

В. Н. ЛОДОЧНИКОВ

ГЛАВНЕЙШИЕ
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ
МИНЕРАЛЫ

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Издание 5-е, испр. и доп. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1974, 248 с.

В книге, являющейся 5-м изданием классического труда по оптической диагностике и исследованиям минералов, рассматриваются оптические свойства главнейших породообразующих минералов. Оригинальный текст автора оставлен почти без изменения, научным редактором сделаны лишь незначительные дополнения и пояснения, обусловленные появлением новых данных в области петрографии и минералогии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся диагностикой породообразующих минералов, она может быть использована студентами и преподавателями геологических специальностей вузов.

Таблиц 13, иллюстраций 45.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЯТОМУ ИЗДАНИЮ

Владимир Никитич Лодочников был непревзойденным мастером оптической диагностики и исследования минералов и как никто другой умел научить этому своих учеников, к числу которых принадлежит и редактор данной книги. Поэтому ясно, какое большое значение имеет книга, базирующаяся на огромном опыте ее автора. Не говоря уже о массе важнейших деталей, имеющих в книге, сам подход к определению минералов в шлифах, в основу которого положено приблизительное определение показателя преломления, оригинален, как и вся книга. Именно поэтому она до сих пор не потеряла своего значения, хотя после первого издания прошло более 40 лет, ознаменовавшихся большими успехами в методах изучения породообразующих минералов.

Данная книга имеет своей целью научить определению главнейших породообразующих минералов в шлифах и хотя местами здесь приводятся о них такие подробности, которые трудно найти где бы то ни было, она, конечно, не может заменить справочники, оставаясь в то же время важнейшим настольным руководством и для многих опытных петрографов.

Необходимо сделать два замечания о теоретических указаниях автора. Первое касается определения переменного состава минералов по оптическим свойствам. В. Н. Лодочников в своих исследованиях широко пользовался определением состава плагиоклазов по их оптической ориентировке, найденной на федоровском столике, и внес ряд ценных усовершенствований в этот метод. Они частично приведены в заключительной части книги, частично использованы при составлении учебников по федоровскому методу. Вместе с тем В. Н. Лодочников неоднократно предостерегал против широкого использования ряда других диаграмм, связывающих оптические свойства минералов с их химическим составом, особенно диаграмм в справочнике Винчелла, считая полученные таким образом данные малонадежными. Эта «осторожность» в значительной мере оправдалась позднейшими исследованиями. Было показано, что ряд породообразующих минералов представляют собой системы с многими переменными компонентами и для определения их состава недостаточно одного, а иногда и всех оптических свойств. Кроме того, установлено, что часто, даже для тех же плагиоклазов, изменение свойств связано с изменением условий образования.

Однако многие диаграммы, приведенные в первом издании справочников Винчелла, при определении состава минералов по

оптическим свойствам дают хорошие результаты, например для ряда оливина $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ по одному из показателей преломления или по значению $2V$. В дальнейшем эти диаграммы совершенствовались и уточнялись, например диаграммы состава ромбических пироксенов. Для этого использовались методы математической статистики. Для минералов более сложного состава были предложены диаграммы, имеющие частное значение, например для зеленых роговых обманок интрузивных пород, для биотитов гранитоидов и др.¹. Значительное количество таких диаграмм приводится в указанных ниже (см. «Вступление») новых справочниках по соответствующим породообразующим минералам. Таким образом, советы В.Н. Лодочникова сохраняют свою силу в том отношении, что диаграммами нужно пользоваться осторожно, каждый раз правильно выбирая необходимые свойства и оценивая пределы погрешности, для чего нужны глубокие знания, дающие возможность критического подхода.

Такое же значение имеют и предостережения автора в отношении использования экспериментальных данных и физико-химического анализа в петрологии. Они должны привести нас не к отказу от поисков новых путей, а лишь предостеречь от догматического использования готовых схем, кому бы они не принадлежали.

Описывая сложные минералы, В. Н. Лодочников обычно их составные части называет молекулами, в то время как речь идет о замещениях в кристаллической решетке, не имеющей молекулярного строения, поэтому данное выражение следует понимать условно, как как здесь мы имеем дело лишь с компонентами в физико-химическом понимании.

При редактировании пятого издания, как и предыдущих посмертных изданий (3-го и 4-го), редактор старался вносить лишь самые необходимые дополнения и поправки, целиком сохраняя и лекционный характер изложения, хотя с ним связаны некоторые недостатки. Наибольшее количество исправлений относится к химическим формулам силикатов, в которые много нового внесено в связи с их структурным изучением. Некоторые рассуждения автора, не имеющие прямого отношения к теме, выделены петитом. Кроме того, редактором добавлены описания нескольких минералов, существенное значение которых в петрографии было выяснено позднейшими исследователями и, конечно, добавлена позднейшая литература.

Все вставки редактора (кроме некоторых формул минералов) взяты в квадратные скобки.

В заключение следует добавить, что новый метод рентгеноспектрального анализа при помощи микрозонда открыл перед исследователями породообразующих минералов совершенно новые перспективы, о которых петрографы старой школы могли только мечтать. Возможность количественного анализа мелких зерен минералов

¹ В. С. С о б о л е в . Минералогический сборник, № 4. Львовское геол. об-во, 1950.

даже в шлифах позволяет не только однозначно диагностировать минералы в случаях, которые раньше казались неразрешимыми, но и изучать минералы переменного состава, прослеживая тонкие изменения в разных участках и зернах, что раньше было возможно при применении оптических свойств только для более простых случаев и со значительно меньшей точностью. Однако несмотря на то, что применение этого метода будет быстро расширяться, значение оптических исследований как для целей точной диагностики минералов с использованием корреляционных диаграмм, так и для предварительного описания прозрачных шлифов и минералов горных пород полностью сохраняет и сохранит свое значение еще на долгое время. И овладению этим важным методом еще долго будет помогать предлагаемая книга В. Н. Лодочкина, в которой сосредоточен богатейший опыт этого выдающегося советского ученого.

В. Соболев

ПРЕДИСЛОВИЕ КЪ ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

По совету моих московских, ленинградских и тифлисских учеников я вынужден был сделать в настоящем издании дополнение из области кристаллографии (п. 2), а также сильно увеличить количество иллюстраций форм важнейших минералов. Последняя задача исполнена не так, как мне хотелось бы это... сделать: для того чтобы дать вид разрезов важнейших форм через каждые 10 или 15° по трем или четырем направлениям, необходима продолжительная и кропотливая работа, на которую у меня, работающего без помощников, решительно нет времени. Совершенная необходимость такой работы представляется мне несомненной, так как, имея подобные сечения перед глазами, легко – особенно с помощью федоровского метода – изучать формообразования (Trachtstudien) порообразующих минералов в шлифах, а такое изучение, не говоря уже о кристаллографии, может весьма сильно помочь физико-химической трактовке вопросов порообразования.

Вынужден был я сделать дополнение и к своим советам в области работы по методу Федорова (вставной пункт 401 а). К нашему стыду, даже в серьезнейших изданиях появляются иногда (примеры – в тексте) такие данные, которые ясно свидетельствуют о неумении с элементарной грамотностью работать по этому методу.

Счел я необходимым предостеречь своих молодых товарищей по работе о недопустимости перенесения *sans phrase* данных современной физико-химической силикатографии в учение о горных породах (пн. 121 и 222); такие примеры, конечно, можно было умножить. Выделено только важнейшее. Физико-химики для нас, петрологов, разумеется, могут быть только экспертами, а не больше.

Так как, по мнению некоторых моих читателей, лекционный стиль оживляет изложение, то я изменений в этом направлении не сделал: делу вреда это несколько не приносит, а на полную переработку я не имел времени.

Наконец, остальными дополнениями и небольшими видоизменениями я – надеюсь вместе с читателем, которому принесет, по его мнению, пользу эта книга – обязан указаниям своих учеников, которым хотелось бы – опять-таки совместно – выразить сердечную благодарность за помощь.

Февраль 1936 г. Ленинград ЦНИГРИ

В. Лодочкиков

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Приступая к изданию лекций, читанных весной 1930 г. на курсах по повышению квалификации в Главном геологоразведочном управлении в Ленинграде, я делаю это по настоянию своих слушателей и учеников. Предлагаемая книжка должна отвечать заданию – уменьшить по возможности до минимума ошибки большой и спешной работы, когда по тем или иным причинам исследователь не может воспользоваться точными методами. За качество исполнения этого задания я беру на себя ответственность полностью, на исправление же видных мне самому недостатков я решительно не имею времени, сохраняя, как увидит читатель, даже лекционный стиль, исправленный и дополненный по стенограмме.

Разделение курса породообразующих минералов должно быть произведено – на этом я настаиваю категорически – только по признакам, зависящим от светопреломления минералов (см. ниже, п. 18). Преподаватель и обучающийся не должны бояться употребить на это время, так как пока глаз не различает, например, шагреновой поверхности и полосы Бекке (очень полезно также уловить дисперсионный эффект – п. 9), ошибки в определении бесцветных минералов абсолютно неизбежны.

Предлагаемая книга имеет в виду учащихся, самообучающихся и аспирантов, однако, полагаю, и специалисту будет небесполезно ознакомиться с опытом другого собрата по специальности.

В. Н. Доминиковский взял на себя большой труд составить указатель к части, касающейся окрашенных в шлифе минералов.

А. Н. Заварицкому я обязан советом предпослать каждому отделу сводную таблицу, что мною исполнено; В. Н. Звереву – советом издать книгу.

Естественно желание выразить им свою искреннюю благодарность.

Июль 1931 г.

В. Лодочников



*Владимир Никитич
Лодочников
1887-1943*

ВСТУПЛЕНИЕ

По пороодообразующим минералам есть прекрасная книга на русском языке. Это книга Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Д. С. Белянкина – «Петрографические таблицы». Вы, вероятно, с ней знакомы. В этой книге собрано достаточное количество данных для главных пороодообразующих минералов. Первый автор говорит, что составил книгу для того, чтобы можно было разбираться в минералах на основании их простейших признаков, не вдаваясь в особенные подробности в отношении определения, не применяя точных методов. С этой точки зрения книжка составлена прекрасно, и она далее переведена на английский язык как учебник для студентов. Но меня она не удовлетворяет в том отношении, что там не оттеняются достаточно резко, а частью и совсем опускаются, диагностические признаки в смысле различения подобных минералов друг от друга: не указываются местами те ошибки, которые часто могут произойти по той причине, что многие минералы очень похожи друг на друга, почему их легко сметать друг с другом при так называемой массовой работе.

Мои лекции в отношении каких-нибудь констант, в отношении свойств минералов и т.д. дадут, за исключением немногих, но очень важных по-моему мест, мало нового. Тем не менее я старался составить этот курс для студентов для того, чтобы именно предостеречь от возможных ошибок – это во-первых, а, во-вторых, для того, чтобы дать способы наипростейших различений минералов друг от друга даже без помощи такого простого метода (правда, иногда дающего значительные ошибки для тех, кто не очень хорошо с ним знаком), как коноскопический метод. Даже этот метод я опускаю в своих лекциях для студентов, имея в виду главную цель, преследуемую при занятиях со студентами: ввести их в так называемую массовую работу¹ петрографа, предупреждая во всех случаях о возможных при такого рода работе ошибках и указывая на способы их избежать. Это, я думаю, нам придется делать почти во всех случаях, потому что для тех, кто будет заниматься пороодообразующими минералами для определений ответственных, для тех, кто,

См. В. Н. Лодочников. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества. Издание Всехимпрома. Л. 1930, п. 97а. То Дальнейшем – «Основы». Для 2-го [и 3-го – «Основы кристаллооптики», 1917] издания пункты остаются теми же.

как самостоятельные работники, отвечают за все то, что они пишут, – для них точные методы совершенно необходимы: в начале работ самостоятельных к точным методам (коноскопии, федоровский метод) абсолютно обязательно прибегать возможно чаще.

Константы большей частью я беру из известных справочников. Один из них классический – Розенбуша и Мюгге – и второй – новый справочник Уинчела, американского минералога. Справочник Розенбуша стал классическим для всех подробностей, для данных, относящихся не только специально к микроскопии породообразующих минералов, но разъясняющих также генезис минералов и т.д.

Курс Уинчела отличается от книги Розенбуша – Мюгге в том отношении, что здесь гораздо больше минералов, но подробностей меньше. Этот курс скорее предназначен для минералогов, потому что здесь имеются такие редкие минералы, которые не встречаются десятками лет или, во всяком случае, встречены в трех – пяти местах земной коры. Оптические данные для таких раритетов, конечно, должны иметь совершенно второстепенное значение по сравнению с другими методами исследования. Едва ли кто-нибудь на основании таких оптических данных станет определять какой-нибудь минерал, встреченный всего 3–5 раз. Даже такие не очень редкие минералы, как, скажем, аксинит, никогда не следует определять только оптически. Нужно прибегать к химической проверке во всех такого рода случаях. Я не думаю, чтобы кто-нибудь из вас не попробовал проверить, если остановится на аксините, минерал на присутствие бора. С этой точки зрения данные, сверх тех, которые имеются в классическом труде Розенбуш – Мюгге, я считаю, конечно, для минералов не излишними, но определяющим моментом в диагностике таких минералов они служить ни в коем случае не могут. Кроме того, я должен предупредить, что Уинчел, по-моему, несколько увлекается корреляциями между оптическими свойствами и химическим составом минералов. В большинстве случаев мы этих корреляций не знаем, или известны они нам только в очень грубых чертах. Все те диаграммы, которые Уинчел приводит, иногда только грубо приблизительно, а иногда вовсе однозначно, не решают вопроса, и на них, как на таковые, только и можно смотреть. Возьмем, например, хлориты. Имеется масса диаграмм, из которых следует, что здесь оптические свойства более или менее однозначно связаны с химическим составом.

Однако французский минералог Орсель, занимающийся хлоритами не один год, пришел к заключению, что корреляции между химическим составом хлоритов и теми их оптическими свойствами, которыми мы располагаем, вывести почти невозможно, что, впрочем, совершенно понятно: неизвестных химических больше, чем получаемых констант. Мы дальше увидим, что даже такие прекрасно исследованные минералы, как полевые шпаты, еще до сих пор не поддаются корреляции.

В том курсе, который мы начинаем, по необходимости очень кратком, я не могу (должен предупредить об этом в своем вступлении)

останавливаться на минералах редких; здесь будут минералы главнейшие, минералы породообразующие, те, которые встречаются очень часто, почти в каждой породе. Я считаю, что для вас важнее будет узнать все свойства и признаки, отличающие главнейшие минералы друг от друга, чем углубляться в изучение более редких. Из последних я укажу только те, которые имеют большое генетическое значение, одно нахождение которых в породе, хотя бы в самом незначительном количестве, может указывать на способ образования (изверженные породы) или на источники (осадочные и метаморфические) происхождения пород. Что касается вообще справочников или учебников по породообразующим минералам, то я считаю нужным указать следующие:

Кроме данных, находящихся в курсах петрографии – например, Е. С. Федорова и В. И. Лучицкого, и минералогии – например, Г. Лебедева, В. В. Никитина (лекции), А. К. Болдырева, относительно породообразующих минералов специально имеются книги: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин – «Петрографические таблицы», ОНТИ, 1933 г.; Борис Попов – «Оптический определитель минералов горных пород», Петроград, 1916 г.; оригинально, именно в виде определителя, составленный курс. Оба этих русских учебника, сообразно преследуемым целям, являются одними из лучших во всей мировой литературе.

Для определения минералов механических осадков имеется В. П. Батурица «Опыт методики исследования механических осадков», Баку, 1930.

Кроме того, имеется перевод книги Е. Ларсена и Г. Бермана под ред. проф. Д. С. Белянкина «Определение прозрачных минералов под микроскопом», ОНТИ, 1937. Из иностранных сочинений привожу курсы:

1. Н. R o s e n b u s c h – M u g g e - Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Die petrographisch wichtigen Mineralien, Stuttgart, 1926–1927. Наиболее полный справочник по всем свойствам петрографически важных минералов.

2. A. M i c h e l - L e v y e t A. L a c r o i x – Les mineraux des roches, Paris, 1888. Первоисточник многочисленных данных по оптическим константам опять-таки исключительно породообразующих минералов.

3. A. N. W i n c h e l – E l e m e n t s o f O p t i c a l M i n e r a l o g y , Part II, New-York, 1933. Part III (Determinative), New-York, 1929. Приводятся оптические свойства всех известных минералов вообще. (Часть II переведена на русский язык с дополнениями: А. Н. В и н ч е л л, Оптическая минералогия. ИЛ, Москва, 1949; А. Н. В и н ч е л л и Г. В и н ч е л л , Оптическая минералогия. ИЛ, Москва, 1953).

