с гранями {11 $\bar{2}$ 0}, а сверху на четырех ребрах кристалла-



ромбоэдра растут желтоватые кристаллы скаленоэдра с гранями  $\{53\bar{8}4\}$ . Крупные кристаллы исландского шпата, содержавшие оптический материал весьма высокого качества, достигали веса 1,8 т. Месторождения этого подтипа невелики по масштабу, но характеризуются наличием крупных и весьма ценных кристаллов.

Месторождения третьего типа, располагающиеся в туфогенных породах, контролируются различными тектоническими структурами

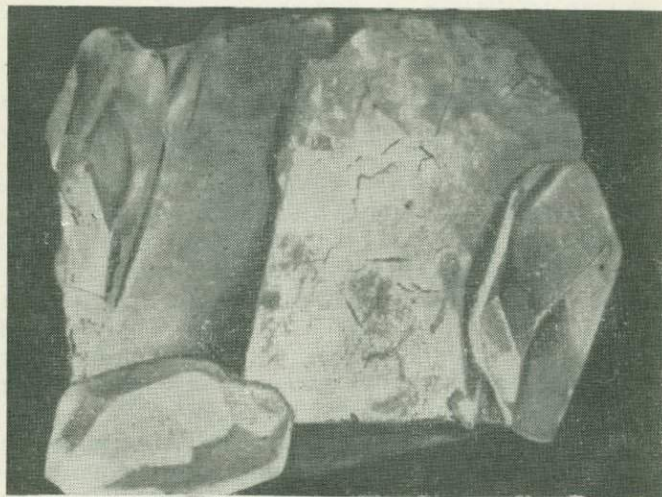


Рис. 87. Ромбоэдрический  $\{20\bar{2}1\}$  кристалл исландского шпата со скаленоэдрическими  $\{53\bar{8}4\}$  кристаллами, нарастающими на ребрах ромбоэдра.

и характеризуются определенными геолого-промышленными показателями. Поэтому их целесообразно разделить на следующие подтипы.

А. Месторождения в линейных зонах дробления.

Б. Месторождения, приуроченные к искривленным полукольцевым структурам.

В. Месторождения, приуроченные к жерловым фациям.

Месторождения подтипа А располагаются главным образом в крупнообломочных туфах корвунчанской свиты и приурочены к вытянутым вертикальным или крутопадающим зонам дробления пород, шириной до 0,5 км и протяженностью 3 км и более. Такие

Рис. 86. Геологическая карта Джекиндинского месторождения (по К. Ф. Гурьянову).

1 — пироксено-цеолитовая порода; 2 — тешениты, монзониты; 3 — среднезернистые габбро (неизмененные); 4 — среднезернистые габбро с миндалинами цеолитов (слабо измененные); 5 — габбро-долериты хлоритизированные (слабо измененные); 6 — мелкозернистые габбро-долериты; 7 — афанитовые долериты; 8 — агломератовые туфы; 9 — мелкозернистые туфы (эпидот-цеолитовая порода); 10 — аллювиальные отложения; 11 — осыпи и старые отвалы; 12 — эксплуатационный карьер; 13 — каналы и траншеи; 14 — шурфы.

участки дробления пород представляют собой, по существу, рудоносные зоны, характеризующиеся значительной раздробленностью туфогенных пород, иногда наличием маломощных и непротяженных даек долеритов и широким проявлением гидротермальной минерализации. К сожалению, такие рудоносные зоны к настоящему времени лишь обнаружены, но недостаточно изучены и даже не околтурены.

Месторождения этого подтипа, располагающиеся в указанных рудоносных зонах, представляют собой сравнительно маломощные (3—5 м), линейно вытянутые (до 300 м) тела, подвергшиеся дорудному дроблению и гидротермальной переработке (хлоритизации, цеолитизации, карбонатизации) туфогенных пород.

В пределах отдельных месторождений иногда встречается несколько таких тел. Кристаллы исландского шпата образуют в них жиллообразные или гнездообразные скопления. Последние часто имеют изометрическую форму, объем — 3—5 м<sup>3</sup>. Обычно они располагаются в промежутках между обломками вмещающих пород. Такие гнездообразные скопления располагаются очень близко, а иногда удалены на метры и даже десятки метров одно от другого. Таким образом, орудование здесь практически всегда является прерывистым.

Вместе с кристаллами исландского шпата в рудных телах находятся минералы группы цеолитов (десмин, морденит, гейландит, ломонтит), анальцит, иногда халцедон, в небольших количествах сульфиды (пирит, марказит, халькопирит), а также хлорит и гидрокислы железа и марганца. Обломки вмещающих пород, входящие в состав рудных тел, обычно значительно хлоритизированы, цеолитизированы, карбонатизированы. Значительно карбонатизированы и хлоритизированы туфы, вмещающие рудные тела. Однако степень изменения их изучена далеко не достаточно.

Форма и размеры кристаллов на месторождениях этого подтипа довольно разнообразны. Так, на месторождении № 6 кристаллы-двойники по (0001) относятся к ромбоэдрическому типу и характеризуются следующими формами:  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{3584\}$ ,  $\{03\bar{3}2\}$ ,  $\{1\bar{2}\bar{3}1\}$ . Они нередко достигают 80 кг веса и длины (по  $L_3$ ) 80 см. На месторождении № 7 преобладают сравнительно мелкие кристаллы (до 3 кг), имеющие дипирамидальный габитус с гранями форм  $\{8.8.\bar{1}\bar{6}.3\}$ ,  $\{03\bar{3}2\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{32\bar{5}1\}$ .

Однако встречаются кристаллы с гранями других форм —  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{01\bar{1}2\}$ ,  $\{0001\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$ ,  $\{54\bar{9}3\}$ .

Наиболее характерны первичные дефекты кристаллов: желтая окраска, наличие твердых и газовой-жидких включений.

Большинство кристаллов месторождения № 7 бесцветны или интенсивность их окраски не превышает IV класса, тогда как кристаллы месторождения № 6 имеют более интенсивную окраску (до VIII класса включительно). Заметим, что окрашенные кристаллы этого типа месторождений легко обесцвечиваются термическим способом.