4. J. P. I d d i n g s – Rock Minerals, New-York, 1911. Переделка с дополнениями 1 сочинения.

5. E. W e i n s c h e n k – Die gesteinsbildenden Mineralien, Freiburg, 1901.

1. P a u l N i g g l i – Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie, Berlin. 1927. Прекрасные таблицы с многочисленными рисунками. Автор не является специалистом, подобным предыдущим. Работа общего минералогического характера.

2. Н. В. M i l n e r – Sedimentary petrography, 1929. London. На русском языке с дополнениями В. П. Б а т у р и н а. Петрография осадочных пород, Москва, 1934.

[Из новых справочников по породообразующим минералам можно рекомендовать: Х. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы, т. I, II, III, IV, V, М., «Мир», 1965. В. Е. Трегер. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, М., 1958.

По отдельным группам минералов: А. С. Марфунин. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, М., 1962. Н. В. Соболев. Парагенетические типы гранатов. Наука, М., 1964. К. Б. Кепежинскас. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. «Наука», М., 1965. Е. А. Костюк. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. «Наука», М., 1970. Е. Н. Ушакова. Биотиты метаморфических пород. «Наука», М., 1971. Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин. Породообразующие пироксены. «Наука», М., 1971. К. Б. Кепежинскас, В. В. Хлестов. Статистический анализ минералов группы эпидота. «Наука», М., 1971.]

I. ОБЩАЯ ЧАСТЬ

1. Породообразующие минералы представляют собой буквально те камни, из которых строится здание пород, т. е. это основа петрографии и петрологии. Породообразующие минералы суть физико-химические единицы; породы представляют собою физико-химические системы, системы из этих единиц; наука же о горных породах, петрология, занимается соотношениями между этими системами, т. е. породами. Поэтому, естественно, без знания породообразующих минералов, их свойств, происхождения, вы не можете даже приступить к изучению петрографии, а также и петрологии, т. е. к познанию состава, к изучению происхождения и взаимоотношения горных пород.

Главные признаки и константы всех приводимых ниже минералов даются в кратких сводных табличках, предшествующих каждой группе; особое же внимание – и это я считаю главной целью своего курса – я буду обращать на возможные ошибки, на встречающиеся часто смешения различных минералов и на простейшие способы, с помощью которых можно иногда очень легко избежать грубых ошибок, даже не прибегая к точным методам исследования.

2. Теперь мы можем приступить непосредственно к предмету нашего изложения, и вот здесь, прежде всего, мы припомним главнейшее из кристаллографии¹ и повторим в немногих словах то, что мы узнали из подготовительного курса, из основ кристаллооптики².

Породообразующие минералы в совершенно подавляющем числе случаев представляют собою вещества *кристаллические*. Все же – и геометрические, и физические – свойства веществ такого рода определяются прежде всего их **сингонией**, называемой иногда неправильно системой. В системы группируются *абстрактные* геометрические образы, фигуры, и таких систем может быть бесконечное количество. Сингоний же всего шесть (полдюжины!), что обусловлено тем, что в *конкретных* природных телах, кристаллах, не существует осей симметрии, выше шестерных, и отсутствует также пятерная ось симметрии, столь часто наблюдаемая, например, в растительном Царстве. Отсутствие пятерных, семерных и т.д. осей обусловлено тем, что кристаллические вещества обладают особого рода

¹ См. А. К. Б о л д ы р е в . Кристаллография, 3-е изд., 1934.

² Как и всюду, в дальнейшем имеется в виду цитированный на стр. 6 учебник, условно обозначаемый ниже под названием «Основы».

однородностью строения, называемой векториальностью; в то время как в *аморфно-однородных* телах, например в однородных стеклах, растворах и пр., все свойства во всех направлениях совершенно одинаковы, в телах *кристаллически-однородных* свойства в различных направлениях, вообще говоря, различны, а в *параллельных направлениях* всегда одинаковы.

Породообразующие минералы вы будете изучать под микроскопом в шлифах, т. е. в тонких с параллельными плоскостями пластинках, изготовленных из пород. Если в одном таком шлифе встретится несколько отдельных зерен или кристалликов одного и того же минерала, то эти зерна в породе массивной¹ будут срезаны при шлифовке, вообще говоря, в произвольных, т. е. *различных*, направлениях, а это сводится к тому, как если бы вы наблюдали один кристалл в различных направлениях. По свойству векториальности кристаллического вещества поведение (оптическое!) этих разрезов одного и того же минерала должно быть поэтому различным, и частота, так сказать, такого различия должна будет, очевидно, зависеть от того, поскольку являются различными оптически отдельные *геометрические* направления в *данном* кристаллическом веществе. Например, если в данном минерале имеется шестерная ось симметрии, то это значит, как вы должны знать, что, повернув кристалл на $360^\circ / 6 = 60^\circ$, вы приведете в совпадение не только *пространство*, им занимаемое, но и *все без исключения* свойства этого кристалла. Иначе говоря, если вы взяли в кристалле какое-либо направление, не совпадающее с шестерной осью, то можете утверждать – имея в виду наличие последней, что имеется еще пять направлений, не совпадающих с шестым, вами выбранным, в которых (направлениях!) кристалл должен вести себя совершенно так же в отношении всех своих свойств, как и в выбранном вами направлении, хотя последнее – в данном случае – не параллельно вновь получаемым. Этим объясняется, во-первых, почему приходится прибавлять, что свойства в непараллельных направлениях различны не всегда, а только «вообще говоря» (см. выше), и отсюда же становится понятным, насколько важно, при изучении породообразующих минералов под микроскопом, знать, хотя бы самые элементарные основы кристаллографии, а в числе этих последних самым важным является понятие о сингонии: оно дает возможность предугадать «частоту», так сказать (см. выше) физически, т. е. и оптически, различных направлений. Вот эти абсолютно необходимые сведения в дальнейшем и приводятся.

Если в кристаллических веществах все зависит, таким образом, от направления, то, естественно, как это и предложил делать Е. С. Федоров, разделять эти вещества на группы именно по имеющимся в них специфическим направлениям. *Единичным*, т. е. единственным в своем роде, не повторяющимся *направлением* называется, по

¹ Массивной называется порода, в которой отдельные минеральные индивиды расположены произвольно, а не параллельно друг другу.

Федорову, такое направление, равному которому – физическими геометрически – мы в кристалле на найдем *при помощи тех или иных симметричных операций*. В таком случае, исходя из возможного количества таких единичных направлений в кристаллических веществах, последние можно соединить в следующие *шесть* групп [под-сингонии – гексагональная и тригональная – сейчас считаются

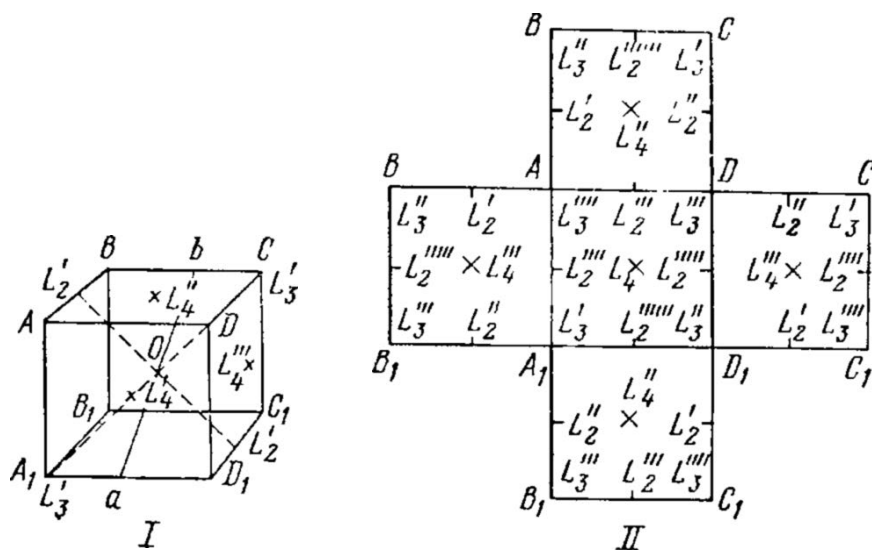


Рис. 1

равноправными сингониями, т. е. общее число сингоний 7], т. е. сингоний: 1) кубическую, 2) гексагональную, 3) тетрагональную, 4) ромбическую, 5) моноклинную и 6) триклинную.

1. **Кубическая сингония**. Возьмем (рис. 1, 7; на рис. 1, II фигура развернута на переднюю плоскость ADD_1A_1) кристалл, представленный кубом $ABCD A_1 B_1 C_1 D_1$, и положим, что в этом кристалле имеются те же элементы симметрии¹, что

¹ Напомню, что элементы симметрии бывают трех родов. Во-первых, оси симметрии, т. е. направления, прямые, поворотом около которых фигуры совмещаются сами с собою, причем в кристаллах могут присутствовать только двойные L_2 (поворот на $360^\circ : 2 = 180^\circ$), тройные L_3 (поворот на $360^\circ : 3 = 120^\circ$), четверные L_4 (90°), шестерные L_6 (60°) и никаких других – оси симметрии. Во-вторых, плоскости симметрии P , отражением в которых обе половины фигур совмещаются друг с другом. В-третьих, оси сложной симметрии, дающие совмещение фигур только помощью двух последовательных операций – поворота около оси и отражения в плоскости, перпендикулярной к этой оси. [В новой классификации видов симметрии вместо указанной выше оси сложной симметрии или зеркально-поворотной оси используется так называемая инверсионная ось, где также совмещение производится при двух последовательных операциях – поворотах около оси и преобразования через центр симметрии. См. Г. М. Попов, И. И. Шафрановский. Кристаллография. М., 1972.

Кроме того в качестве самостоятельного элемента применяют центр симметрии, который в тексте В. Н. Лодочниковым обычно не упоминается. Отметим также, что в каждой сингонии в тексте рассмотрен набор элементов симметрии, характеризующий наиболее высокосимметричные планаксиальные виды симметрии. Однако все эти детали, очень важные для минералогии, не имеют существенного значения для решения задач, поставленных в настоящей книге].

и в абстрактной геометрической фигуре – кубе¹. Тогда такой куб будет представлять высшую симметричную фигуру кубической сингонии, где имеются три четверные оси $3L_4$ (см. рис. 1), четыре тройные $4L_3$ и $6L_2$, а также девять плоскостей симметрии $9P$, проходящих через любые две оси симметрии. Благодаря наличию этих элементов, в *кристаллах кубической сингонии единичных направлений* нет: из любого направления, например ab (см. рис. 1, I) мы всегда сможем – при помощи имеющихся в кристаллах этой сингонии элементов симметрии – вывести несколько новых направлений, в точности равных и *геометрически и физически* взятому направлению ab ; взяв даже направление четверной оси L_4L_4 (см. рис. 1), мы выведем два равных ей направления $L''L''_4$ (поворот около $L'''L'''_4$ на 90°) и $L'''L'''_4$ (поворот L_4L_4 около $L''L''_4$ на 90°). Кроме того, кубическую сингонию можно характеризовать тем, что здесь всегда *имеются* больше чем одна *оси высшего* (чем два) *наименования*.

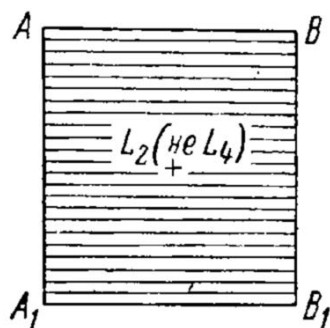


Рис. 2

2. Т е т р а г о н а л ь н а я с и н г о н и я . Исходя из куба рис. 1, I мы можем представить себе все остальные сингонии, кроме гексагональной, запомнив, что это можно сделать: 1) деформируя куб и 2) имея в виду, что в кристаллах не бывает пятых L_5 и высших, чем шестерная, осей симметрии^{1 1 2}. Вытянем куб рис. 1, I в направлении, например L'' , и притом так, чтобы он деформировался совершенно равномерно. Верхняя $ABCD$ и нижняя $A_1B_1C_1D_1$ грани останутся при этом, очевидно, квадратами, а все боковые грани вытянутся в прямоугольники, и мы получим прямую тетрагональную призму – рис. 3, I и 3, II (в развернутом виде) – $ABCD A_1 B_1 C_1 D_1$. Положив снова (см. 1-е примечание на стр. 14), что в кристалле рис. 3, I имеются те же элементы, что и в тетрагональной призме, получим

¹Геометрически совершенно точный куб кристалла может не обладать всеми элементами симметрии куба как *геометрической* фигуры, так как от симметрии кристалла требуется, чтобы симметрия эта отражала не только *геометрические* свойства этого кристалла, но и *все* вообще свойства его *вещества*. Например, куб пирита, совершенно точный геометрически, не имеет тем не менее четверных осей, имеющихся в геометрическом, абстрактном кубе. Это можно показать, изучая такой кристалл физическими и химическими методами, а иногда и сама природа показывает, что куб серного колчедана не соответствует в своей симметрии геометрическому кубу (см. рис. 1): на гранях первого видны иногда штрихи, параллельные AD (рис. 1, на грани $ABCD$), DC (на грани DCC_1D_1) и CC_1 (на грани BCC_1B_1), так что каждый квадрат грани куба пирита представляется в виде заштрихованного параллельными прямыми (рис. 2), и четверная ось симметрии, перпендикулярная к грани куба, отсутствует: повернув квадрат рис. 2 на 90° , мы получим, правда, совпадение всех сторон квадрата, но штрихи после поворота окажутся не горизонтальными, как на рис. 2, а вертикальными, и следовательно фигура не совпадает сама с собою (она может прийти в совмещение сама с собою только после поворота на 180° , т. е. в кубе пирита перпендикулярны к его граням двойные оси симметрии).

²Я привожу то мнемоническое правило, которым сам в свое время воспользовался для окончательного запоминания всего нижеследующего.

наиболее симметричный кристалл тетрагональной сингонии; в этом кристалле имеется одна четверная ось L_4 , четыре двойных оси $4L_2$ в плоскости, перпендикулярной к L_4 (см. рис. 3), а также пять плоскостей симметрии $5P$, проходящих через любые две оси симметрии, и в том числе одна, перпендикулярная L_4 . Таким образом, в тетрагональной сингонии имеется только одна ось L_4 высшего чем два наименования, и эта ось является единственным единичным направлением кристаллов тетрагональной сингонии: все остальные направления, т. е. не совпадающие с L_4 , повторяются при помощи поворотов вокруг L_4 .

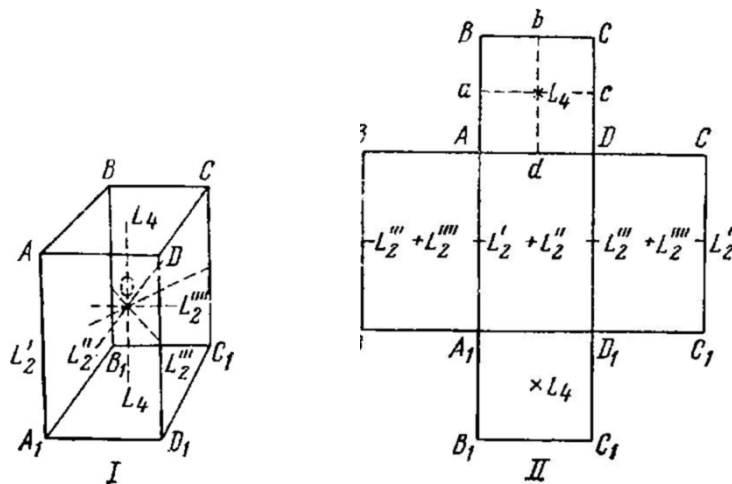


Рис. 3

3. Гексагональная сингония легко запоминается наряду с тетрагональной, если мы не забыли, что кроме четверных осей в кристаллах могут наблюдаться из высших осей только тройные L_3 и шестерные L_6 . В наиболее симметричной фигуре гексагональной сингонии имеется снова только одна ось высшего чем два наименования L_6 шесть осей L_2 в плоскости, перпендикулярной к L_6 , а также $7P$, из которых одна перпендикулярна к L_6 . Эта шестерная ось является единственным единичным направлением гексагональной сингонии. Из гексагональной сингонии выделяется тригональная подсингония [в современной классификации тригональная сингония], где высшей осью является тройная ось L_3 — опять единственное единичное направление.

Таким образом в тетрагональной и гексагональной сингониях (в том числе и в тригональной гипосингонии) имеется только одно единичное направление, с которым совпадает только одна единственная ось симметрии высшего чем два наименования (L_4 , L_6 и L_3). Отличаются эти сингонии друг от друга по особым направлениям¹ и необходимо запомнить, что в каждой из этих сингоний имеются

¹Эти особые направления перпендикулярны к граням главных призм: в тетрагональной сингонии таких особых направлений два (ac и bd на рис. 3), в гексагональной — три. Эти направления уже не единичны, — ac выводится из bd поворотом около L_4 — но равны друг другу.

пирамидальные классы, где отсутствуют плоскости симметрии P , перпендикулярные к осям высшего наименования.

4. Ромбическая сингония. Продолжая деформировать куб рис. 1, I , мы после призмы рис. 3, I , полученной от растягивания куба по L_4'' , дальнейшим растягиванием (или сдвливанием) призмы рис. 3, I , в направлении двойной оси L_2'' или L_2''' получим, очевидно, прямоугольный параллелепипед $ABCD A_1 B_1 C_1 D_1$ (в виде коробки спичек – рис. 5, и в развернутом на переднюю плоскость виде – рис. 4, II , как всюду и ранее, задняя плоскость при разворачивании не изображена); по сравнению с тетрагональной призмой, при такой деформации исчезнут квадраты основной призмы, превратившись в прямоугольники,

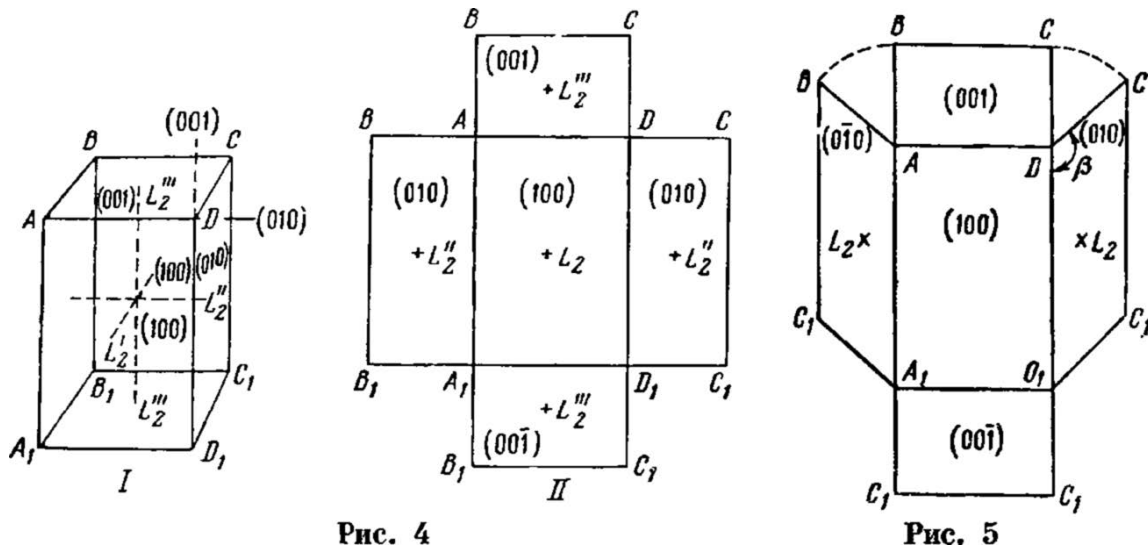


Рис. 4

Рис. 5

исчезнет четверная ось L_4 , превратившись в двойную, а также исчезнут двойные оси L_2' и L_2''' рис. 3, I . В получившемся таким путем кристалле, если положить, что в этом кристалле имеются те же элементы симметрии, что и в абстрактной геометрической фигуре (прямом и прямоугольном параллелепипеде) будут три двойных оси $3L_2$, взаимно перпендикулярные (рис. 4, I) и три же плоскости симметрии $3P$, проходящие через эти оси, т. е. снова взаимно же перпендикулярные. Таким образом, в ромбической сингонии имеются только двойные оси – осей высшего чем два наименования нет – и три взаимно перпендикулярные единичные направления, так как, очевидно, что любое направление, не совпадающее с двойными осями, может быть повторено поворотом около этих осей на 180° , а направления, совпадающие с двойными осями, не повторимы, ибо оси L_2 взаимно перпендикулярны.¹

¹ Очень полезно (и даже весьма необходимо!) запомнить, что при повороте вокруг двойной оси L_2 на соответствующий ей угол (180°): а) повторяются направления, например, AB (рис. 6), только косо эту двойную ось пересекающие; из перпендикулярного к L_2 направления CD нового после поворота, получить нельзя. Точно так же поворотом на 180° около L_2 плоскости не выводятся плоскости нового положения, если взятая плоскость проходит через L_2 или перпендикулярна к L_2 .

В случае с ромбической сингонией необходимо для успешной работы знать еще, что пинакоиды [все – и (100), и (010), и (001)] либо параллельны здесь плоскостям симметрии, либо перпендикулярны к двойным осям симметрии, что кристаллографические оси (все – и [100], и [010], и [001]) либо являются двойными осями, либо перпендикулярны к плоскостям симметрии, что в ромбической сингонии координатные, а следовательно, и кристаллографические оси взаимно перпендикулярны.

5. Моноклинная сингония.

Если, продолжая деформировать куб, мы последний полученный параллелепипед сдавим в направлении теперь уже косом к направлениям L_2' или L_2'' рис. 4, I (предположив, например, в точках A, B, C, D и т.д. шарнирные скрепления), то первый (100) и третий (001) пинакоиды останутся прямоугольниками, а второй пинакоид (010) превратится в параллелограмм, причем сам прямой и прямоугольный параллелепипед рис. 4, I превратится в наклонный прямоугольный параллелепипед (рис. 5).

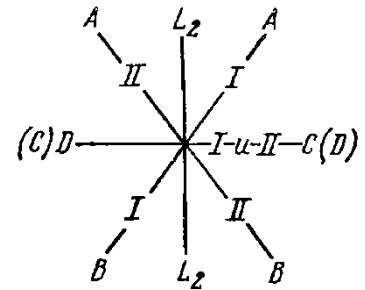


Рис. 6

6. В полученном нами таким путем кристалле, если представить, что в нем имеются те же элементы симметрии, что и в полученной фигуре мы будем иметь только одну двойную ось L_2 , перпендикулярную к грани, выраженной параллелограммом (DCD_1C_1 на рис. 5), а параллельно последней, т. е. перпендикулярно к двойной оси, будет находиться плоскость симметрии P . Все направления, лежащие в плоскости симметрии P , не повторимы, так как перпендикулярно к ней имеется только двойная ось, которая, очевидно, акже не повторима (она перпендикулярна к P и, следовательно, отражение в P – единственная остающаяся симметрическая операция – не даст новых направлений).

Таким образом, в моноклинной сингонии имеется бесчисленное множество единичных направлений, лежащих в одной плоскости, и, сверх того, еще одно единичное направление, перпендикулярное к этой плоскости; в этой сингонии возможна только одна двойная ось (осей высшего наименования, снова, как и в ромбической сингонии, нет).

В моноклинной сингонии только один пинакоид (010) в виде параллелограмма является либо плоскостью симметрии, либо перпендикулярен к двойной оси симметрии, как, равным образом, только одна вторая кристаллографическая ось [010] либо является двойной осью, либо перпендикулярна к плоскости симметрии. В моноклинной сингонии только две координатные оси образуют острый угол, и, следовательно, только одна координатная плоскость остроугольна, остальные две прямоугольны. Угол β характеризует степень отклонения от ромбической сингонии.

7. Триклинная сингония. Наконец, наклоняя параллелепипед под углом к его первому наклону (см. рис. 6), получим косой и косоугольный параллелепипед, все грани которого являются

параллелограммами. Здесь уже *нет никаких простых элементов симметрии*; имеется только сложная симметрия, но операции, обусловленные последней, не дают, как видно из рис. 7¹, новых, т. е. не параллельных первому выбранному, направлений, а потому в *триклинной сингонии все направления единичны*.

В триклинной сингонии все пинакоиды – параллелограммы, а также все пинакоиды и все координатные оси пересекаются под косыми углами; *ни взаимно перпендикулярных граней, ни таких же ребер, ни ребер, перпендикулярных к граням, нет*.

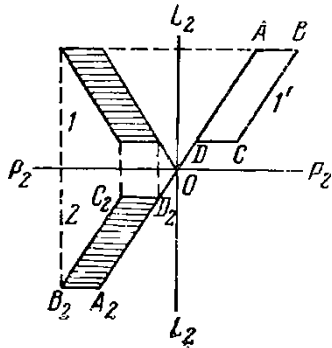


Рис. 7

Дальнейшие подразделения па классы [или виды симметрии] внутри каждой сингонии производятся на основании имеющихся элементов симметрии. При обычных микроскопических исследованиях таким разделением на классы пользоваться приходится редко. Однако даже при массовых методах работы мы иногда совершенно определенно говорим, что перед нами может быть только турмалин, если заметим призмочку, хорошо ограниченную, но с различным, несимметричным,

развитием граней на ее концах: в таком случае мы пользуемся тем, что турмалин относится к пирамидальному, а не бипирамидальному виду симметрии [ср. со сказанным и в 3), в конце]; зная что пирит принадлежит к дидодекаэдрическому классу симметрии кубической сингонии и заметив, что непрозрачный минерал дает правильный пятиугольный разрез, мы относим его уверенно к пириту. Так как подавляющее количество породообразующих минералов относится к низшим видам сингонии, то в этих последних следует обязательно запомнить деление на классы.

В ромбической сингонии три класса: 1) ромбобипирамидальный, или ромбодипирамидальный, где имеются $3L_2$ и $3P$; 2) ромбосфеноэдрический, или ромботетраэдрический, где имеются $3L_2$, и 3) ромбопирамидальный с L_2 и $2P$. В моноклинной сингонии тоже три класса: 1) ромбопризматический, или просто призматический с L_2 и P ; 2) гемипризматический, или диэдрический безосный – только

¹ Из рисунка видно, что две последовательные операции сложной симметрии – поворот около L_2 на 180° и отражение в перпендикулярной к L_2 плоскости P_2 [что отвечает центру симметрии] – не дают новых направлений, меняя только имеющиеся на обратнопараллельные. С первого взгляда кажется, что положение 2 можно получить из положения 1, повернув просто фигуры 1 на 180° около оси, перпендикулярной к плоскости чертежа и проходящей через точку O . Однако, если стороны передняя (незаштрихованная) и задняя рис. 7 различны, то первая операция – поворот около L_2 на 180° – приведет фиг. 1 в положение 1', причем к нам будет обращена задняя (заштрихованная) сторона фиг. 1, а последующее отражение в P_2 не оборачивает фигуру 1'. Отсюда понятно, почему наличие сложной симметрии второго порядка тождественно центру *обратного равенства*, или центру инверсии: после симметричной операции все направления, оставаясь параллельными первоначальному, сделались обратными.

с P – и 3) осевой – только с L_2 . Триклинная сингония имеет два класса: 1) пинакоидальный с центром обратного равенства C и 2) гемипинакоидальный, или моноэдрический – без элементов симметрии. Ниже привожу табличку для низших сингоний.

2а. Главнейшим приложением деления кристаллических веществ на сингонии является в кристаллооптике, как вы должны знать («Основы» – пп. 42–48, 52–53), следующее. Оптические свойства всех вообще – а не только кристаллических – веществ совершенно *однозначно* выражаются их **оптической индикатрисой**, выпуклой однополостной поверхностью второго порядка, и притом так, что отдельные *геометрические* свойства этой поверхности дают возможность предугадать почти все отдельные же *оптические* свойства связанных с данной индикатрисой веществ.

В однородно-аморфных веществах, однородных стеклах, жидкостях и газах, а также в однородных кристаллах кубической сингонии, оптическая индикатриса есть шар. Каждый радиус этого шара дает коэффициент преломления той световой волны, которая совершает свои колебания (подчеркиваю: совершает свои колебания, а не распространяется; распространяется эта волна в перпендикулярном к радиусу направлении) по направлению этого радиуса. Так как все радиусы в шаре равны, то и волны в таких веществах распространяются с одинаковой скоростью во всех направлениях – это вещества *одинаково-* или *однопреломляющие*. Все сечения шара представляют собой одинаковые круги, и потому – согласно сказанному о полном соответствии геометрических и оптических свойств индикатрисы – все сечения однородно-аморфных и кубических веществ

Таблица трех низших сингоний

I	II	III	IV	V
Сингонии и виды симметрий	Единичные направления	Элементы симметрии	Кристаллографические оси a, b, c	Индикатрисы
Ромбическая Ромбодипирамидальный Ромботетраэдрический Ромбопирамидальный Моноклиная Призматический Диэдрический осевой Диэдрический безосный Триклинная	3 ∞^1+1	Плоскости и оси не выше двойных $3L_2+3P$ $3L_2$ $2P+L_2$ L_2+P L_2 P (L_2P нет)	Прямые углы все	Геометрически трехосный, оптически двухосный эллипсоиды. Оптическая симметрия всюду выше геометрической
	∞^3 , т. е. - бесконечное количество 3 порядка		Один угол ac – косой	
Пинакоидальный Моноэдрический			Косые углы все	
		C		

должны вести себя под микроскопом одинаково, а именно оставаться совершенно темными, черными, в скрещенных николях («Основы», п. 53а).

Оптическая индикатриса всех тех сингоний, в которых имеется одно только единичное направление, т. е. сингоний тетрагональной, гексагональной (и тригональной подсингонии) – выражается эллипсоидом вращения или сфероидом, в котором ось вращения также является единственным единичным направлением этой фигуры. Сечение (все сечения индикатрисы следует представлять себе, как и в самих кристаллах, проходящими через центр фигуры), перпендикулярное к оси вращения сфероида – и только это единственное сечение – является кругом, и потому световая волна, колебания которой совершаются по направлению радиусов этого кругового сечения, т. е. которая распространяется по направлению оси вращения, ничем не отличается, кроме скорости своего распространения (различной для различных веществ), от волны в веществах изотропных. В веществах, характеризуемых сфероидальной индикатрисой, имеется, таким образом, только одно направление, *одна ось*, по которой распространяется обыкновенная волна, и, таким образом, *кристаллы тетрагональной и гексагональной сингоний* (с тригональной подсингонией) *оптически одноосны*.

Наконец, в веществах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний оптическая индикатриса есть эллипсоид с тремя взаимно перпендикулярными и неравными друг другу осями $N_g > N_m > N_p$. Так как в таком эллипсоиде имеются два круговых сечения, то имеются и два перпендикулярных к этим сечениям направления, две оси, распространяющаяся по направлению которых световая волна должна вести себя как обыкновенная, вследствие чего *кристаллы ромбической, моноклинной и триклинной сингоний оптически двуосны*.

3. В основах кристаллооптики мы видели («Основы», п. 60), кроме того (и это всегда надо иметь в виду), что не очень редко наблюдаются и оптические аномалии, наиболее резко проявляющиеся как видимые непосредственно в таких минералах, которые должны быть изотропными. Если кубический минерал является членом изоморфной смеси двух каких-нибудь минералов, если он может проявляться не в виде однородного кристалла, а слоистого (например, гранаты), то нередко в таких случаях появляется в кубических телах анизотропия, потому что изоморфные слои имеют неодинаковый молекулярный объем, и происходят, как в быстро остывающем стекле, натяжения, вызывающие двупреломление. Другим важным фактором, который вызывает оптические отклонения, иногда служит наличие включений в минерале. Мы очень часто наблюдаем аномалии, зависящие от этих

¹ Остальные сведения в этом направлении вы найдете в «Основах» (см. указатель), которые написаны для того, чтобы читатель, изучив их, не делал ошибок (или делал их возможно меньше) при массовой петрографической работе. Настоящая книга тесно связана с «Основами».

включений, потому что или эти включения выкристаллизовываются ранее, или эти включения могут образоваться после кристаллизации включающих минералов, вследствие чего и происходят в обоих случаях явления натяжения в заключающем веществе. Эти две наиболее резкие и бросающиеся в глаза причины аномалии кубического кристалла и следует выделить прежде всего. Кроме того, аномалии наблюдаются в стеклах искусственных и естественных (стекла в лавах и иногда в небольших интрузиях). Вследствие быстрого остывания в стеклах получают натяжения, например в батавских слезках, и стекла, вместо того чтобы быть черными в скрещенных николях, начинают местами поляризовать темносерыми цветами. С остальными аномалиями мы познакомимся далее.

4. В связи с сингонией кристаллов находится их форма. Форма является наиболее важным диагностическим признаком (см., например, шп. 202, 345 и др.). Некоторые минералы обладают часто определенной формой; например, высокотемпературные апатиты встречаются в виде тонких призм, другие минералы в виде тонких табличек и т.д.

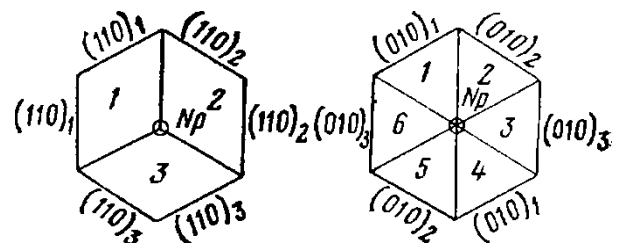


Рис. 8

Форма проявления минералов очень важна, но, к сожалению, хорошо образованные кристаллы в породах редки, и большинство породообразующих минералов встречается в виде неправильных зерен или неправильно образованных кристаллов.