Первичные включения мелких кристаллов десмина, пирита, марказита, иногда кристаллов кальцита, но другой генерации, а также

газово-жидкие включения обычно располагаются по зонам роста. Между такими дефектными зонами располагаются слои толщиной в несколько сантиметров, совершенно лишенные включений и представляющие собой высококачественный оптический материал. Однако в кристаллах месторождения № 6 нередко встречаются мельчайшие твердые включения, располагающиеся без видимой закономерности. Наличие таких включений резко снижает качество оптического материала.

Таким образом, качество оптического материала этих месторождений вследствие довольно широкого распространения мелких твердых включений относится к среднему, хотя из месторождения № 6 могут быть получены довольно крупные, достигающие нескольких килограммов веса монокристалльные блоки. Содержание оптического материала в отдельных участках рудных тел довольно высокое, достигающее сотен граммов на  $1 \text{ м}^3$  рудной массы.

На месторождении № 7 оптические свойства исландского шпата более высокие, но малы размеры кристаллов, а поэтому и монокристалльные блоки оптического материала имеют очень ограниченные размеры; низкое здесь и содержание оптического материала в руде.

По количеству запасов месторождения этого подтипа должны относиться к средним.

Месторождения подтипа Б залегают в агломератовых туфах, среди которых встречаются вулканические бомбы и обломки долеритов, вблизи установленных, предполагаемых вулканических аппаратов или располагаются в полукольцевых разрывных нарушениях.

Рудоносные зоны представляют собой участки, в пределах которых наблюдаются изогнутые в плане наклонные (иногда довольно пологие — до  $40^\circ$ ) зоны дробления. В пределах этих зон породы в той или иной степени подвергнуты гидротермальному изменению: хлоритизированы, цеолитизированы, карбонатизированы. Контуры рудоносных зон еще не установлены. По предварительным данным можно судить, что протяженность их превышает 1 км, а ширина — сотни метров.

Рудные тела располагаются в пределах зон дробления и представлены жиллообразными, иногда ветвящимися и гнездовыми скоплениями кристаллов исландского шпата и небольшим количеством цеолитов (десмина, иногда морденита), анальцима, апофиллита, еще меньшим — сульфидов (марказита, пирита, халькопирита) и гидрокислами железа и марганца. Мощность рудных тел редко превышает 1,5 м, а протяженность их по простиранию составляет десятки, первые сотни метров; установленная глубина оруденения до 20 м.

К сожалению, закономерностей в распределении кристаллов в рудных телах не установлено. В пределах рудных тел гнездообразные скопления, содержащие несколько кристаллов, часто имеют более или менее изометрическую форму и достигают десятков кубических метров. Жилообразные тела имеют мощность до 0,5 м, а по простиранию прослеживаются до 5 м. Они залегают иногда очень близко одно от другого или удалены на значительные расстояния.

Размеры, форма и строение кристаллов месторождений этого подтипа неодинаковы. Так, на месторождении № 8 оптический материал содержится в монокристаллах дпирамидальной формы {8.8.16.3}, вес которых достигает 100 кг, а длина — 1 м. В кристаллах отчетливо наблюдаются зоны роста, фиксируемые свиями. Последние располагаются параллельно внешним граням кристаллов. Исландский шпат имеет слабую (до V класса) желтую окраску. Последняя легко обесцвечивается термическим способом. Из пирамид роста монокристаллов при новом способе обработки могут быть получены очень крупные блоки высококачественного оптического материала. Это единственное из известных на Сибирской платформе месторождений, представленное крупными монокристаллами.

Оптический материал на месторождениях № 9 и № 10 содержится в кристаллах-двойниках (0001), имеющих ромбоэдрический габитус; вес их не превышает 10 кг, а длина по оси  $L_3$  — 30 см. Такие кристаллы содержат большое количество первичных дефектов: зоны роста, обычно близко располагающиеся одна от другой, представленные твердыми включениями (часто десмином) и желтой окраской различной интенсивности (до X класса). К сожалению, эти месторождения разведывались до того, как был создан новый способ обработки кристаллов, и поэтому мы не располагаем данными о содержании оптического материала в руде. Однако уверенно можно считать, что на некоторых месторождениях этого подтипа (например, на месторождении № 8) оптический материал характеризуется крупными моноблоками, хорошим качеством и содержание его в руде достаточно высокое.

Подтип В представлен пока только одним месторождением № 11. Последнее располагается в туфобрекчии, состоящей из обломков песчаников, аргиллитов, известняков, долеритов и туфов. Месторождение представлено двумя изометрическими в плане рудными телами. Одно из них призвано непромышленным, а второе к настоящему времени считается выработанным. Это (последнее) рудное тело имело штокообразную форму; размеры его в плане составляли  $15 \times 20$  м, а глубина оруденения — 10 м. Оно обрабатывалось карьером. С целью разведки со дна карьера были пройдены шурфы и две штольни; вблизи рудного тела пройдено значительное количество канав, расчисток. Кроме этого, выполнены геофизические исследования: электроразведка и магниторазведка. К сожалению, все эти исследования не привели к выявлению дополнительных скоплений кристаллов исландского шпата; не позволили они однозначно объяснить природу месторождения и структурного его положения.

Мнение исследователей (Б. К. Киреев и др.), завершавших изучение месторождения, сводится к тому, что оруденение приурочено к пересечению двух систем тектонических трещин. Однако изучение имеющихся материалов (состав обломков пород, слагающих рудное тело, штокообразная форма, отсутствие сведений о протяженности разрывных нарушений) позволяет сделать предположение о том, что оруденение связано с жерловой фацией. Следовательно, структурное положение месторождений подтипов Б и В довольно близкое, так как

и те и другие связаны с вулканическими аппаратами: первые приурочены к полукольцевым и кольцевым трещинам, окружающим жерла, а вторые располагаются в центральных частях вулканических аппаратов.

Степень изученности прилегающей территории не позволяет сделать заключение о закономерностях пространственного распределения вулканических аппаратов. По аналогии с месторождениями других полезных ископаемых (например, железорудных) можно предполагать, что их расположение контролируется глубинными линейными тектоническими нарушениями.

В пределах трубообразного рудного тела гидротермальные минералы образуют гнездообразные скопления, располагающиеся между обломками пород; размеры их достигали 5 м<sup>3</sup>. Центральные части гнезд слагались кристаллами исландского шпата, а в периферических их частях и в прожилках располагались анальцит, десмин, морденит, пирит, марказит, халькопирит; в поверхностных частях рудного тела наблюдались гидроокислы железа, гипс.