5. Также важным признаком некоторых минералов являются наблюдающиеся в них двойниковые образования. Некоторые минералы очень просто определяются по характеру двойников. К таким минералам относится, например, кордиерит, который иногда дает секториальные тройники (рис. 8, I) и шестерники (рис. 8, II), и по этому признаку его можно отличать от сходных с ним кварца и полевых шпатов. Тройники характерны также, например, для довольно часто встречающегося в эффузивных породах тридимита. Весьма характерны полисинтетические (см. рис. 9) двойники для наиболее важного породообразующего минерала — плагиоклаза; полисинтетические двойники здесь иногда довольно сложны, в то время как у существенно калиевых полевых шпатов — ортоклазов — полисинтетические двойники никогда не встречаются; здесь они заменяются простыми двойниками, состоящими только из двух индивидов. Нужно также сказать, что полисинтетические двойники очень характерны для некоторых микроклинов, в которых две системы полисинтетических двойников пересекаются под углом, близким к прямому (конечно, в соответствующем разрезе). Точно такие же двойники характерны для анортоклаза, колеччатые и сердцевидные двойники обычны для рутила (см. рис. 43–45) и т.д.

Вы видите, как иногда по одним только двойниковым образованиям можно некоторые минералы очень легко отличить от им

подобных минералов. При наблюдении под микроскопом двойниковых образований необходимо иметь в виду¹, что такими наблюдениями, т. е. оптически, не могут быть различены такие двойники, в которых двойниковая ось:

1) перпендикулярна к имеющейся в кристалле плоскости симметрии, или

2) совпадает с имеющейся в кристалле осью симметрии (двойники с двойниковой осью, совпадающей с четными – L_2 , L_4 и L_6 – осями симметрии кристаллов, не имеют никакого смысла, ибо эти четные оси сами по себе являются по меньшей мере двойными), или

3) перпендикулярна к имеющейся в кристалле оси L_3 , L_4 или L_6 (но не L_2).

Имея теперь в виду то, что было сказано о сингонии кристаллов (п. 2), можно вывести из только что указанных положений следующее: из 1) – в ромбической сингонии не может быть оптических двойников по пинакоидам и по кристаллографическим осям, так как последние в ромбической сингонии перпендикулярны к пинакоидам; в моноклинной сингонии не может быть оптических двойников по второму (010) пинакоиду и по второй [0101 кристаллографической оси; в триклинной сингонии, где нет ни L_2 ни P , оптические двойники возможны по всем пинакоидам и по всем ребрам; в этих трех низших сингониях возможны двойники *оптические по всем остальным граням и ребрам*;

из 2) – оптические двойники в одноосных кристаллах невозможны по [001] и [00011, в ромбической по [100], [0101 и [001] и в моноклинной по [010];

из 3) – в одноосных кристаллах невозможны двойники оптические по призматическим граням любого положения или символа (отсюда, между прочим, понятно, почему под микроскопом вы никогда не видите двойников кварца, хотя призматические двойники – бразильские и дофинэ – у него не очень редки).

6. Следующим свойством, очень важным в качестве диагностического признака, является спайность. Вы знаете, что она делится на: в высшей степени совершенную, весьма совершенную, ясную и т.д. Некоторые минералы отличаются от других именно только спайностью, и, что самое важное, некоторые кубические минералы (кристаллы) отличаются от аморфных тел именно только одним присутствием спайности. Если вы видите минерал, который вы склонны принять, например, за опал, за аморфное вещество, а между тем в нем наблюдается спайность, то вы не имеете права этого делать, потому что спайность свойственна только телам кристаллическим и зависит только от векториальности кристаллического вещества. В рассматриваемом случае наличие спайности заставляет говорить, что минерал кубический, а не аморфный, т. е. не опал, а, скажем, флюорит. Таким образом, вы никогда, если внимательно рассмотрите породу, не

¹ См. «Основы», стр. 111–115.

примите анальцит – очень важный породообразующий минерал, иногда встречающийся в диабазах особого состава – за стекло; если вы будете внимательно его рассматривать, то, при достаточном числе разрезов найдете в нем спайность. Иногда, если вы не прибегаете к точным методам или к иммерсионному способу определения коэффициента преломления, анальцит и подобные минералы вы от стекла не отличите, и только наличие спайности, если, конечно, нет кристаллических форм, сразу вам указывает, что это не стекло, а какой-нибудь кубический минерал. Наличие форм само по себе достаточно, чтобы утверждать, что вещество не стекло.

Из основ кристаллооптики известно («Основы», пп. 103b, 104b и d), каким важным диагностическим признаком является спайность для различения таких важных из главнейших породообразующих минералов, как пироксен и роговая обманка. Кроме того, я еще раз повторяю, что спайность иногда может быть у минерала, может реализоваться в трещину в наблюдаемом зерне, но в данном шлифе, вследствие известного наклона к поверхности шлифа, вы этой трещины ни в каком случае не увидите («Основы», п. 99).

От спайности надо отличать отдельность. Трещины последней (плоскости скольжения) в шлифе проходят в виде совершенных прямых *непрерывно* через все зерно, в то время как такие непрерывные трещины наблюдаются иногда только у минералов с высшей степени совершенной спайностью (слюды, хлориты). Вообще говоря, трещины спайности почти всегда прерывисты.

Здесь нужно сказать, что некоторые минералы в известных условиях могут совсем не проявлять спайности. Сюда относится авгит (в эффузивных породах). Вместе с тем, другие минералы, для которых спайность не характерна, иногда проявляют прекрасную спайность именно в эффузивных породах. Я уже упоминал об этом в курсе кристаллооптики относительно оливина. Это очень важное обстоятельство в том отношении, что иногда, видя спайность оливина, вы можете принять его за пироксен и, не проверив очень простым способом, сделать грубую ошибку¹.

6а. Выше приводится табличка, заимствованная из «Основ» (п. 110) и дающая характер угасания минералов относительно трещин спайности, ограничений и удлинений или уплощений их разрезов в шлифах. Нормальные к плоскости шлифа трещины и плоскости ограничений не должны смещаться в сторону при опускании сфокусированного тубуса микроскопа и должны представляться под микроскопом в виде наиболее тонких прямых («Основы», п. 98). Прямые кресты обозначают прямое или симметричное, косые – косое угасание относительно перечисленных элементов. В случае возможности и прямого и косого угасания, чаще наблюдающееся^{1 1}

¹ Двойники и спайность дают возможность установить самую важную оптическую константу минералов, более важную, чем точная величина преломления, это – оптическую ориентировку. Ее я буду всюду приводить для ваших точных исследований.

Минералы	I					II		Удлинение разрезов
	Спайные трещины					разрезы минералов к плоскости их ограничения		
	пинакоидальные призматические					симметричные	несимметричные	
	нормальные тонкие и несмещающиеся	наклонные толстые и смещающиеся	нормальные к плоскости шлифа	наклонные к плоскости шлифа	косые			
Одноосные	+	+		+ и X	Только в искл. Случ. + (П. 105)	+	+ и X	см. П. 109
Ромбические	103a	+ и X	+ и X	104		108a	X	
Моноклинные	103b			104a		прямоугольные + 108b	X	
Триклинные	+ и X	+ и X	X	X		+ и X	X	
	103c	X		104c, e		108c	Только в искл. случаях +	
	X	X		X X		X X		
	Как исключение может быть 4-103d			104f		108c		

¹ Если видны две системы таких трещин, то обе дают *всегда* косое угасание.

обозначено более крупными крестами. Цифры дают пункты «Основ», где есть объяснения.

Пользоваться данными этой таблицы¹ для сколько-нибудь определенных заключений можно только в том случае, если наблюдения произведены не на одном-двух, а на нескольких разрезах минерала. Но и в последнем случае определенные заключения относительно сингонии минерала только на основании такого рода наблюдений получаются весьма редко. Если, например, сечения минерала в числе, скажем, одного десятка во всех случаях обнаруживают прямое погасание относительно трещин спайности различного наклона, т. е. и нормальных к плоскости шлифа и наклонных, то можно с очень большой долей вероятности утверждать, что перед нами одноосный или очень близкий к одноосному минерал (мусковит, биотит и пр.) с пинакоидальной спайностью. Если же хотя бы в одном случае получилось косое угасание, то можно сделать вполне

¹ Как, спросите вы, различать спайность пинакоидальную от призматической? Для наших методов работы это произойдет само собою; например, вы видите две, под прямым углом, трещины в минерале, принимаемом вами за пироксен; видите, что трещины стоят нормально, и минерал по ним гаснет; смотрите про написанное о пироксене и видите, что у этого минерала спайность по призме, и заключаете поэтому из таблички, что она должна давать косое угасание. Значит ваш минерал не пироксен и не андалузит, а может быть оливином; этот минерал ромбический, и из таблички видно, что нормальные трещины только пинакоидальной спайности ромбического минерала дают всегда прямое угасание и т. и.

определенное заключение: наблюдаемая спайность не может быть пинакоидальной спайностью одноосного минерала (в табличке в верхней строчке первых двух столбцов только прямые кресты) ни в каком случае; например, если предполагалось, что перед наблюдателем мусковит или мелилит, то можно утверждать, что исследуемый минерал не может быть ни тем, ни другим (из похожих на эти минералы может быть тремолит вместо предполагавшегося мусковита или цоизит – для мелилита). Точно так же, если предполагался, например, апатит, а в одном из симметричных разрезов получилось косое угасание, то это наверняка не апатит (андалузит или топаз и пр.). *В исключительных случаях может получиться прямое угасание даже там, где ему вообще нет места («Основы», п. 103 d).*

7. Следующим очень важным свойством породообразующих минералов является их окраска. Если бы породообразующие минералы не были в большинстве случаев в шлифах совершенно бесцветными, то по окраске мы могли бы различить многие минералы. К сожалению, окраска здесь мало дает, но иногда все-таки вы по окраске можете определенно говорить, что у вас не данный минерал, а другой. Например, если вы имеете несколько зеленоватый в шлифе (нормальной толщины) минерал¹, который вы хотите принять за оливин, то можно сказать, что это на 99% не оливин, потому что он в таких шлифах бывает почти всегда совершенно бесцветным. Мы будем в нашем дальнейшем объяснении всегда оттенять, что данный минерал имеет, скажем, оттенок такой-то для того, чтобы указать, что этот оттенок становится иногда очень важным диагностическим признаком. Например, начинающему трудно бывает иногда отличить топаз от ромбического пироксена. В неопытных руках это бывает всегда, хотя ассоциации, соответствующие тому и другому, различны. Но если вы видите ясно в шлифе (нормальной толщины) какой-нибудь цветной оттенок в зерне, принимаемом за топаз, то предположение ваше ошибочно.

8. Кроме того, окраска минералов имеет важное значение в том отношении, что породообразующие минералы в большинстве случаев анизотропны, в связи с чем находятся явления плеохроизма, о которых мы знаем из курса кристаллооптики («Основы», п. 64). Например, скажем, турмалин вы никогда не смешаете с обыкновенной роговой обманкой, если знаете, что схема абсорбции для того и другого совершенно различна. Кроме того, я укажу на плеохроичные дворики внутри самих по себе бесцветных минералов. Иногда только по одним этим плеохроичным дворикам можно отличить кордиерит – они здесь имеют лимонно-желтую окраску, меняющуюся при вращении зерна до бесцветной – от очень похожих на него плагиоклаза, кварца и т.д.

¹ В шлифах нормальной толщины кварц и плагиоклазы не должны иметь интерференционной окраски выше желтовато-белой, ортоклаз – выше светлосерой, моноклинный пироксен не должен поляризовать нежно-малиновыми цветами и т.д.

Плеохроичные дворики не редки, например, в хлоритах, но никогда не наблюдаются в серпентинах, минералах, не отличимых иногда оптически от хлоритов.

9. Огромное большинство породообразующих минералов, однако, кажутся в шлифах совершенно бесцветными. В этом случае для их различения приходят на помощь все те явления, которые связаны с их светопреломлением. На основании преломления мы разбиваем все наши минералы на отдельные группы. Ввиду бесцветности минералов вся картина минерала в шлифе связана с эффектом преломления, которое является очень важным диагностическим критерием при тех способах работы, которые мы имеем в виду. Вы знаете, что с преломлением связан, во-первых, характер ограничения. Чем выше или ниже преломление минерала по сравнению с канадским бальзамом, тем резче выделяется его ограничение. В очень высоко преломляющих минералах, таких, как гранат, циркон, сфен, ограничения их представляются в виде толстых черных контуров. Вы знаете, что включения воздуха в канадском бальзаме всегда выражаются в проходящем свете в виде черного круглого окаймления, в виде очень толстой черной линии, что зависит от весьма значительного различия преломлений канадского бальзама и воздуха, который находится в пузырьках внутри бальзама.

Затем в зависимости от преломления находится и характер поверхности минерала. Минералы, в которых преломление мало отличается от преломления канадского бальзама, кажутся в шлифе совершенно гладкими, имеют совершенно сглаженную поверхность, и если они находятся рядом с канадским бальзамом, то в проходящем свете поверхность их совершенно не отличается от гладкой поверхности пустого места в шлифе, заполненного канадским бальзамом. Чем выше или ниже преломление минерала по сравнению с канадским бальзамом, тем резче отличается его поверхность от поверхности канадского бальзама и, переходя за известные пределы в соотношениях между коэффициентом преломления минерала и канадского бальзама, поверхность начинает казаться такой, что мы называем ее шагреневой или поверхностью ватманской бумаги. Эта шагреневая поверхность опять является очень важным признаком для различения очень похожих друг на друга минералов. Например, вы должны набить глаз, рассматривая шагреневую поверхность апатита, потому что если вы не будете различать у этого минерала шагреневой поверхности, вы весьма легко можете спутать его с таким минералом, как нефелин, т. е. сделаете грубейшую недопустимую ошибку.

Кроме того, как сказано в курсе кристаллооптики, преломление влияет на свойства минерала в шлифе в том отношении, что у минерала появляется известный рельеф. Высоко преломляющие минералы кажутся в шлифе более толстыми по сравнению с низко преломляющими, как бы возвышаясь над последними в виде ровного плато. Наоборот, в эклогитах, состоящих из высоко преломляющих граната и пироксена и присутствующего иногда гораздо более низко преломляющего кварца, последний в проходящем свете кажется в виде дыр в шлифе, как бы пустых промежутков, находящихся

между первыми двумя минералами. Введение анализатора сразу же показывает, что здесь не дыры, а сравнительно низко преломляющий минерал – кварц. Поэтому я еще раз не могу с достаточной настойчивостью не оттенить огромное значение приучения глаза к улавливанию всех свойств минерала, связанных с его преломляющей способностью: прежде всего полоска Бекке¹, затем характер поверхности, ограничения и рельеф.

Наконец, в высшей степени важно приучить глаз к так мною названному дисперсионному эффекту² («Основы», п. 88). Именно, из двух соприкасающихся совершенно бесцветных минералов тот, который имеет более высокое преломление, кажется в шлифе зеленоватым (еле заметно), более низко преломляющий – золотистожелтоватым. Возьмите шлиф свежего микроклинового гранита и, садясь за работу с микроскопом, смотрите окраску – без анализатора – микроклина и кварца в их стыке (при этом хорошо, если она имеется, сдвигать диафрагму, находящуюся под столиком микроскопа). Раз заметивши этот эффект на этих двух минералах, вы вскоре заметите его и в стыке микроклина с канадским бальзамом и даже в стыке микроклина и альбита (первый желтоватый, второй зеленоватый), не говоря уже о стыках ортоклаза и олигоклаза. Пользу от затраченного на это времени вы сейчас же получите в сильном облегчении микроскопического изучения наиболее на земле распространенных гранитоидных пород.

10. К очень важным диагностическим признакам минералов под микроскопом относится их двупреломление, так как от последнего зависит интерференционная окраска разрезов этих минералов в шлифах. Но никогда не следует упускать из виду, что интерференционная окраска зависит от того, как прошло сечение по кристаллу минерала, а также и от толщины шлифа. В шлифах обычной толщины (ок. 0,03 мм) интерференционная окраска кварца и плагиоклазов не должна быть выше желтовато-белой (см. примечание к п. 7).