Исландский шпат представлен кристаллами-двойниками по (0001) с гранями {02 $\bar{2}$ 1}, {11 $\bar{2}$ 0}, {53 $\bar{8}$ 4}, {03 $\bar{3}$ 2} и {21 $\bar{3}$ 1}. Такие кристаллы достигали 40 см по наибольшему измерению и весили до 50 кг. В кристаллах широко распространены первичные дефекты: зоны роста, представленные мельчайшими твердыми включениями; исландский шпат окрашен в желтый цвет; интенсивность окраски достигает X класса. Поэтому основная часть оптического материала относится ко второму и третьему сорту.

Месторождение № 11 по количеству добытого на нем оптического материала относится к мелким. Возможности выявления новых месторождений, прилегающих к известному, неясны, поскольку эта территория недостаточно изучена и не установлены закономерности пространственного распределения жерловых фаций. Однако можно предполагать, что такие образования не единичны, а масштабы их могут быть значительно большими.

Месторождения второй группы, связанные с карбонатными осадочными породами, известны в различных районах Советского Союза: на Северном Кавказе и в Закавказье, в Казахстане, в Средней Азии и в Тувинской автономной области, в Восточных Саянах и в бассейне р. Оленек, а также за рубежом: в Нью-Мексико, в Австралии, в Албании и в ряде других стран.

Скопления исландского шпата, входящие в эту группу месторождений, приурочены пространственно и генетически к известнякам, мраморам, мергелям различного возраста, характеризуются разнообразием геолого-структурной обстановки, неодинаковой морфологией и размерами рудных тел, а следовательно, отличаются и по своей промышленной значимости.

Однако для всех месторождений этой группы имеются и общие черты. Прежде всего устанавливается, что рудные тела таких месторождений характеризуются почти мономинеральным составом; они состоят в основном из кальцита и различного количества глины;

в ничтожных количествах иногда в них присутствуют флюорит, барит, киноварь, сульфиды (пирит, марказит, халькопирит). Основная часть рудных тел состоит из белого непрозрачного кальцита; исландский шпат содержится лишь в кристаллах, образовавшихся в последние периоды минералообразования и выполняющих стенки полостей, находящихся в центральных частях рудных тел.

В пределах этой группы выделяются два типа месторождений.

**Месторождения в зонах дробления.** Скопления исландского шпата располагаются в участках карбонатных пород, характеризующихся значительной раздробленностью. Такие зоны дробления прослеживаются по простиранию до 400 м и имеют ширину до нескольких десятков метров. Рудные тела приурочены к этим зонам дробления и имеют форму одиночных или сближенных жил; иногда кальцитом выполнены две системы трещин, и тогда тела имеют строение штокверков.

Рудные тела в основном сложены плотно сросшимися непрозрачными кристаллами кальцита, а внутри тел, в их раздувах встречаются полости, стенки которых образованы друзами кристаллов исландского шпата, а центральные части выполнены глиной. Кристаллы часто имеют скаленоэдрический габитус, а размеры их колеблются от очень небольших до 70 см.

Исландский шпат таких месторождений обычно бесцветный; редко встречаются кристаллы, окрашенные в зеленоватые или желтоватые тона.

Качество оптического материала низкое, что обусловлено наличием большого количества первичных дефектов: широко развиты свили, твердые и газово-жидкие включения, двойники. Качество кристаллов месторождений снижается еще за счет развития вторичных дефектов: механических двойников, различных трещин и т. д. По этим причинам промышленное значение этого типа месторождений невелико.

**Месторождения, приуроченные к карстовым полостям.** Эти месторождения располагаются в зонах развития карста; заметим, что карстовые полости обычно приурочены к линейно вытянутым зонам, что обусловлено докарстовыми тектоническими нарушениями. Рудные тела представляют собой карстовые полости обычно весьма сложной формы, в той или иной степени выполненные кальцитом. Строение их чаще зональное: стенки полостей сложены мелкокристаллическим белым непрозрачным кальцитом; ближе к центру тела размеры кристаллов кальцита увеличиваются, они становятся полупрозрачными, а центральные части обычно выполнены крупными кристаллами исландского шпата скаленоэдрического или ромбоэдрического габитуса. Степень выполнения карстовых полостей кальцитом различна: в одних случаях зоны мелко- и среднекристаллического кальцита маломощны и на них нарастают крупные кристаллы исландского шпата, а центральная часть полости целиком или частично выполнена глиной; в других — почти вся карстовая полость выполнена кальцитом. Размеры таких тел различны и иногда достигают 50 м в поперечнике.

Средние размеры кристаллов 25—30 см, хотя некоторые из них достигают 70 см по оси  $L_3$ . Те части кристаллов, которые находятся у мест их прирастания к стенкам полости, обычно сильно трещиноваты; оптический материал содержится главным образом в головках кристаллов. Исландский шпат в большинстве случаев бесцветный, но встречаются разновидности, окрашенные в розовые или желтоватые тона. Главными дефектами кристаллов являются глинистые включения.

Промышленное значение этого типа месторождений невелико; их запасы редко превышают первые сотни килограммов оптического материала.

К III группе мы относим большинство месторождений Мексики и США. Основная часть их приурочена к линейным протяженным зонам дробления. Вмещающими породами являются потоки базальта, брекчи латита, иногда андезиты, андезитовые песчаники и т. п.

В пределах указанных зон дробления, протягивающихся часто на десятки километров, располагаются кальцитовые жилы, длина которых иногда превышает первые километры, а мощность лишь в раздувах достигает 4—5 м. Эти жилы сложены в основном белым непрозрачным кальцитом. Скопления кристаллов исландского шпата приурочены лишь к отдельным участкам кальцитовых тел и выполняются, как правило, стенки полостей. Такие полости располагаются в раздувах жил, в местах изменения их простирания или при пересечении дорудных систем трещин различного направления.

К сожалению, каких-либо определенных закономерностей (кроме указанных) в распределении кристаллоносных полостей не установлено. Поэтому, несмотря на большое количество выявленных кальцитовых тел и значительных их размеров, открытые и эксплуатировавшиеся месторождения этой группы характеризуются малыми масштабами и не могут служить базой более или менее крупных горных предприятий.

### ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Имеющиеся фактические материалы позволяют выделить региональные и локальные факторы, контролирующие размещение месторождений и определяющие их геолого-промышленные особенности. Перечислим главнейшие из них.