11. К немаловажным диагностическим признакам минералов, притом признакам весьма быстро и легко определяемым, относится так называемое удлинение минералов: если с удлинением разреза минерала в шлифе совпадает большая ось сечения эллипсоида, то удлинение называется положительным, в противном случае – отрицательным. Представьте себе, что у вас в шлифе находится бесцветный минерал, похожий на роговую обманку, но имеющий во многих наблюдаемых в шлифе сечениях более низкое двупреломление, так что вы начинаете сомневаться, действительно ли это роговая обманка; тогда вы попробуйте посмотреть на знак удлинения, и если найдете, что он отрицателен, то это сразу же покажет, что минерал ни в

¹ «Основы», п. 87а – в. Напомню мнемоническое правило относительно полоски Бекке: при поднимании тубуса микроскопа полоска перемещается на положительный, т. е. более преломляющий, при опускании – на отрицательный, т. е. менее преломляющий минерал.

² [Этот дисперсионный эффект известен теперь также под названием эффекта Лодочникова.]

кчем случае не может быть роговой обманкой, и, вероятно, это будет волластонит: у бесцветной в шлифах роговой обманки, тремолита, знак удлинения всегда должен быть плюсом, а у волластонита знак удлинения может быть и положительным и отрицательным. Или, например, вы склонны принять минерал за апатит. Вы проверяете знак его удлинения и находите, что у него удлинение положительное; тогда это скорее не апатит, который имеет почти всегда, а в изверженных породах всегда, отрицательное удлинение, и из похожих на него минералов можно подозревать или цоизит или мелилит. Отмечу еще, что у силлиманита удлинение должно быть положительным, у андалузита – отрицательным, у цоизита и эпидота удлинение может быть в одних случаях положительным, в других отрицательным. Большое значение знака удлинения (или уплощения) происходит, конечно, оттого, что этот знак дает по существу один из признаков ориентировки минералов, т. е. наиболее важной их характеристики: ведь и знак \pm , т. е. *неопределенный*, дает *вполне определенную* характеристику оптической ориентировки, а именно что с удлинением (или с перпендикуляром к табличке) минерала совпадает ось Nm .

12. Большую услугу, особенно, когда надо быстро и легко распознавать имеющиеся минералы, приносит исследование их состояния в смысле характерного для некоторых похожих минералов вторичного их изменения. Таким образом, очень часто вы по характеру изменения сможете отличить такие трудно различимые без анализатора минералы, как полевые шпаты существенно-калиевые, или ортоклазовые, и плагиоклазовые. Изменение существенно калиевого шпата ведет к тому, что этот минерал мутнеет и приобретает буроватый цвет, а при помутнении, вследствие изменения плагиоклазов, происходит обычно их посерение в проходящем свете. Во многих породах можно найти даже без анализатора, сколько у вас того и другого вида полевых шпатов только по характеру их изменения. Для этого следует поступать следующим образом. Каким-либо путем – точными методами или по нижеописанным признакам – вы нашли, что из двух соприкасающихся в шлифе зерен одно принадлежит плагиоклазу, другое ортоклазовому полевому шпату. Выведите анализатор и старайтесь уловить различие в проходящем свете. То же самое проделываете на другом стыке этих минералов и т.д. Можно сказать, что при внимательном отношении к делу вы, даже при небольшом навыке, наверно уловите и без анализатора различие между этими полевыми шпатами, если они, как это часто бывает в измененных породах, несколько помутнели. Точно так же по характеру и интенсивности изменения вы нередко сможете отличать без анализатора моноклинные пироксены от ромбических. При прочих равных условиях первые всегда окажутся менее измененными или совершенно свежими, в то время как вторые будут обнаруживать подтеки от железистых окислов или осаждение по трещинам либо по периферии зерен грязно-зеленовато-буроватых землистых продуктов,

так что любое зерно в породе ромбического пироксена будет отличаться и в проходящем свете от любого зерна моноклинного пироксена, а в этом как раз и состоит умение смотреть шлифы горных пород. Нужно всегда при рассмотрении шлифов стараться во что бы то ни стало, распознать породу минерала каким-либо путем и убедившись, что это именно данный минерал, сравнить его с другим похожим на него минералом. Это вам принесет огромную помощь в тех случаях, когда вам нужно подсчитать хотя бы приблизительно количественно-минералогический состав горных пород: ведь в скрещенных николях различные сечения одного и того же минерала выглядят почти всегда различно. Обращая внимание на продукты выветривания, на характер изменения, вы в очень многих случаях при внимательном отношении к делу сможете подсчитать эти минералы очень просто без анализатора, и тем, конечно, неизмеримо облегчите свою задачу при этом подсчете.

13. Важным, наконец, диагностическим признаком является во многих случаях и ассоциация минералов. Можно сказать, что мы, специалисты, часто совершенно не сомневаемся в правильности идентификации того или другого минерала только потому, что получили *известную и обычную* ассоциацию. Последняя, во-первых, определяет породу, а с теми или другими породами бывают очень часто связаны те или другие минералы; во-вторых, если вы определили главную массу минералов породы, то их химизм – а с минералами у вас должен быть непременно связан в представлении и их химизм – уже говорит о том, что вы можете ожидать встретить еще в нашей ассоциации: если, например, вы определили легко идентифицируемый эгирин или щелочной амфибол, то найдете естественным присутствие нефелина. [Правда эгирин и щелочной амфибол встречаются и в парагенезисе с кварцем, когда нефелин невозможен.]

Как только эта ассоциация становится такой, которая не совсем обычна, или же о какой-либо закономерности ассоциации думать не приходится, то самый опытный исследователь теряет очень много времени, чтобы убедиться, что такой-то минерал действительно находится в данной породе. Например, если в кристаллическом сланце или в роговике у меня много гиперстена, шинели или граната, то я всегда бываю осторожен и смотрю, нет ли в этой породе кордиерита, который легко принять за кварц или плагиоклаз. Кордиерит – очень трудно определяемый породообразующий минерал для нас, а также и для тех, кто работает точными методами. Приходится иногда тратить на простой роговик минут 20–30, для того чтобы убедиться, что здесь кордиерита нет. В кристаллическом сланце с большим количеством хлорита или цоизит-эпидотового минерала надо быть очень осторожным с кварцем, потому что иногда ни одного зерна кварца в породе нет, а порода кажется кварцевой. В особенности это относится к зеленым сланцам. Альбит в этих породах почти не отличается от кварца. Я говорю «почти» потому, что иногда вы можете убедиться, что у этого альбита преломление немного меньше канадского бальзама, или не отличимо от последнего

во многих сечениях. Этим исключается из ваших подозрений кварц; окончательно убедиться в этом можно, если проверить несколько зерен на одноосность точными методами.

Что касается других ассоциаций, то можно указать на очень редкое сонахождение оливина и кварца. Если вы определили кварц и склонны одновременно считать находящийся в том же шлифе минерал за оливин, то это нужно делать очень осторожно: эта ассоциация, правда, встречается, но очень редко. Мы теперь имеем основание объяснять возможность такой одновременной встречи и кварца и оливина¹. Никогда до сих пор не встречался кварц вместе с нефелином (см. п. 85, конец) или с минералами содалитовой группы: лейцитом, нозеаном, содалитом или гаюином. В этом отношении, как видите, ассоциации тоже дают многое для того, чтобы иметь возможность не принять одни минералы за другие. Для нас, специалистов, ассоциация является самостоятельным, весьма важным критерием для суждения о том, что имеется ли тот или другой минерал. Конечно, учение об ассоциации совершенно не касается тех, которые работают с тяжелыми порциями по иммерсионному методу [имеется в виду изучение фракций осадочных пород]. Здесь ассоциации мало помогают, и нужно быть в этих случаях особенно осторожным, особенно точным, чтобы не сделать каких-нибудь грубых ошибок, потому что, как вы знаете, иногда появление одного минерала связано – или по крайней мере должно связываться, пока вы ничего другого не знаете – с очень большими геологическими проблемами.

Все признаки отличия минералов друг от друга, о которых я сказал и на основании которых мы будем в дальнейшем определять минералы, основываются на простейших способах наблюдения, но для каждого начинающего (я еще раз говорю) точные методы совершенно обязательны. Каждый начинающий обязан возможно чаще проверять себя точными методами, не полагаясь исключительно на внешний вид или на какие-нибудь другие признаки. Мой великий учитель Е. С. Федоров указывал, как иногда легко принять, ошибившись, скаполит за кварц. Казалось у этих минералов нет ничего общего. Но иначе, как точными методами определения одноосности и знака, некоторые скаполиты не могут быть отличены от кварца. Этого обстоятельства нельзя упускать из виду при исследовании контактных известняков, поэтому я еще раз повторяю: возможно чаще прибегайте к точным методам – особенно это относится к начинающим, – иначе вы никогда не научитесь работать правильно и с достаточным успехом. Во всех случаях гораздо лучше выразить сомнение в правильности определения, чем говорить с уверенностью о том, в чем у самого тебя имеются сомнения.

14. Так как в нашем курсе мы имеем дело исключительно с минералами как компонентами горных пород, с пороодообразующими

¹ [Для одновременного нахождения кварца и фаялита таких препятствий не существует, так как чистого железистого метасиликата в числе минералов нет.]

минералами, и притом главными, то естественно указание на то, в каких породах такой-то минерал встречается, будучи для этих пород характерным. Во всех тех случаях, когда это имеет значение, мы будем останавливаться на связи минералов с теми или другими породами, и это будет следующая и последняя рубрика наших описаний. Это очень важно в том отношении, что есть такие минералы, которые никогда не встречаются как первичные в изверженных породах, например, опал, халцедон есть, наоборот, такие минералы, которые никогда не встречаются в осадочных породах, например лейцит, содалит, и есть, наконец, такие минералы, которые никогда или почти никогда не встречаются в кристаллических сланцах, например, анортоклаз, баркевикит, лейцит, содалит и пр.

15. До недавнего времени разделяли минералы на *первичные*, особенно в изверженных горных породах, и *вторичные*. Первичными назывались те, которые образовались непосредственно при остывании магмы¹, вторичными – вообще все минералы, образовавшиеся после отвердевания магмы. Затем 10–20 лет назад начали относительно этих вторичных минералов вводиться подразделения, причем, по-видимому, далеко не все полагают, что вторичными надо называть только минералы выветривания; те же минералы, которые несомненно образуются в магме путем поствулканических процессов, называют различно. Совсем недавно такие минералы, которые образуются во время поствулканических процессов *путем замещения* – это автор подчеркивал, – Седергольм предложил называть *девтеричными*. Как пример можно привести альбиты, образовавшиеся во время поствулканических процессов из более основного плагиоклаза, турмалины, образующиеся иногда за счет полевых шпатов, и т.д. Другой финляндский петрограф Эскола предложил называть вообще все минералы, образующиеся после отвердевания магмы, *постериорными*. Постериор значит – по-латыни – последующий. Эскола говорит, что мы не можем в огромном большинстве случаев отличить, что минерал действительно вторичный, а не третичный или четвертичный, и поэтому лучше будет называть все эти минералы просто постериорными.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг проводит, когда это возможно, еще более, так сказать, генетическую классификацию, выделяя минералы автокаталитические и пр., но это далеко не всегда можно провести. Лично я применял до сего времени термин *девтеричный* для обозначения того, что минерал не является продуктом выветривания, но это, как видно из последнего вышеприведенного объяснения автором этого термина, не является верным. Этот термин – *девтеричный* – оказывается сильно обязывающим лицом, его применяющее, так как далеко не всегда ясно – например, в породах с миаролитовой

¹ Магмой называется такая огненно-жидкая натуральная масса, которая, превращаясь при отвердевании в горную породу, не меняет в заметной степени своего объема.

структурой – образовался ли данный, несомненно постмагматический, минерал непосредственно путем отложения в мелких пустотах, или же он заместил, как этого требует термин девтеричный, бывший на его месте минерал. Мне кажется, лучше всего разделить породообразующие минералы, как это мы и будем делать в дальнейшем, на две большие группы: *магматические*, образовавшиеся из огненно-жидкой магмы непосредственно, и *постмагматические*, или *эпимагматические*, образовавшиеся тем или иным путем в затвердевшей уже породе. Эти две группы минералов мы можем выделить потому, что первые – магматические минералы – встречаются в виде вкрапленников в эффузивных породах и, следовательно, несомненно образуются – могут образоваться – в огненно-жидкой магме. Сюда относятся такие минералы, как кварц, полевые шпаты, апатит, оливин, пироксен, роговая обманка (не тремолит или актинолит) и т.д. С другой стороны, постмагматическими или эпимагматическими мы будем называть те минералы, которые в виде вкрапленников в эффузивных породах никогда никем не встречались и не могут, следовательно, образоваться непосредственно из огненно-жидкой магмы. [Это обратное положение не является вполне строгим. Как правильно отмечал сам В. Н. Лодочников, магмы, наиболее богатые водой, в которых можно предполагать первичную кристаллизацию некоторых силикатов, содержащих воду, будет легко кристаллизоваться при понижении давления, а следовательно, не могут изливаться на поверхность в виде лав или образовывать жилы, застывшие на небольшой глубине, с хорошо выраженной порфировой структурой породы. Однако, по мнению большинства исследователей, все перечисленные ниже минералы действительно не бывают первично магматическими]. Это будут: эпидот, цоизит, хлорит, серпентин, мусковит, турмалин, тремолит и т.д. Первые минералы могут, конечно образоваться и после затвердевания породы и путем метаморфизма, т. е. постмагматическими процессами, и даже водными; вторые же никогда не могут быть магматическими.

Недавно я обнаружил, что приблизительно такой же точки зрения придерживался немецкий петрограф Вейншенк, считавший, впрочем, некоторые антигориты за минералы магматические, хотя антигоритовых фенокритов еще никто не встречал.

16. С точки зрения правильности ограничений, а также зависимости или независимости этих ограничений от соприкасающихся, лежащих в породе рядом минералов, все породообразующие минералы, вне зависимости от состава, разделяются следующим образом. *Идиоморфные* (греческое *idios* – свой, собственный, данному предмету свойственный), или *автоморфные* (*autos* – сам, свой; *morphe* – форма), или *эвгедральные* (*eu* – хорошо, *hedron* – грань) – это те минералы, которые имеют хорошо выраженные формы, относящиеся к комплексу граней самого минерала, или формы, лучше выраженные, чем у другого минерала. Таким образом, эти термины имеют абсолютное и относительное значение. На рис. 9 имеется совершенно идиоморфный плагиоклаз pl_1 , но в породе, шлифе,

часть которого схематически представлена на рисунке, плагиоклаз менее идиоморфен, чем роговая обманка a , зерно которой не дало возможности развиваться другому зерну плагиоклаза pl_2 , как, в свою очередь, совершенно аналогично ее очертания испорчены биотитом bi . Минералы менее идиоморфные, чем другие, называются по отношению к последним *гипидиоморфными* (huro – под, в смысле подчинения), *гипавтоморфными*, или *субгедральными* (латинское sub = греческому huro). Наконец, на рисунке представлен минерал q – кварц, заполняющий только оставленные

промежутки между другими минералами и не имеющий поэтому собственных ограничений. Такие минералы называются *аллотриоморфными* (греческое allotrios – чуждый, не свойственный), *ксеноморфными* (xenos – чужой), или *ангедральными* (а или an – префикс отрицания).
Обращаю внимание, что кварц (кружки в центре рисунка) ксеноморфный: хотя зерно (треугольник) и ограничено прямыми линиями в разрезе, т. е. плоскостями в пространстве, однако из рисунка совершенно очевидно, что это суть плоскости минералов pl , a и bi , а не самого кварца, – к комплексу граней послед него они не принадлежат, что легко может быть показано на федоровском столике.

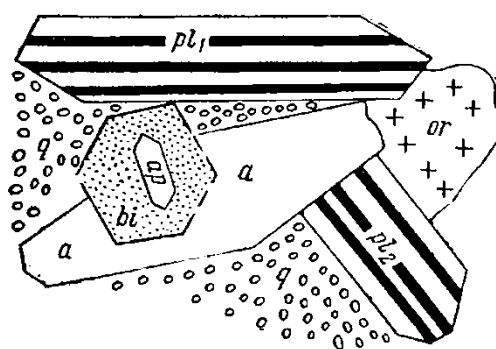


Рис. 9

На основании предыдущего, изображенные на рис. 9 минералы можно расположить в ряд по степени убывающего идиоморфизма: or , bi , a , pl , q и q .

Обыкновенно говорят, что это и есть *порядок выделения* этих минералов из магмы (в случае изверженной породы). Однако это далеко не всегда так, что доказано и наблюдениями, при которых порядок выделения определенно мог быть установлен как на основании других соображений, так и непосредственными наблюдениями кристаллизации двух минералов под микроскопом (Токарский).