1. Все наиболее крупные и ценные шпатоносные провинции земного шара располагаются в областях развития сравнительно недавней вулканической деятельности (Сибирская платформа, Южная Африка, Исландия, Мексика и др.).

2. Состав вулканических образований, вмещающих месторождения, как правило, основной (долериты, базальты, латиты и другие породы и их туфы).

3. Возраст вулканических образований этих провинций сравнительно молодой—не древнее триаса, а обычно более молодой и даже четвертичный. В более древних областях вулканической деятельности

(например, девонского возраста — Тиман), если и известны месторождения исландского шпата, то они нарушены последующими тектоническими процессами и не имеют промышленного значения.

4. Менее ценные и небольшие по масштабу месторождения исландского шпата встречаются в карбонатных осадочных, а также и других кальцитсодержащих породах.

5. Промышленные кристаллы исландского шпата выделяются при низкотемпературных гидротермальных процессах; рост их происходит в свободных полостях из водных растворов.

Кристаллы, образующиеся при метасоматических процессах, характеризуются значительной неоднородностью и не представляют промышленной ценности.

В рудных месторождениях, во многих из которых кальцит является весьма распространенным жильным минералом, промышленно-ценных кристаллов, как правило, не образуется. Однако известны месторождения, в которых на первых этапах происходили процессы скарнообразования, но после значительного перерыва, тектонического дробления ранее образованных минералов и резкого изменения физико-химической обстановки в них образовывались весьма совершенные и ценные кристаллы исландского шпата.

6. Исследования многочисленных месторождений и данные лабораторных анализов свидетельствуют о том, что образование скоплений совершенных кристаллов исландского шпата может происходить в довольно узких пределах изменения температуры, давления, состава, концентрации и при очень малой подвижности растворов. Даже незначительные изменения в режиме кристаллизации обычно создают неоднородность кристаллов, а резкие перепады в физико-химической обстановке могут вызывать спонтанную кристаллизацию мелких непрозрачных кристаллов кальцита. Образование наиболее совершенных кристаллов происходило при температуре около 80—130° С и при давлении — единицы или первые десятки атмосфер. Понятно, что такие условия могли быть лишь на небольших глубинах и рост кристаллов происходил в сравнительно замкнутых полостях.

Фактические материалы показывают, что в отдельных регионах (например, в Мексике) рудные тела с промышленно-ценными кристаллами образовывались в интервале относительных высот около 300 м; имеющиеся данные по разведке и разработке отдельных рудных тел свидетельствуют о том, что промышленно-ценные кристаллы распространяются на глубину не более 30—40 м. Учитывая, что часть этих тел подверглась эрозионным процессам, можно считать, что предельная протяженность кристаллоносных полостей на глубину не будет превышать 100 м.

Можно уверенно считать, что образовавшиеся в указанных выше условиях кристаллы исландского шпата частично или полностью разрушатся при изменении физико-химической обстановки: например, при погружении месторождения вследствие тектонических процессов на большую глубину, где существенно изменяются давление и температура; при складкообразовательных и дизъюнктивных про-

цессах; при воздействии высоких температур вследствие внедрения во вмещающие породы изверженных пород, поднимающихся с глубины водных или газовых растворов, и т. п.

7. Месторождения первой группы, связанные с основными изверженными породами в пределах Сибирской платформы, располагаются в эффузивных лавовых покровах, в малых интрузиях долеритов или в туфогенных отложениях, являющихся продуктом вулканических извержений центрального типа.

Месторождения, связанные с лавовыми покровами, приурочены к нижним горизонтам лавовой толщи, мощность которых редко превышает 150 м. Эти нижние горизонты толщи характеризуются значительным развитием шаровых лав, сравнительно небольшой мощностью (10—15 м) отдельных лавовых покровов и наличием в их кровле довольно мощных миндалекаменных базальтов (мандельштейнов).

В этой части разреза лавовой толщи наблюдается широкое развитие гидротермальной минерализации, выразившейся в хлоритизации, цеолитизации, кальцитизации, особенно пористых мандельштейнов и шаровых лав; наиболее крупные скопления кристаллов исландского шпата приурочены к местам коробления и к перегибам лавовых покровов. Но так как лавовые покровы залегают в основном горизонтально, то и шпатоносная минерализация приурочена к определенным горизонтам, занимающим площади, исчисляемые квадратными километрами.

Особо следует подчеркнуть, что средние части лавовых покровов, представленные плотными, сравнительно хорошо раскристаллизованными базальтами, практически лишены гидротермальной минерализации.

Приуроченность месторождений к нижним горизонтам толщи объясняется, с одной стороны, тем, что вышележащие лавовые покровы экранировали поднимающиеся с глубины растворы, а с другой — наличием здесь наиболее пористых образований — шаровых лав и мандельштейнов, являющихся благоприятными породами для гидротермальной переработки их под воздействием восходящих гидротерм.

Гипабиссальные малые секущие интрузии, располагающиеся на площадях развития туфогенных отложений, с которыми также связаны месторождения исландского шпата, характеризуются рядом особенностей. Эти интрузии прорывают туфогенные отложения и являются наиболее поздними фазами траппового магматизма. Форма интрузивных тел различна. Иногда они образуют довольно ровные, кулисообразно залегающие дайки, мощностью единицы, редко первые десятки метров, а общая протяженность их исчисляется десятками километров; в других случаях — образуют линзовидные тела, мощностью в сотни метров и длиной до километра; встречаются также штокообразные, куполовидные образования. Линзовидные и штокообразные интрузии обычно в той или иной степени дифференцированы и состоят из долеритовых порфиринов, габбро-долеритов, тешенитов и палагонитовых долеритов.

Важно подчеркнуть, что мощные пластовые интрузии, широко распространенные среди палеозойских и триасовых отложений, практически не содержат скоплений исландского шпата. Это обстоятельство можно объяснить тем, что крупные пластовые интрузии образовались в более ранние фазы интрузивной деятельности, когда магма имела несколько иной состав и была бедна летучими компонентами.

Для месторождений, располагающихся непосредственно в туфогенных отложениях, важным фактором служит литологический состав вмещающих и подстилающих пород. Наибольшее число их располагается в крупнообломочных агломератовых туфах. Последние не представляют собой выдержанных горизонтов, а слагают отдельные локальные участки и, вероятно, являются определенными прижерловыми фациями, свидетельствующими о близости вулканических аппаратов центрального типа.

Главнейшие же факторы, контролирующие пространственное распределение всех типов месторождений исландского шпата, несомненно структурные. Крупные региональные структуры и преимущественно протяженные зоны разломов контролируют размещение эффузивных и интрузивных пород, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения.

Кальцитоносные поля, а также протяженные зоны, к которым приурочены месторождения, контролируются более локальными, но также довольно крупными структурами. Так, кальцитоносные поля, связанные с лавовыми покровами, располагаются в тех местах, где нижележащие туфогенные породы образуют антиклинальные куполовидные складки (например, Алюнское, Нидымское поднятие). Горизонтально залегающие лавовые покровы здесь несогласно располагаются на туфогенных отложениях. Вероятно, такие антиклинальные структуры в туфогенных породах создавали благоприятные условия для поступления гидротермальных растворов с глубины. Возможно, что такими путями были линейные разломы, часть из которых ранее использовалась магмой при трещинных излияниях и при внедрении малых интрузий.

Непосредственно на месторождениях установлены мелкие разрывные дорудные и интерминерализационные нарушения, со смещением по вертикали до 3 м. Возможно также, что рудоподводящими каналами являлись жерла вулканов, по которым ранее происходило извержение туфогенного материала. Наконец, нельзя считать доказанным, что образование линзообразных скоплений шаровых лав происходило только при трещинных излияниях лавы в водную среду. Нам представляется более вероятным, что образование таких пород в ряде случаев происходило при извержениях центрального типа [83]. Если это так, то наличие минерализованных шаровых лав служит доказательством поступления гидротермальных растворов по тем же каналам, по которым поступил материал для образования шаровых лав.

Структурами, контролирующими размещение малых интрузий, минерализованных зон и месторождений, располагающихся в полях

развития туфогенных отложений, как об этом указывалось выше, являются следующие.

1. Прямолинейные, обычно вертикальные дорудные зоны дробления, протяженность которых измеряется иногда десятками километров, а ширина — сотнями метров.

2. Структуры кальдерных разрывов, по которым возникают криволинейные полукольцевые, кольцевые и радиальные зоны дробления туфогенных пород, к которым иногда приурочены дайки долеритов. Протяженность их может быть различная, она измеряется иногда километрами.

3. Жерловые структуры, приуроченные к протяженным линейным зонам разломов. Такие структуры обнаруживаются обычно с трудом. О близости вулканических каналов свидетельствует наличие крупных эруптивных обломков пород более древнего возраста (песчаников, глинистых и углистых сланцев, иногда известняков и др.).

В заключение важно особенно подчеркнуть, что промышленная ценность месторождений сильно зависит от степени и характера развития пострудных тектонических движений. Уникальные промышленно-ценные месторождения встречаются лишь в областях, не подвергавшихся пострудным нарушениям.

Можно утверждать, что кристаллы исландского шпата месторождений, связанных с карбонатными осадочными породами или с основными изверженными породами, но располагающихся в тектонически подвижных областях (Северный Кавказ и Закавказье, Крым и т. п.), в значительной степени разрушены пострудными тектоническими движениями.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев Р. М. Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железурудного месторождения. — В кн.: Генезис минерал. индивидов и агрегатов. М., «Недра», 1966.
2. Андрусенко Н. И. Геолого-генетические особенности формирования месторождений исландского шпата в интрузивных траппах Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. М., МГРИ, 1965.
3. Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., «Недра», 1971.
4. Андрусенко Н. И., Дропов В. В. Некоторые вопросы онтогении исландского шпата. — Зап. ВМО, 1969, ч. 98, вып. 5.
5. Барсанов Г. П., Круглова Н. И. Опыт фотометрического изучения спектров люминесценции минералов класса карбонатов. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1955, вып. 6.
6. Барсанов Г. П., Сарсембаева Х. К. О люминесцентных свойствах исландского шпата. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1962, вып. 13.
7. Берч Ф. и др. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949.
8. Бломберген Н. Нелинейная оптика. М., «Мир», 1966.
9. Богдасаров Ш. Б., Богуславский М. Е., Корнеев А. И. Упругие свойства исландского шпата. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1968, № 11.
10. Боярская Ю. С. Исследования анизотропии микротвердости кальцита методом царапанья. — Учен. зап. Казанев. гос. ун-та, 1955, т. 17 (физ.-мат.).
11. Валяшко Е. Г. Поляризационные призмы. — «Оптика и спектроскопия», 1963, т. 15, вып. 5.
12. Василевский Б. Ф. Эволюция кристаллографических форм исландского шпата в его эпитермальных месторождениях Таджикистана. — Тр. Узб. геол. упр., 1939, т. 14.
13. Васильев Б. И. Оптика поляризационных приборов. М., Машиностроение, 1969.
14. Васильева М. С. Микровключения ленточного пирита в исландском шпате. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1970, № 5.
15. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949.
16. Гарбер Р. И. Механическое двойникование кальцита. — ЖЭТФ, 1940, 10, вып. 3.
17. Гарбер Р. И. О повышении предела текучести при отжиге двойникового кальцита. — ЖЭТФ, 1946, 16, вып. 10.
18. Гарбер Р. И. Механизм двойникового кальцита и натровой селитры при пластической деформации. — ЖЭТФ, 1947, 17, вып. 1.