Во всех случаях установления степени идиоморфизма лучше поэтому говорить именно о *порядке идиоморфизма минералов*, а не о *порядке их выделения*. Нелишне быть может добавить, что степень идиоморфизма минералов может быть установлена наблюдениями по всему шлифу породы и только в том случае, если минералы соприкасаются по плоскостям или поверхностям, т. е. в шлифе, разрезе, по линиям – pl_2 и a , или a и bi рисунка, а не по точкам (в шлифе; линиям в пространстве), как, например, для стыков pl_1 и a , или pl_1 и bi рисунка. Наконец, имеются еще термины для обозначения формы минералов. *Изометричными* формами (пространственными) или разрезами называются многогранники или соответственно многоугольники, развитые одинаково по всем направлениям. Игольчатые мелкие минералы называются *микrolитами* (Фогельзанг, Циркель); в разрезе они дают ясно удлиненные прямоугольники,

более или менее правильные формы. Брусочковидные формы минералов, представляющиеся в продольных разрезах в виде удлиненные прямоугольников, называются по немецкому слову *лейстами*. Часто термины микролит или лейста переносят с пространственных форм на разрезы их плоскостью шлифа. *Фенокристы* (у нас чаще- пишут *фенокристаллы*) большие, явные кристаллы, отчетливо видные в мелкозернистой или плотной, или стекловатой массе изверженных пород. [Следует помнить, что в разрезе легко спутать минералы игольчатые с минералами пластинчатыми.]

17. В заключение я еще раз напомним, что мы всегда имеем дело с анизотропными веществами, в которых свойства изменяются в зависимости от направления.

1. Если мы говорим, что двупреломление минерала такое-то, это значит, что у этого минерала – при данной толщине шлифа – может быть такая-то *наивысшая* (в главном сечении только!) интерференционная окраска, но в *зависимости от сечения* различные разрезы одного и того минерала могут иметь *всякую интерференционную окраску, начиная с наиболее высокой, данному минералу свойственной – в главном сечении, до наиболее низкой, черной – в изотропном сечении*, где эта окраска будет оставаться черной при вращении столика микроскопа.

2. Если мы говорим, что минерал обладает плеохроизмом, то опять-таки наиболее резко плеохроизм будет выражаться в определенном, главном, сечении, где вы имеете наиболее резко отличающиеся друг от друга по величине оси индикатрисы. Начинаящие обыкновенно сплошь и рядом на этом путаются и не желают, например, принимать минерал за биотит, если он не плеохроирует. Меж тем в *к р у г о в о м , изотропном, с е ч е н и и , в сечениях, более или менее близких к круговым (более или менее – в зависимости от резкости плеохроизма), м и н е р а л н е м о ж е т п л е о х р о и р о в а т ь* [это справедливо совершенно строго только для одноосных минералов].

3. В зависимости от двупреломления минералов находятся и все их свойства, зависящие от преломления, поэтому в очень сильно двупреломляющих минералах, например карбонатах, наблюдается в сечениях, близких к главному, известная вам псевдоабсорбция: в одном положении темноты разрез минерала обладает – по выводе анализатора – шагреневою поверхностью, а в другом положении темноты (через 90° от первой) поверхность почти ровная. В круговом сечении и близких к нему этой псевдоабсорбции, конечно, не будет.

4. Для каждого анизотропного сечения нужно наблюдать преломление к обоим положениям темноты и тогда уж относить минералы к той или иной из выделенных нами групп.

5. Правило, на которое я всегда обращаю внимание начинающих студентов на вступительной лекции по породообразующим минералам: нужно иметь в виду, что минерал может обладать прекрасной спайностью, но эта спайность может не быть видной в данном раз

резу минерала в шлифе, вследствие большого наклона трещины спайности к плоскости шлифа. Это правило, а также сказанное в пункте 6а, всегда надо иметь в виду и не делать поспешных заключений. К этому я еще прибавлю то, о чем уже говорил в кристаллооптике («Основы», п. 106–108).

6. Никогда не надо упускать из виду, что вы имеете дело с сечениями, т.е. с плоскими фигурами, представляющими разрезы в шлифе пространственных тел, кристаллов или зерен минералов. Из наблюдений одного только сечения никогда нельзя выводить почти никаких заключений о форме (пространственной) самого зерна. Я уже говорил в кристаллооптике, что включения могут находиться, например, в *центре сечения* минерала, меж тем как в действительности они помещаются на *периферии зерна* этого минерала. Это шестое, правило из тех, которые всегда надо иметь в виду при наблюдениях породообразующих минералов в разрезах, т.е. в шлифах.

7. Никогда, при необходимости подсчитать количественно минералогический состав, не забывайте, что часто можно сделать такой подсчет без анализатора, пользуясь различным характером изменения очень схожих минералов (см. п. 12).

8. Наконец, последнее и *наиболее важное* восьмое условие успешной работы: никогда не заменяйте цель – изучить и понять *физико-химическую систему* – средством, т.е. простым различением минералов по их физическим (оптическим) свойствам. За каждым минералом должен в нашем представлении стоять его *химизм*: иногда автор пишет о белой слюде *безоговорочно*, хотя описывает перидотит или богатый кордиеритом роговик; сразу бывает видно, что за оптическими, легко бросающимися в глаза свойствами автор забыл о химизме.

18. Что касается разделения нашего курса, разделения, удобного для всякого изучения природных объектов, то естественно произвести такое разделение не по признакам состава – непосредственно его под микроскопом мы не видим – а по свойствам, проявляемым именно под микроскопом. Свойства эти, оптические, зависят прежде всего от сингонии минерала. Однако сингония, из которой вытекает главнейшее свойство минералов, их оптическая ориентировка, далеко не всегда определяется под микроскопом, даже снабженным федоровским столиком, вследствие чего разбивка на группы по сингониям представляется в отношении породообразующих минералов мало рациональной (при разбивке с точки зрения точных методов разделение на одноосные и двуосные минералы, конечно, наиболее рационально). К резко бросающимся под микроскопом признакам относится прежде всего окраска минералов в шлифах; поэтому *первым подразделением* будет разбивка всех породообразующих минералов на две наибольшие группы:

А. Минералы бесцветные или почти бесцветные.

В. Минералы ясно окрашенные.

Дальнейшие подразделения в типе А естественнее всего произвести на основании светопреломляющей способности минералов, взявши – опять-таки наиболее естественно – за эталон для сравнения канадский бальзам, в котором монтируются объект; наших исследований – шлифы. Подразделения по указанному признаку, если иметь в виду, что преломление определяется при этом грубо, на-глаз, несколько субъективны. Я считаю возможным – на основании практики своей работы со студентами – разбить порообразующие минералы на *семь групп*, принятых в «Основах» (п. 89). Если, однако, работающий, особенно в первое время, будет затрудняться в отнесении минерала к той или иной определенной группе, то едва ли для него представит затруднение отнести с уверенностью минерал к двум или трем группам одновременно, например: 1,2 + + 3 + 4,5 + 6,7 или 1 + 2,3,4 + 5 + 6,7 и т.д. В таком случае круг выбора по отношению к неизвестному минералу несколько расширится, но все-таки придется делать выбор между ограниченным числом минералов, и т.д. В каждой из семи групп минералы расположены опять-таки по увеличивающемуся преломлению, и потому естественно, что без точного определения преломления смежные минералы, – одни, отнесенные в конец одной группы, и другие, находящиеся в начале следующей группы, – отличить по принадлежности к той или другой из групп уже невозможно, если в стыке (для сравнения по преломлению) нет минералов из другой группы. Здесь придут на помощь другие свойства минералов. Минералы, ясно окрашенные, не имеет смысла разбивать по цветам, – их не так много, поэтому и в группе В минералы расположены приблизительно по увеличивающемуся преломлению. Сводной общей таблицы для всех минералов я не даю: каждый *должен* составить ее сам, как ему кажется наиболее удобным, чтобы с наибольшим же удобством пользоваться приводимыми в этой книжке данными. Такого рода «активность» абсолютно необходима.

Таким образом, для определения неизвестного минерала – при пользовании только настоящими лекциями – необходимо:

1. Решить вопрос, к какому из двух типов, А или В, он относится.
2. Если минерал относится к типу А, необходимо прежде всего решить, к какой группе (см. оглавление) или к каким смежным группам он может быть отнесен по п р и з н а к а м , з а в и с я щ и м о т п р е л о м л е н и я .
3. Затем уже разыскивать в выбранной группе (или смежных группах) отвечающий данному минералу, пользуясь остальными признаками. Для быстрой ориентировки в этом последнем отношении служат сводные таблицы, предшествующие каждой подгруппе, где собраны главнейшие признаки минералов.
4. Если минерал таким путем намечается совершенно ясно, необходимо все же обратиться к пунктам, где о нем излагается (эти пункты приведены в табличках), останавливаясь с особою

внимательностью на пунктах, указывающих близкие к нему минералы (см. последние столбцы в табличках – диагностика и обычные для него ассоциации).

II. БЕСЦВЕТНЫЕ ИЛИ ПОЧТИ БЕСЦВЕТНЫЕ В ШЛИФАХ МИНЕРАЛЫ

1-я группа; $n = 1,41-1,47$

19. К 1-й группе мы отнесем те минералы, которые имеют поверхность *шагреневую обратную*, благодаря их гораздо более низкому преломлению 1,41–1,47, чем у канадского бальзама ($1,537 \pm 0,004$). По причине такого низкого преломления у минералов этой группы наблюдается *обратный рельеф* и, если так можно выразиться, *обратные ограничения*, т. е. резкие ограничения, зависящие не от более высокого, а, наоборот, гораздо более низкого преломления минерала, чем канадского бальзама. *Дисперсионный эффект* в стыке с канадским бальзамом и всеми остальными минералами совершенно отчетлив: минералы кажутся в таких стыках золотисто-желтыми при наблюдении без анализатора, и полоска Бекке перемещается от них, а не в сторону их. Ниже приводится краткая табличка главнейших свойств.

Опал

20. **Опал**, или аморфный кремнезем (с водой, быть может адсорбированной), вещество аморфное и поэтому никакими специфическими формами не обладает. Встречается в виде неправильных зерен, агрегатов неправильной формы, в виде заполнения пустот, трещинок породы, псевдоморфоз заполнения и проч.

Следующее свойство – спайность. Конечно, здесь об этом не приходится говорить, так как опал не кристаллический. В шлифах опал обыкновенно бесцветен, причем, вследствие низкого показателя преломления, хороший глаз может заметить явления дисперсии, связанной с преломлением, тот дисперсионный эффект, о котором я говорил в кристаллооптике, благодаря чему опал кажется в стыках с канадским бальзамом и другими минералами отчетливо золотисто-желтоватым. Если вы будете иметь заведомый опал, постарайтесь наблюдать эту отчетливо золотисто-желтоватую окраску дисперсионного эффекта (а не окраску минерала). Благодаря этому в нормальных шлифах, с которыми вы будете иметь дело, опал никогда не бывает синеватым или зеленоватым, а только золотисто-желтоватым или слегка буроватым, или красноватым. Двупреломления, как аморфное тело, опал не обнаруживает, но иногда наблюдаются оптические аномалии или около включений или в наростках корках опала; благодаря этому появляются иногда серые поляризационные цвета.

Преломление опала от 1,406 до 1,46, вследствие чего он и попадает в нашу группу. Он часто превращается в халцедон и мелкоагрегатный кварц. Минерал исключительно водного происхождения или

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники	Преломление и ориентировка	Двупреломление в тысячных	2V	Диагностика
1. Опал 20 ¹ Si O ₂	Аморфные, бесформенные массы; выполнение трещин и пустот Кубическая; большей частью бесформенный Псевдогексагональная; шестигр. табл., агрегаты черепичаго строения	Нет с (111) Нет	Нет Нет 2 Клинов., сектори-альные	1,406–1,46 1,434 1,469-1,473	0	+35 +43	Стекла 21 Флюорит 22 Гранат 23 Опал 22 Гранат 26 Тридимит 27 Кристобалит 30 Опал 30 Флюорит 27 Цеолит 30
2. Флюорит 24-5 CaF ₂							
3. Тридимит 28-9 SiO ₂							

¹ Эти цифры таблицы указывают пункты книги.

² Здесь и далее речь идет только о двойниках, различаемых оптическими методами.

гидротермальный в отложениях гейзеров (горячих источников). Нередко опал находится в цементе песчаников, иногда дает псевдоморфозы заполнения по пироксену, роговым обманкам, оливину и т.д. Когда опал дает вторичное образование не по минералу, а по целой породе, то вся порода превращается в опал, но при этом иногда структурные особенности породы остаются нетронутыми или почти нетронутыми. Такие опаловые породы встречаются на Армянском плато. В этих породах даже можно отличить, что это не бывшие порфириды или андезиты, а бывшие туфы. В скрещенных николях такие породы представляются совершенно темными, но стоит вывести анализатор, и вы по узорам мутных частиц в опаловом веществе можете восстановить бывшие вкрапленники, в которых по формам разрезов можно узнать плагиоклазы, амфиболы и пироксены, и основную массу, в которой мутные частицы обрисовывают микролиты плагиоклазов, так что видна бывает даже флюктуационная текстура в бывшей лаве. Тем, которые работают в Армении, надо иметь в виду, что совместно с месторождениями таких опаловых пород находятся месторождения серы и вообще месторождения полезных ископаемых; происходили очень сильные гидротермальные процессы, и могли образоваться месторождения. Температура образования опала обычно низкая, ниже 100°, и в гейзерах около 100°

21. Теперь самое главное, для чего я буду здесь читать свои

лекции: с чем можно спутать опал? Прежде всего опал можно спутать со стеклами, естественными вулканическими стеклами липаритов, трахитов и других пород. Встречаются также породы, в которых без точного определения показателя преломления вы никогда не сможете сказать, с чем вы имеете дело – с опалом, аморфным кремнеземом, происшедшим из органических веществ, например со спикулями губок, или имеете дело с пепловидным туфом. Единственным признаком, очень легко и совершенно категорически отличающим такие образования, является коэффициент преломления. Если эти частицы, имеющие иногда клиновидную, игловидную, вильчатую форму, очень напоминающую спикули губок, если эти аморфные частицы имеют коэффициент преломления ниже 1,485 или возьмем 1,480 (это, так сказать, «запас прочности»), то это вещество ни в коем случае не может быть вулканическим стеклом и, следовательно, пеплом. Конечно, я имею в виду более или менее свежие породы, в которых вы можете подозревать туф, потому что сам туф может превращаться в опал. Частицы, весьма напоминающие спикули, могут быть заполнены опалом, но он будет здесь вторичным по пепловым частицам. Мне пришлось иметь дело с таким образованием (потому я и обращаю на это ваше внимание) в местности, где никто не ожидал встретить туфы: с полурыхлым туффитом в б. Воронежской губернии. Трудно было поверить, что в этих местах действительно может быть встречен туф. Когда же был определен показатель преломления тех частиц, которые можно было принять за трепеловидные образования (трепел – аморфный кремнезем), и было найдено, что показатель преломления равен 1,520, конечно, никакого сомнения не осталось, что здесь налицо стекловидные частицы туфа, а не трепеловидные образования. Значит, самое главное, с чем можно спутать опал, это вулканическое стекло с низким показателем преломления.

22. Далее, опал можно спутать еще с флюоритом. Но флюорит есть кубический минерал, имеющий хорошую спайность. Однако, как я вам уже говорил, спайность иногда может присутствовать в минералах, но трещин ее может быть совсем не видно в шлифе. В таком случае опал от флюорита иначе как по наличию в последнем хорошо образованных кристаллов, если они имеются, или по ассоциациям (например, большое количество в породе топаза и турмалина говорит, что у вас, скорее всего, не опал, а именно флюорит), или по коэффициенту преломления (ниже 1,430 только опал – из этих двух минералов), или по химическим реакциям – отличить невозможно.

23. Начинающие очень часто смешивают опал – по его хорошей шагреневой поверхности – с гранатом. Гранат у нас находится в последней группе. Это недопустимо, потому что преломление граната больше канадского бальзама – это, во-первых, а во-вторых, гранат – это такой минерал, который из всех порообразующих минералов наиболее часто встречается в хорошо ограненных кристаллах, в то время как опал, конечно, никаких кристаллографических ограничений, как вещество аморфное, иметь не может.

Флюорит

24. Следующий минерал у нас будет флюорит – CaF_2 . Сингония этого минерала кубическая. Значит, он изотропен, черен в скрещенных николях. Характерна для него спайность по октаэдру, форма эта обозначается (111), и октаэдр состоит из 8 граней, т. е. четыре пары параллельных граней, и, следовательно, в благоприятном сечении вы будете иметь две или даже три системы пересекающихся друг друга параллельных трещин. При известном наклоне к шлифу трещины спайности, однако, исчезают. Для такого минерала, как флюорит, это исчезновение видимых трещин спайности будет происходить при углах наклона около (грубо) 25° , и потому, если мало зерен, трещин спайности может и не оказаться (см. правило 5 в п. 17). Флюорит иногда обнаруживает оптические аномалии, а именно в том случае, когда он является наросшим, в наросших кристаллах. В горных же породах, в виде порообразующего минерала, флюорит очень редко бывает аномальным. Цвета интерференции в аномальных флюоритах доходят, при шлифах нормальной толщины, до светлосероватых или сероватых. Иногда в шлифе флюорит бывает достаточно ясно окрашенным в фиолетовый цвет, цвет слабого химического карандаша. [Нередко эта окраска наблюдается в виде ореолов вокруг включений радиоактивных минералов, например циркона, т. е. как в биотите, но здесь эти дворики не плеохроируют]. Хороший глаз должен видеть во всех зернах флюорита – не окрашенного в фиолетовый цвет – дисперсионный эффект, благодаря которому низкопреломляющий минерал кажется имеющим очень слабый золотисто-желтый оттенок. Если у вас есть в шлифе флюорит, однозначно определенный, как именно флюорит, я советую присмотреться к нему в проходящем свете, чтобы развить в своем глазу способность различать этот дисперсионный эффект, потому что здесь он выражен очень резко, благодаря низкому преломлению флюорита; коэффициент его преломления равен 1,434, т.е., как видите, находится в пределах преломления опала.

25. Встречается флюорит в изверженных горных породах как пневматолитический¹ минерал и характерен для грейзенов, турмалиновых гранитов, топазовых пород и т.д. 13 тех щелочных изверженных породах, которые были в моих руках (правда, немногочисленных), я всегда наблюдал флюорит, и указание на нахождение его можно встретить почти во всех подробных описаниях щелочных пород, так что я бы сказал, что ф л ю о р и т х а р а к т е р е н д л я щ е л о ч н ы х и з в е р ж е н н ы х г о р н ы х п о р о д . В обоих указываемых случаях флюорит

¹ Под термином пневматолитический, как и всюду в дальнейшем, предполагается процесс, в котором принимают большое участие флюиды (газы и пары). В каком агрегатном состоянии находится вся масса, производящая пневматолитиз, сказать в подавляющем числе случаев невозможно. Применяя привычный термин, я все же полагаю, что было бы осторожнее говорить во всех таких случаях не о пневматолитовом, а о «высокогидротермальном» процессе.

является минералом эпимагматическим. Флюорит встречается также в осадочных породах в виде так называемого ратовкита, как цемент песчаников. По данным Пустовалова, флюорит в ратовките коллоидальный. В таком же виде он встречен и в некоторых местах Западной Европы. Но, конечно, в этом отношении нужно быть очень осторожным, чтобы не принять его за опал.

В настоящее время флюорит образуется в французском источнике Пломбьер при температуре ниже 100° . Но такое термальное или низкогидротермальное образование флюорита редко, и флюорит следует считать прежде всего типичным пневматолитическим минералом.

26. Смешать можно флюорит с опалом (см. опал, п. 22). Начинающие иногда смешивают флюорит с гранатом. Флюорит отличается от граната тем, что он по преломлению в первой группе, а гранат в последней, а также по наличию спайности, которой в гранате нет. Кроме того, флюорит в породах очень редко бывает хорошо огранен.

27. Иногда флюорит можно еще спутать с кристобалитом и тридимитом, если последние не обнаруживают характерных своих признаков – ясного двупреломления, черепитчатого строения, форм и пр. Отличием под микроскопом является прежде всего хорошая спайность флюорита и, во-вторых, коэффициент преломления флюорита 1,434, в то время как у тридимита он не меньше 1,469, а у кристобалитом еще больше.

Тридимит

28. Следующий минерал у нас будет **тридимит** – кристаллический кремнезем преимущественно высокотемпературный. Сингония псевдогексагональная. Характерны шестигранные таблицы, видимые при большом увеличении в проходящем свете. Иногда встречается в виде октаэдров и в этих случаях несомненно представляет собой псевдоморфозу по кристобалиту. Иногда наблюдаются лейстовидные формы с прямым угасанием и отрицательным удлинением. Для тридимита, во всяком случае, отдельные индивидуальные кристаллы очень редки. Обычно, почти исключительно, можно сказать, он встречается в виде агрегатов. Нередко наблюдаются (спайности нет и это характерно) двойники, клиновидные и секториальные тройники, свойственные также, как вы увидите ниже, кордиериту и арагониту. Преломление тридимита колеблется в пределах 1,469– 1,473. Двупреломление у него колеблется от 0,001 до 0,004. Бесцветен, благодаря чему ясно виден дисперсионный эффект – золотистожелтоватый цвет в проходящем свете. При работе с тридимитом иногда приходится прибегать к точным методам и в этом случае нужно иметь в виду, что тридимит имеет небольшой угол оптических осей (около 35 и до 43°), положительный, в отличие от кристобалита, который является отрицательным. Ось N_g совпадает с перпендикуляром к (001).

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники	Преломление и ориентировка	Двупреломление в тысячных	2V	Удлинение	Диагностика
4. Крестобалит 32 SiO ₂	Псевдо кубическая. Таблитчатые агрегаты, очень редко октаэдры	Нет	Пересекающиеся полоски	4. 1,484–1,487	1–3; 0	до –35°		Тридимит 33 Лейцит 33
5. Анальцит 34 NaAlSi ₂ O ₆ · H ₂ O	Псевдокубическая. Бесформенный цемент в породах	(100)	Несколько систем полосок	5- 1,480 до 1,490	ок. 1			Стекло 35 Лейцит 36
6. Содалит 37 3NaAlSiO ₄ · NaCl	Кубическая. Зерна, додекаэдры 61	(110)	(111) улавливаются очень редко	6. 1,483 до 1,490	0			} Позеан 38 Лейцит 40 Анальцит 40 Флюорит 40
7. Позеан 38 3NaAlSiO ₄ · 0,5Na ₂ SO ₄	Кубическая. Разъеденные зерна, додекаэдры 61	(110)	(111) улавливаются очень редко	7. 1,480 до 1,495	0			
8. Гаюин 39 3NaAlSiO ₄ · CaSO ₄	Кубическая. Зерна, додекаэдры 61	(110)	(111) улавливаются очень редко	8. 1,495 до 1,504	0			
9. Лейцит 41 KAlSi ₂ O ₆	Псевдокубическая. Тетрагонтриоктаэдры 61 часто с (100) и (110), изометрические зерна	Нет	Пересекающиеся системы полос под разными углами	9. 1,508–1,509	ок. 1–2			Группа содалита 40 Микроклин 42
Псевдолейцит–псевдоморфозы по лейциту, т. е. тетрагонтриоктаэдры, иногда в комбинации с кубом, и ромбическим додекаэдром, выполненные нефелином, различных альбитом, ортоклазом и серицитом в комбинациях – пункт 42								
10- Цеолиты 43 Алюмосиликаты Na и Ca с H ₂ O	Ромбическая и моноклинная преимущественно			10. < Канадского бальзама	б. ч. 3–7		±	Халцедон 44 Тридимит 30
11. Ортоклаз 45–8, Адуляр 48, Санидин } 48, (K,Na)AlSi ₃ O ₈ 65 и 66	Моноклинная. Таблицы, столбики, неправильные зерна	(001) и	[001] ⊥ (001) ± ⊥ (021) Не полисинтетич.	11. 1,525-6; 1,523-4; 1,517-9 ±(010) Ng=0° 1 (001) Nm = 59-7°	6-7	-60° до -88° и -0° до -35°		Адуляр 48 Санидин 48 Микроклин 49, 52 Кварц 53, 57 Кордиерит 55 Нефелин 56 Олигоклаз 57 Плагиоклаз 60 Канкринит 69
Пертиты (и аптиты)–закономерные сростания с плагиоклазами–см. 58–59								
12. Микроклин 61, 64,65, см. №11 Микропертиты	См. ортоклаз		См. № 11 и ⊥(010), [010] Часто пересекаются, решетка	12. См. ортоклаз <⊥(010)Ng ? 0 <⊥(001)Nm от 0° До 19°	6-7	-60° до -88°		Ортоклаз 49, 52, 63 Плагиоклазы 62 Анортоклаз 66 Нерешетчатый микроклин. См. № 11 См. № 12
13. Анортоклаз 66 (K, Na)AlSi ₃ O ₈ с плагиоклазовыми молекулами	См. микроклин			13. ⊥(010) Ng ? 0 N обычно несколько > чем у № 11 и № 12	6-7	-30° до -55°		
Карбонаты 67– см. в пунктах 183–198; по Np преломление < канадского бальзама								
14. Канкринит 68 3NaAlSiO ₄ · CaCO ₃ · H ₂ O иногда с SO ₃	Гексагональная. Неправильные зерна, цемент; редко столбики	(1010) в. с.		14. 1,515–1,524; 1,491–1,502; сульфатный 1,492–3	23 до 29 сернист. ок. 1	-0°		Серицит 69 Мусковит 69 Ортоклаз 69
Нефелин 70–преломление по Np иногда < канадского бальзама см. п. 75-84. Альбит 70–преломление по Np и Nm < канадского бальзама – см. п. 75–84.								
15- Стекла 71 вулканические	Аморфный			15.				Анальцит 35

29. Тридимит, как чистый кремнезем, химическим изменениям не подвержен, но иногда, как я говорил, образует псевдоморфозы по кристобалиту. Это – типичный вулканический минерал. Можно полагать, что в кварцевых порфирах или липаритах, которые имеют под микроскопом пойкилитовую структуру, т. е. распадаются как бы на губкообразную массу, где, так сказать, веществом губки является кварц, и в нем как бы свободно плавают полевой шпат, можно, повторяю, предполагать, что этот кварц образовался из тридимита. Тридимит можно найти очень часто в пустотах и минералах эффузивных горных пород, где он, надо полагать, является минералом пневматолитическим. Оказывается, что тридимит может быть и гидротермальным минералом. Действительно, такой гидротермальный тридимит получен одним швейцарским минералогом.

30. Тридимит можно спутать с кристобалитом. Отличие, если нет характерных для кристобалита октаэдрических форм, может быть установлено точными методами. Тридимит, как я сказал, положительный, кристобалит – отрицательный. Минералы достаточно резко отличаются и по коэффициенту преломления: для тридимита цифра выше 1,473 не дается, а у кристобалита преломление не менее 1,484. В кипящей соде тридимит растворяется; кристобалит нерастворим. Можно еще тридимит спутать с опалом, от которого он отличается по формам, по анизотропии и по преломлению, а также с флюоритом (см. п. 27). От некоторых цеолитов (гмелинит) отличается только точными методами.

2-я группа; $n = 1,47-1,53$

31. Теперь мы перейдем ко 2-й группе. Рельеф и ограничения здесь заметны или делаются таковыми после небольшого навыка. Преломление – 1,47 до 1,53 з а м е т н о меньше канадского бальзама. В первой группе преломление гораздо меньше канадского бальзама, и потому наблюдалась обратная *шагреньевая поверхность*, которая во второй группе уже *неясна* или отсутствует. *Дисперсионный эффект* в стыке с канадским бальзамом ясный: минералы этой группы на краю шлифа или около дыр в шлифе, заполненных всегда канадским бальзамом, кажутся окрашенными в золотисто-желтый цвет. Выше приводится краткая табличка главнейших свойств (см. стр. 44–45).

Кристобалит

32. На первом месте мы здесь поставим кристобалит – кристаллический кремнезем. Минерал этот псевдокубический, вероятно, ромбической сингонии. Встречается очень редко в виде октаэдров, большею же частью в виде табличек, в которых в проходящем свете при средних или больших увеличениях, как и у тридимита, замечается черепитчатое строение. Спайности он не обнаруживает. Наблюдаются полисинтетические двойники, причем двойниковые полосы пересекаются под разными углами, в зависимости от разреза

шлифом данного зерна. Обыкновенно мы имеем дело с двупреломляющими кристобалитами, с двупреломлением очень низким, от 0,001 до 0,003. Иногда встречается кристобалит изотропный, находящийся в этом состоянии – при обыкновенной температуре – в неустойчивом равновесии. Устойчивым¹ изотропный кристобалит может быть только при температуре выше 200°. Минерал этот одноосный, в случае наличия двупреломления, и отрицательный; иногда он бывает двусосным и дает угол оптических осей до 35°. Наблюдается срастание с тридимитом, и тогда бывает ясно, что кристобалит имеет преломление заметно большее, чем тридимит, около 1,485. Это типичный минерал эффузивных пород, где он встречается реже, чем тридимит. Иногда кристобалит бывает пневматолитического происхождения.

33. Спутать его с тридимитом легко. Они оба встречаются в эффузивных породах. Единственным отличием будет точное определение коэффициента преломления. В толстых шлифах, где можно с уверенностью определить знак минерала², кристобалит отличается от тридимита по своему отрицательному знаку. По знаку же и преломлению кристобалит легко отличим от лейцита, от которого его отличают прежде всего формы лейцита, включения в последнем и пр.

Анальцим

34. Следующий минерал анальцим – водный алюмосиликат натрия – $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Анальцим – минерал псевдокубический. Характерной для него формой является триаксоктаэдр (тетрагонтриоктаэдр) и комбинации его с кубом; по формам он напоминает лейцит, с которым его иногда и смешивают. Иногда анальцим бывает нарощим на стенках пустот и в друзах; в породах встречается главным образом в совершенно неправильных зернах, цементируя другие минералы. Характерна для анальцима хорошая спайность по кубу (100). Встречаются полисинтетические двойники. В зависимости от разрезов кристаллов плоскостью шлифа полисинтетические двойниковые полосы пересекаются под различными углами, так что в этом отношении эти двупреломляющие анальцимы напоминают гранаты и лейциты. В шлифе анальцим всегда бесцветен; изредка слабо окрашен в буроватый цвет от отложений по трещинам железистых продуктов. Включения для пего не характерны. Двупреломление анальцима около 0,001 и редко наблюдается во вросших кристаллах и зернах [обычно совершенно изотропен]. Преломление колеблется у изотропных от 1,48 до 1,49, а у двупреломляющих от 1,486 до 1,488 [т. е. шагреневая поверхность довольно отчетлива]

¹ Речь идет об относительной устойчивости, так как в истинном равновесии кристобалит находится лишь при температуре выше 1470°.

² Для определения знака и даже осности минералов с двупреломлением ниже 0,008 необходимо иметь толстые шлифы, так чтобы цвета интерференции (в главном сечении) были не ниже белых.

и минерал легко отнести к первой группе]. Анальцитом большей частью гидротермальный минерал, т. е., скажем, эпимагматический. Образует псевдоморфозы по лейциту, содалиту и нефелину. Совершенно очевидно, что некоторые анальциты образовались при температуре значительно ниже 100°. Большая сводка относительно происхождения этого минерала дана в работе А. П. Герасимова (Изд. ГГРУ). В качестве первичного минерала анальцитом считают в тешенитах, щелочных породах диабазового семейства Кавказа, Минусинского края и др. [Большой частью это эпимагматический минерал, замещающий нефелин или лейцит, а также встречающийся вместе с другими цеолитами в миндалинах излившихся пород].

35. Анальцитом образует цемент для минералов тешенита, и его легко принять за вулканическое стекло и сделать, таким образом, грубую ошибку. Анальцитом от вулканического стекла отличается присутствием спайности, которой в стекле быть не может. Кроме того, анальцитом трудно принять в данном случае за стекло, потому что тешенит представляет собой основную породу, в которой много пироксена, плагиоклаза и т.д., и при внимательном отношении к делу вы увидите, что в меланократовой, т. е. богатой окрашенными минералами породе, какой является тешенит, у вас, вдруг, стекло, за которое вы принимаете анальцитом, совершенно бесцветно, имеет очень низкий коэффициент преломления, заметно меньший, чем у канадского бальзама. Если вы на это обратите внимание, то никогда не ошибетесь, что вы имеете дело не со стеклом, а с анальцитом. Это служит примером того, как надо пользоваться ассоциацией минералов для избежания грубой ошибки в идентификации. Во всяком случае, в стеклах пород диабазового семейства преломление не опускается ниже 1,51, что бывает исключительно редко, в то время как у анальцита оно равно максимум 1,49.

36. Теперь несколько слов относительно лейцита, за который иногда легко принять анальцитом, па что указывает американский петрограф Вашингтон. Анальцитом легко отличается от лейцита по преломлению: у последнего преломление – 1,51, у анальцита 1,49, цифры довольно различные и находящиеся в пределах очень быстрого распознавания. У лейцита никогда не наблюдается спайности. Если вы склонны принять анальцитом за лейцит и увидели спайность, то надо думать, что это анальцитом. Наконец, при подогревании лейцит остается неизменным, а анальцитом мутнеет.