19. Генделев С. Ш. Штриховка роста на кристаллах и ее минерогенетическое значение. — Зап. ВМО, 1959, ч. 88, вып. 5.
20. Генделев С. Ш. Морфологическая классификация штриховки роста на кристаллах. — Зап. ВМО, 1961, ч. 90, вып. 6.
21. Гогоберидзе Д. Б. О механическом двойниковании кристаллов. — УФН, 1936, 16.
22. Гогоберидзе Д. Б. Механическое двойникование. Киев, Госнауч.-техн. изд-во Украины, 1938.
23. Гогоберидзе Д. Б. Неправильности роста кристаллов и штриховка на гранях кальцита. — Зап. ВМО, 1938, ч. 67, вып. 1.
24. Гогоберидзе Д. Б., Ананишвили Е. Г. Двойникование кальцита. — ЖЭТФ, 1952, 5, вып. 7.
25. Григорович М. Б. О типах месторождений исландского шпата. — «Сов. геология», 1946, № 10.
26. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961.
27. Григорьев Д. П., Буканов В. В., Маркова Г. А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности кристаллов. — ДАН СССР, 1969, т. 185, № 5.
28. Грушкин Г. Г. Результаты термометрического изучения кальцита. — Зап. Узб. отд. ВМО, 1954, вып. 6.
29. Дир У. А., Хоун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5, Несиликатные минералы. М., «Мир», 1966.
30. Ермаков Н. П. Геологические условия формирования месторождений исландского шпата Средней Азии. — Зап. ВМО, 1945, ч. 74, вып. 1.
31. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьков. ун-та, 1950.
32. Жевандров Н. Д. Поляризация света. М., «Наука», 1969.
33. Зайдель А. Н., Константинов В. Б., Островский Ю. И. — Журн. науч. фотографии, 1955, № 5.
34. Икорникова Н. Ю. Методика исследования микротвердости. Методика исследования микрохрупкости. — В кн.: Микротвердость. М., Изд-во АН СССР, 1951.
35. Иоффе С. Б., Домбровская М. М. Широкоугольный интерференционно-поляризационный фильтр со смещаемой по спектру полосой пропускания для астрофизических исследований. — «Оптико-мех. пром-сть», 1958, № 12.
36. Иоффе С. Б., Смирнова Т. А. Интерференционно-поляризационный фильтр. — «Оптика и спектроскопия», 1967, 22, 288 с.
37. Исследование природы окраски розового кальцита. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 2. Авт.: А. В. Бершов, М. И. Самойлович и др.
38. Катус Г. П., Кравцов Н. В., Чирков Л. Е., Коновалов С. М. Модуляция и отклонение оптического излучения. М., «Наука», 1967.
39. Келдыш М. В. Горизонты науки. — «Наука и жизнь», 1971, № 7.
40. Киевленко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы. — Тр. ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 1.
41. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. — Тр. ВНИИП, 1959, т. 3, вып. 1.
42. Классен-Неклюдова М. В. Механическое двойникование кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
43. Клия М. О. К вопросу изменения огранки кальцита с понижением температуры кристаллизации. — Вестн. МГУ, 1951, № 3.

44. Козловский В. Х., Кузнецова Н. Н., Снопко Я. П. Исследование природы желтой окраски кристаллов исландского шпата и механизма их обесцвечивания. Тр. ВНИИСИМС, 1969, т. 10.
45. Комовский Г. Ф., Снопко Я. П. Желтая окраска исландского шпата и способы его обесцвечивания. — Тр. ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 1.
46. Костов И. Об устойчивости форм кристаллов минералов. — Зап. ВМО, 1960, ч. 89, вып. 1.
47. Кукуй А. Л., Скропышев А. В. Применение химического травления при обработке кристаллов исландского шпата. — Зап. ЛГИ, 1971, т. 60, вып. 2.
48. Левен Я. А. Исландский шпат в горах Зеравшанского хребта. — Тр. Среднеаз. ун-та, 1939, т. 13, вып. 4.
49. Мокиевский В. А. Группы симметрии двойников. — Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 4.
50. Мокиевский В. А. Группы симметрии двойников. — В кн.: Пробл. кристаллохимии минералов и эндог. минералообразования. Л., «Наука», 1967.
51. Мокиевский В. А. Классификация двойников. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4.
52. Мокиевский В. А. Морфология кристаллов. Докт. дис. Л. изд. ЛГИ, 1970.
53. Мокиевский В. А., Самусина С. Н., Скропышев А. В. Внутренняя морфология двойников по (0001) исландского шпата. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 2.
54. Най Дж. Физические свойства кристаллов. М., «Мир», 1967.
55. Найденова Е. Морфология на кальците от меднорудните находище Върли бряг и Росен, Бургаско. — Годишн. Софийск. ун-та геол.-геогр. фак., 1966, т. 59, 1.
56. Найденова Е. Морфологични и минералтермометрични изучания на кальцити от флуоритового находище при с. Михалково. Годишн. Софийск. ун-та, кн. 1, геология, София, 1969, с. 177—192.
57. Образование дислокаций при двойниковании кальцита. Кристаллография. 1960, т. 5, № 5. Авт.: В. И. Старцев, В. З. Бенгус и др.
58. Оптическая обработка информации. М., «Мир», 1966.
- 59—60. Островский Ю. И. Интерференционный резольвометр. Авт. свидетельство, № 199659, 1966.
61. Островский Ю. И. Авт. свидетельство на изобретение, № 179188, бюл. № 4, 1963.
62. Островский Ю. И. Интерференционный резольвометр. Авт. свидетельство на изобретение, № 207018, 1967.
63. Островский Ю. И. Интерференционная резольвометрия. — Зап. ЛГИ, 1971, т. 1, вып. 3.
64. Поваренных А. С. Твердость минералов. Киев., Изд-во АН УССР, 1963.
65. Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. М., ИЛ, 1959.
66. Раменская М. Е. О битуме в исландском шпате. — Тр. ВНИИП, 1960, т. 3, вып. 2.
67. Рожкова Е. В. (ред). Современные методы минералогических исследований. Ч. 2. М., «Недра», 1969.
68. Розенберг Г. В. Оптика тонкослойных покрытий. М., Физматгиз, 1962.
69. Самойлович М. И., Лужников В. Г. О природе желтой окраски кальцита. — Зап. ВМО, 1969, ч. 98, вып. 4.

70. Самусина С. Н. Скульптура граней кристаллов исландского шпата месторождений Восточной Сибири. — Зап. ВМО, 1969, ч. 98, вып. 4.
71. Сарсембаева Х. К. Исследование природы окраски кристаллов оптического кальцита по спектрам поглощения. — Вестн. АН КазССР, 1962, № 11.
72. Сарсембаева Х. К. Исследование природы окраски и свойств люминесценции кристаллов оптического кальцита. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. Алма-Ата, КазГУ, 1964.
73. Система минералогии. Т. 2. М., ИЛ, 1953. Авт.: Дж. Ж. Дэна, Э. Дэна, Ч. Пэлач и др.
74. Скропышев А. В. Нижне-Тунгусские месторождения исландского шпата и методика их поисков и разведки. Автореф. канд. дис., ЛГИ, 1941.
75. Скропышев А. В. О некоторых вопросах вулканизма Сибирской платформы и закономерностях пространственного распределения месторождений исландского шпата. — Зап. ЛГИ, 1953, т. 31.
76. Скропышев А. В. Экспериментальные исследования некоторых технических свойств оптического исландского шпата. — Зап. ЛГИ, 1953, т. 29, вып. 2.
77. Скропышев А. В. Месторождения исландского шпата Сибирской платформы, их генезис, закономерности пространственного распределения и качество сырья. Автореф. докт. дис. Л., Изд-во ЛГИ, 1954.
78. Скропышев А. В. О твердых включениях в исландском шпате. — Зап. ЛГИ, 1955, т. 30, вып. 2.
79. Скропышев А. В. Газово-жидкие включения в кристаллах исландского шпата. — В кн.: Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, № 11.
80. Скропышев А. В. Оценка месторождений исландского шпата на основании изучения дефектов кристаллов кальцита. — «Разведка недр», 1958, № 9.
81. Скропышев А. В. Опыты по обесцвечиванию кристаллов исландского шпата месторождений Сибирской платформы. — Тр. ВНИИП, 1960, т. 4, вып. 1.
82. Скропышев А. В. О некоторых особенностях кристаллов кальцита из бассейна р. Угам. — Тр. ВНИИП, 1960, т. 4, вып. 2.
83. Скропышев А. В. О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы. — В кн.: Мат-лы по геологии месторождений неметалл. полез. ископ. — Тр. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 29.
84. Скропышев А. В. Природа окраски исландского шпата месторождений Сибирской платформы. — Тр. ВНИИП, 1960, т. 3, вып. 2.
85. Скропышев А. В. О битумах в исландском шпате месторождений Сибирской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, 1961, нов. сер., 1961, т. 57.
86. Скропышев А. В. О перекристаллизации кальцита и распределении механических примесей в кристаллах исландского шпата. — Зап. ВМО, 1961, ч. 90, вып. 5.
87. Скропышев А. В. Изменения в кристаллах исландского шпата при нагревании. — Зап. ЛГИ, 1962, т. 43, вып. 2.
88. Скропышев А. В. Главнейшие положения методики, разведки и промышленной оценки месторождений исландского шпата. — Тр. Первой эвенкийской геол. конференции. Красноярск, Красноярск. книж. изд-во, 1970.
89. Скропышев А. В., Мокриевский В. А. О нарушениях в кристаллах исландского шпата. — Зап. ВМО, 1955, ч. 84, вып. 2.
90. Скропышев А. В., Настасенко Е. В. Основные закономерности размещения месторождений исландского шпата, связанных с лавовыми покровами Сибирской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 108.

91—92. Скропышев А. В., Кукуй А. Л., Золотухин И. А., Атабаев К. К. Способ полирования поверхности кристаллов и пластин исландского шпата. Авт. свидетельство, № 280789, 1970.

93. Скропышев А. В., Атабаев К. К., Островский Ю. И. Перспективы использования исландского шпата оптико-механической промышленностью. — Зап. ЛГИ, 1970, т. 1, вып. 3.

94. Соколова Н. Г. Исследование симметрии кристаллических двойников. Автореф. канд. дис., Л., ЛГИ, 1968.

95. Соколова Н. Г. Морфология двойников минералов. — Зап. ВМО, 1971, ч. 100, вып. 1.

96. Стеханов А. И. Спектры комбинационного рассеяния кристаллов, содержащих сложные ионы. — «Оптика и спектроскопия», 1967, 3, 143.

97. Стишов С. М. Об окраске минералов, связанной с дефектами их структуры. — Зап. ВМО, 1960, ч. 89, вып. 2.

98. Странский И. Н., Каишев Г. К теории роста кристаллов и образования кристаллических зародышей. — УФН, 1939, т. 21, вып. 4.

99. Фридляндер И. Н., Высоцкая Н. А. Исследование сдвига взвешенных примесей в процессе кристаллизации расплава. — ДАН СССР, 1948, т. 62, № 1.

100. Хитаров Н. И., Рентгартен Е. В., Лебедева И. С. Химический состав включений в исландском шпате и генетические проблемы. — «Геохимия», 1958, № 3.

101. Чащинов Ю. М., Мокриевский В. А. Двойникование и морфология эпитаксиальных слоев. — ФТТ, 1966, т. 8, вып. 5.

102. Чекановский А. Л. Дневник экспедиции А. Чекановского по р. Н. Тунгуске, Оленёку и Лене в 1873—1875 гг. — Зап. Рус. геогр. о-ва, 1896, т. 20.

103. Чернов А. А., Дукова Е. Д. О влиянии пересыщения на ступенчатый рельеф поверхности кристалла и скорость его роста. — В кн.: Кристаллография, 1960, т. 5, вып. 4.

104. Шафрановский И. И. Ложные формы кристаллов и их минерагенетическое значение. — Зап. ВМО, 1959, ч. 88, вып. 1.

105. Шафрановский И. И. Геометрические разновидности граничных форм для кристаллов низших и средних сингоний. — «Кристаллография», 1959, т. 4, вып. 3.

106. Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львов. гос. ун-та, 1960.

107. Шафрановский И. И. Расширенное учение о кристаллических формах и кристалломорфологии двойников. — «Кристаллография», 1960, т. 5, вып. 4.

108. Шафрановский И. И. Кристалломорфология двойников. — Зап. ВМО, 1961, ч. 91, вып. 1.

109. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М., Госгеолтехиздат, 1961.

110. Шафрановский И. И., Корень Р. В., Дубов П. Л. К методике изучения искаженных форм на кристаллах минералов. — Зап. ВМО, 1971, ч. 100, вып. 1.

111. Шерклиф У. А. Поляризованный свет. М., «Мир», 1965.

112. Шефталъ Н. Н. Аксессуары роста кристаллов. — Тр. ин-та кристаллографии АН СССР, 1947, вып. 8.

113. Штернберг А. А. Устранение механических двойников в кристаллах оптического кальцита. — Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, 1944, вып. 13, № 65.

114. Шустов А. В. Особенности симметрии некоторых двойников роста исландского шпата. — Зап. ВМО, 1965, ч. 94, вып. 3.

115. Шустов А. В. Конические видналя на пинакоде кальцита. — Зап. ЛГИ, 1968, ч. 54, вып. 2.
116. Шустов А. В. Секторнальное строение кристаллов исландского шпата из Эвенкийских месторождений. — Зап. ВМО, 1969, ч. 98, вып. 1.
117. Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л., «Наука», 1971.
118. В а к е r С. The lava field of Parana basin. — South Amer. j. geol., 1923, vol. 21.
119. В а r b a r o n М. Constantes optiques de la calcite à basse température. — Compt. Rend. Acad. sci., 1949, P., 229, 875.
120. D u T o i t А. Geology of South Africa. 1927.
121. E i r i k s s o n. Trans. Inst. min. engng, Lond., 1920, 39, 36.
122. F i s c h e r E. Einführung in die geometrische Kristallographie. Berl., 1956.
123. F r i e s С. Ir. Los Vacimientos de Calcita optica de la Republica Mexicana Informe Preparado en colaboracion, con el Geological Survey. — US dep. int. bull., 1948, № 16.
124. F r o n d e l С. Selective incrustation of crystal. — J. Amer. miner., 1934, 49, № 7.
125. G o l d s c h m i d t V. Atlas der Kristallformen. 1913, 2, 5.
126. H e a d d e n W. P. Some phosphorescent calcites from Fort Collins. — Amer. j. sci., 1906.
127. H e a d d e n W. P. Phosphorescence and luminescence in calcites. — Amer. j. sci., 1923.
128. H u g h e s H. H. Iceland spar an other crystals of related use. — In: Industr. minerals and rocks. N. Y., 1937.
129. I n d u s t r i a l minerals of South West Africa. — South Afr. min. eng. j. Johannesburg, 1936, vol. 47, № 2277.
130. K a l b G. Die Kristalltracht des Kalkspates in minerogenetischen Betrachtung. — Centrbl. f. Min. (A), 1928, 337.
131. K a s p a r J. O islandskem vapenci. Prague, 1940.
132. K e l l e y V i n c e n t С. Iceland spar in New Mexico. — Amer. Miner., 1940, vol. 25, № 5.
133. K l i n g n e r F. E. Die Entdeck und der Doppelbrechung des Lichtes am Kalkspat. — Zs. Krist., 1932, 83.
134. K r e u t z St. Über die Ausbildung der Kristallform bei Calcitzwillingen. — Denkschr. Wim. Akad. math.-nat. 1906, 80, 15—82.
135. M a u c h e r W. Die Bildungsreihe der Mineralien als Unterlage für die Einteilung der Erzlagerstätten. — Freiberg, 1914.
136. N e w m a n E. W. Methods of prospecting and mining optical calcite in Mauntana. — Min. technol., 1945, vol. 9, № 6.
137. P a l a c h e Ch. Calcite: an angle mable and critical list. Contr. Cambrige, 1943, № 259, p. 27.
138. P a t e l A. R., G o s w a m i K. N. Structure of etch-pits on calcite. — «Physics», 1963, 29, № 1.
139. P r z i b r a m K. On colouration and luminescence produced by Becquerel rays. — «Phys. Zs.», 1924.
140. R o s e G. Über die im Kalkspat vorkommenden hohlen Kanäle. — Physik. Abhandl. Kön. Akad. Wiss., Berl., 1868, 57.
141. R o s e n h o l t z J. L., S m i t h D. T. Linear thermal expansion of calcite, variety iceland spar and yule marble. — Amer. min. 1949, 34, 846.
142. R o t h W. A. Die Bildungswärmen einiger mineralischer Carbonate. — J. pract. chem., 1941, 158, 117 (M. A. 9—133).

143. Stanley R. C. Etch pits on calcite cleavage faces. — «Nature», 1959, 183, № 4674.

144. Stöber F. Mittheilungen über den Kalkspath von Elsass-Lothringen. N. Jahr. f. Min. 1894, Bd 1, 20.

145. Stoll W. C. Optical calcite deposits near Clyde Park and Wilsoll, Park Country, Montana. U. S. geol. surv. unpubl. rep., Jan., 1944.

146. Sunagawa I. Variation of crystal habit of calcite with special reference to the relation between crystal habit and crystallisation stage. Rep. geol. surv., Japan, 1953, № 155.

147. Tertsch G. Tracht der Kristallen. Berl., 1926.

148. Thomas I. M., Renshaw G. D., Roscoe C. Production of dislocation etch pits on calcite using optically active etchants. — «Nature», 1964, 203, № 4940.

149. Tuttle O. F., Wyllie P. J. Calcite-water join in the system  $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . — Bull. Geol. soc. Amer., 1958, 69, 1665.

150. Whitlock Herbert P. Calcite of New York. — N. Y. S. museum, 1910, mem. 13, 73, 77.

Введение . . . . .	3
Глава I. Свойства исландского шпата и области его применения . . . . .	5
Свойства исландского шпата . . . . .	—
Области применения исландского шпата . . . . .	31
Глава II. Морфология кристаллов исландского шпата . . . . .	45
Формы кристаллов . . . . .	—
Двойники . . . . .	61
Скульптура граней кристаллов . . . . .	71
Глава III. Внутренние дефекты кристаллов исландского шпата . . . . .	88
Первичные дефекты . . . . .	89
Вторичные дефекты . . . . .	101
Температура гомогенизации и состав газовой-жидких включений . . . . .	114
Глава IV. Технические требования к оптическому исландскому шпату и способы обработки естественных кристаллов . . . . .	121
Технические требования . . . . .	—
Способы обработки естественных кристаллов . . . . .	126
Устранение некоторых дефектов кристаллов . . . . .	138
Методы определения качества кристаллов . . . . .	141
Глава V. Геолого-промышленные типы месторождений и закономерности их пространственного распределения . . . . .	149
Краткие сведения о месторождениях . . . . .	—
Классификация месторождений . . . . .	156
Главнейшие закономерности пространственного распределения месторождений . . . . .	179
Список литературы . . . . .	184

АЛЕКСЕЙ ВАСИЛЬЕВИЧ СКРОПЫШЕВ,  
АНАТОЛИЙ ЛЬВОВИЧ КУКУЙ

ИСЛАНДСКИЙ  
ШПАТ

Редактор издательства Т. М. Пономарева  
Обложка художника Ю. И. Прошлецова  
Технический редактор Н. П. Старостина  
Корректор М. И. Витис

Сдано в набор 8/II 1973 г. Подписано к печати 14/VI 1973 г. М-07416.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 12. Уч.-изд. л. 12,55. Тираж 1100 экз. Бумага № 1.  
Заказ № 81/166. Цена 1 р. 27 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете  
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
196006, г. Ленинград, Московский проспект, 91.

1 р. 27 н.

822

НЕДРА