ГРУППА СОДАЛИТА

37. Следующим минералом будет у нас содалит – минерал с 7% Cl и 20% Na₂O, состав которого легко запомнить – это нефелин с молекулой NaCl, $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaCl}$. Сингония его кубическая. Двойники шпинелевые, значит по октаэдру; они сравнительно редки, а в микроскопе почти никогда вы их не увидите, потому что правильные формы очень редки, а в кубической сингонии вы можете распознать двойники – только если есть правильные ограничения – по входящим

углам. Спайность у содалита ясная по ромбическому додекаэдру, и наличием этой спайности содалит и минералы группы содалита отличаются от лейцита. Обычно содалит в шлифе бесцветный, изредка очень слабо желтоватый, буроватый и голубоватый, но очень слабо. Включения в кристаллах редки. Оптические аномалии наблюдаются только около включений, и вообще для содалита они редки. При разложении содалиты иногда превращаются в цеолиты. Содалит – первичный минерал изверженных пород, по преимуществу эффузивных, хотя встречается и в интрузивных породах на крайних границах нашего Союза с одной стороны, в Туркестане, где в долине Зеравшана имеются содалитовые сиениты, с другой стороны, на Крайнем Севере, у Белого моря, где точно так же имеются содалитовые породы, поэтому я и упоминаю здесь об этом редком минерале. Иногда содалит встречается как продукт воздействия щелочных пород на известняки при частичном переплавлении последних. Затем содалит известен как пневматолитический минерал и, интереснее всего, как продукт замещения нефелина, т. е. как минерал эпимагматический. Преломление содалита – 1,483-1,490.

38. Он очень сходен во всех отношениях с *нозеаном*, кубическим минералом состава $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot 0,5\text{Na}_2\text{SO}_4$, от которого отличается своей бесцветностью в шлифе (отличие ненадежное) тем, что не обнаруживает таких резких явлений коррозии, как нозеан (не очень надежное), и лучше всего микрохимической реакцией. Для нозеана интересны коррозионные явления, явления разъедания его в горных породах.

В этом отношении нозеан похож на свой антипод – кварц, встречаясь подобно последнему в резко разъеденных кристаллах с глубокими заливами и бухточками, так что от кристаллов иногда остаются жалкие остатки. Кроме того, для нозеана характерны окаймляющие его бурые оболочки, которые являются, по всей вероятности, продуктом разложения нозеана при его растворении. У всей группы минералов группы содалита это растворение вызывает иногда побурение по периферии, но это побурение является довольно резким и чрезвычайно характерным для нозеана; иногда в шлифе нозеан бывает голубоватым; преломление его от 1,480 до 1,495. Этот минерал встречается только в эффузивных щелочных породах и очень редок; встречен в Союзе на севере РСФСР, а также в Минусинском крае.

39. К таким же редким минералам относится и гаюин, кубической сингонии, идеальная формула его такая: $3\text{NaAlSiO}_4 \times \text{CaSO}_4$. Оптически он отличается от минералов содалитовой группы тем, что имеет наибольший коэффициент преломления 1,495–1,504. Из всех минералов этой группы гаюин бывает наиболее густо окрашен, давая иногда в шлифе ясный голубой цвет. Встречается он исключительно в эффузивных породах.

40. Минералы группы содалита – содалит, нозеан и гаюин (а также контактовый минерал лазурит [отличающийся от гаюина содержанием

сульфидной серы и обычно ярко окрашенный даже в шлифе], встречающийся, например, в Прибайкалье и Памире) – довольно редки. Характерно для них отсутствие аномалий (наблюдающихся иногда только в непосредственной близости от включений) и, следовательно, полисинтетического двойникового строения (отличие от лейцита – ср. также преломление – и анальцима). Ввиду большой их редкости минералы содалитовой группы не следует определять только оптически (правда, голубой в шлифе цвет при малом преломлении наблюдается только у этих минералов), а необходимо прибегать к химическим реакциям. От сходного в некоторых отношениях с ними флюорита последний, как указывалось, весьма част в щелочных породах – они отличаются легкой разлагаемостью кислотами; от лейцита – по преломлению и отсутствию двойников; от анальцима – по углу между трещинами спайности и по качественным микрохимическим реакциям, помощью которых они отличимы и друг от друга.

Лейцит

41. Теперь перейдем к минералу лейциту. Лейцит самый богатый калием минерал из магматических алюмосиликатов. Формула такая же, как у анальцима, только без воды и вместо Na стоит K, значит $KAlSi_2O_6$. Прошу обратить внимание на то, что этот минерал богаче

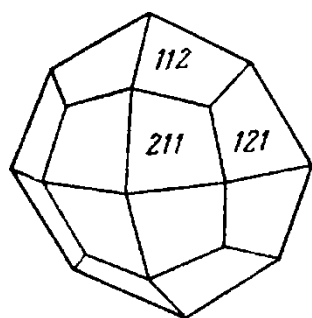


Рис. 10

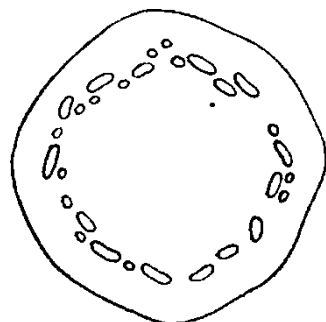


Рис. 11

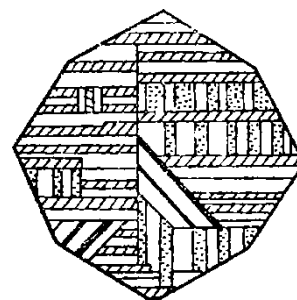


Рис. 12

также глиноземом (23,5%) и беднее кремнекислотой (55%), чем ортоклаз (соответственно 18,4% и 64,7%):



вследствие чего лейцит совместно с кварцем не встречается. Минерал этот псевдокубический, по-видимому, ромбический, имеет очень характерные формы – триаксоктаэдры или, иначе, тетрагонтриоктаэдры (рис. 10), дающие в разрезе восьмиугольники (рис. 11); в разрезах могут получиться также треугольники, ромбы, четырехугольники. Если немного оплавлен, то дает почти точные шарики. Для лейцита характерны включения, располагающиеся иногда параллельно ограничениям его кристаллов, иногда по секторам в кристалле,

иногда по определенным направлениям, т. е. почти всегда с известной правильностью. Эти включения относятся главным образом к пироксену (большую частью к эгирину или эгирин-авгиту) и магнетиту. Спайности в нем нет. Характерны двойники полисинтетические, с несколькими системами полосок, пересекающихся, как у гранатов и анальцимов, под различными углами в зависимости от разреза зерна плоскостью шлифа (рис. 12). Двупреломление у него низкое от 0,001 до 0,002 [но нередко совершенно изотропен]; в шлифах всегда бесцветен. В интрузивных породах и древних лавах Туркестана вместо лейцита встречаются так называемые псевдолейциты, т. е. псевдоморфозы по лейциту, выполненные нефелином, альбитом, ортоклазом и серицитом в различных количественных комбинациях этих четырех минералов, которые у нас в СССР впервые описал В. А. Николаев. Этот минерал встречен также в Сибири Ю. А. Билибиным и описан с р. Ишима (здесь впервые введен термин эпилейцит) А. Н. Заварицким [а также в Закавказье В. Н. Котляром и Г. В. Успенским]. [В последнее время найдены новые месторождения псевдолейцитовых пород, из которых наиболее интересны породы Сыннырского массива в Забайкалье, а также породы с неизменным лейцитом на Камчатке, Дальнем Востоке и на Памире.]

Лейцит – характерный высокотемпературный магматический минерал лав, богатых K_2O .

42. Лейцит, как уже указывалось, можно спутать с минералами группы содалита и с анальцимом (см. шп. 36 и 40). Затем иногда неправильные кристаллы лейцита начинающие путают с микроклином. Отличить их можно уже по одному тому, что совершенно неправильные зерна у лейцита встречаются редко; чаще вы будете иметь изометрические разрезы и уже по одному этому можете сказать, что это не микроклин. Если нужны еще какие-нибудь признаки, то можно указать, что в микроклин в соответствующем разрезе вы имеете только две системы двойниковых полос, пересекающихся под различными, в зависимости от разреза шлифа, углами, в то время как у лейцита этих систем полос в одном и том же зерне будет несколько, и, следовательно, по строению полисинтетических двойников вы не можете смешать лейцит с микроклином. Я сказал об этом только потому, что некоторые начинающие иногда путают эти два минерала.

Цеолиты

43. Следующими минералами будут у нас цеолиты. Мы разберем Их кратко, как группу минералов, – это водные алюмосиликаты, главным образом кальция и натрия, реже калия. [В их химических формулах всегда имеется строгое соответствие между содержанием больших катионов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , реже Ba^{2+} , еще реже Sr^{2+} с содержанием Al , т. к. замещение одного атома Si^{4+} на Al^{3+} в каркасе компенсируется валентностью внедряемых в большие пустоты

крупных катионов. По содержанию кремнезема они широко варьируют от отношения Si: Al = 1:1 (состав нефелина) до Si: Al = 4 : 1 в мордените, содержание кремнекислоты в которых выше, чем в альбите. Многие цеолиты имеют переменный состав, причем наряду с изоморфизмом такого типа, как в плагиоклазах, т. е. NaSi – CaAl, здесь имеет место также замена с изменением числа катионов по схеме $Ca^{2+} - 2Na^{+}$, что значительно усложняет написание формул. Вода имеет особый характер. Так называемая цеолитовая вода, занимает места в каналах структуры и может быть полностью или частично удалена без разрушения кристаллической решетки минерала, после чего легко может происходить катионный обмен и можно искусственно получить самые различные формы. После удаления воды цеолиты приобретают свойства молекулярных сит, причем для каждой формы характерны каналы определенного диаметра. Возможность катионного обмена, а также внедрения в цеолиты различных органических групп приводят к их широкому применению в технике]. Сингония преимущественно ромбическая и моноклинная; нередко встречаются одноосные цеолиты и очень редко кубические или триклинные. Группа цеолитов, надо сказать, еще недостаточно изучена, хотя в самое последнее время появилось несколько сочинений по цеолитам, правда, преимущественно с химической их характеристикой.

Характерны для этой группы минералов формы и, следовательно, разрезы. Цеолиты представляют собой в огромном большинстве случаев агрегаты: волокнистые, игольчатые, нередко радиальнолучистые, листовидные, чешуйчатые, сноповидные и т.д.; встречаются также в виде лейсточек и иногда табличек. Чаще всего они бесцветны, но нередко замазаны буроватыми, зеленоватыми и красноватыми потеками от окислов железа. Характерно для них низкое преломление, у огромного большинства их заметно меньшее, чем у канадского бальзама. Двупреломление у них низкое, у огромного большинства не выше 0,012, большей частью колеблется от 0,003, до 0,007, только у одного цеолита – томсонита – двупреломление поднимается по 0,020 [очень редко], а преломление иногда превышает таковое же канадского бальзама, доходя до $N_g = 1,542$.

Цеолиты сами представляют собой вторичный продукт и потому трудно выветриваются, но если они разрушаются, то конечным продуктом являются глинистые образования, так называемые пелитовые частицы – водные, часто аморфные, алюмосиликаты. Цеолиты – эпимагматические, гидротермальные и вторичные минералы, часто замещающие полевые шпаты и фельдшпатыды¹. Довольно часто цеолиты встречаются в пустотах изверженных пород, лав, особенно базальтов. По форме агрегатов цеолиты хорошо выделяются среди остальных минералов, если принять во внимание их

¹ Фельдшпатами называют минералы, занимающие по своему значению место полевых шпатов (фельдшпатов) в породах. Это – нефелин (элеолит), лейцит и содалит, частью также и гаюин.

низкое преломление, так что в этом отношении их трудно смешать с теми главными минералами, с которыми мы имеем обыкновенно дело.

44. Из этих главных минералов может быть их можно спутать с одним только халцедоном, который встречается в сходных агрегатах. Но у халцедона преломление не ниже 1,53, значит немногим менее преломления канадского бальзама, в то время как у цеолитов оно значительно ниже. Кроме того, отличие по ассоциации. Если цеолитовидный агрегат вы встречаете в опале, то, конечно, это будет, скорее всего, халцедон, а не цеолит. Очень характерно для цеолитов их вспучивание при нагревании (см. также тридимит, п. 30).

[Детальное определение цеолитов лучше всего вести по справочнику Винчелла, конечно, после точного определения констант. Для предварительного разделения весьма полезно определение знака удлинения и угла погасания, а также оценки двупреломления и показателя преломления. Один из наиболее распространенных цеолитов – натролит, характеризуется прямым погасанием при положительном удлинении, стильбит – отрицательным удлинением с углом погасания до 5°, томсонит – удлинением \pm . Для всех указанных цеолитов характерен длиннопризматический и даже игольчатый габитус при сравнительно высоком (особенно для томсонита) двупреломлении. Из других лучистых цеолитов сколецит характеризуется значительными углами погасания – до 18°, с отрицательным удлинением, а мезолит – при отрицательном удлинении – очень низким двупреломлением. Морденит – удлинение отрицательное с углом погасания до 4°, двупреломление до 0,005, один из самых низких для цеолитов показателей преломления – до 1,482. Ломонтит при призматическом габитусе характеризуется большими углами погасания – с N_g до 36°. Для шабазита характерны секториальные шестерники, обычно при очень низком двупреломлении и т.д.

Пожалуй, наибольшее значение как породообразующий минерал играет ломонтит, для которого приведем некоторые данные. Ломонтит представляет собой Са-цеолит с небольшим содержанием Na, с приблизительной формулой $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная. Кристаллы призматические. Спайность совершенная по (010) и (110). Двойники по (100) с углом призмы 94°. Показатели преломления и двупреломления наиболее высокие в группе цеолитов. $N_p = 1,504-1,513$, $N_m = 1,514-1,524$, $N_g = 1,516-1,525$, $N_g - N_p = 0,011 - 0,016$, $2V = -25^\circ - 35^\circ$, $cN_g = 20-36^\circ$. Легко теряет часть воды, при этом изменяясь с понижением показателя преломления (леонгардит), что иногда может служить диагностическим признаком. Встречается вместе с анальцимом, кварцем в породах, метаморфизованных при сравнительно низкой температуре, иногда выделяемых в специальную цеолитовую фацию.

В настоящее время цеолиты приобретают большое практическое значение в качестве молекулярных сит, сорбентов, ионообменников и т.п. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные месторождения таких цеолитов как клиноптилолит (высококремнистый гейландит), эрионит, морденит, филлипсит и шабазит могут иметь запасы

10⁸ и более тонн (СССР, США, Болгария и др.). Однако кристаллы их обычно чрезвычайно мелкие (микронны) и основным методом диагностики служит фазовый рентгеновский анализ.]

Ортоклазы

45. Теперь идет очень важная группа минералов, называемых лучше всего «существенно калиевые моноклинные полевые шпаты» (В. В. Никитин) или короче «ортоклазы». Сингония моноклинная (скорее всего, скрытая триклинная). В породах формы: таблицы, неправильные зерна и лейсты. Спайность совершенная по третьему и второму пинакоидам. В процессе шлифовки спайность по второму пинакоиду, к сожалению, проявляется гораздо реже (очевидно, по совершенству она хуже, чем по третьему пинакоиду). Я говорю, к сожалению, потому что, если бы эта спайность наблюдалась, то во всех таких зернах мы бы свободно могли отличить минералы моноклинные от триклинных, т. е. ортоклазы от нерешетчатых микроклинов. Двойники всегда простые, полисинтетических двойников не бывает, и это очень характерно для ортоклазовых полевых шпатов.

46. Здесь я должен дать несколько таких сведений, которые нужны при точной работе, потому что эти минералы очень важны. Наиболее часты двойники **карлсбадские**, в которых двойниковой осью служит третья кристаллографическая ось, а швом, т. е. плоскостью срастания, обыкновенно является второй пинакоид. Несколько реже встречаются двойники манебахские, в которых плоскостью срастания является третий пинакоид, а двойниковой осью – перпендикуляр к третьему пинакоиду, и еще реже встречаются двойники **бавенские**, с двойниковой осью $\perp (021)$. Так как ортоклазы моноклинной сингонии, двойников альбитовых по (010) и периклиновых по [010] у них быть не может, и, следовательно, если вы точным методом определили закон *альбитовый* или *периклиновый*, то минерал не может быть ортоклазом, а будет нерешетчатым микроклином.

47. В шлифе в свежем состоянии они бесцветны, при разложении мутнеют и становятся в огромном большинстве случаев буроватыми иногда буро-красными от выделения окислов железа. Побурение или покраснение очень характерно для всех существенно калиевых – моноклинных и триклинных микроклинов, – полевых шпатов, потому что в тех или иных условиях помутнения плагиоклазы исключительно редко буреют, и мутные плагиоклазы бывают в проходящем свете серыми, поэтому во многих шлифах можно прекрасно и быстро различить ортоклазовые полевые шпаты от плагиоклазов в проходящем свете просто по их вторичным продуктам: мутный ортоклазовый полевой шпат буроватый или красноватый; мутные же плагиоклазы – сероватые.

48. **Ортоклазами** называются обыкновенно слегка мутноватые разности состава $(K, Na)AlSi_3O_8$, причем всегда почти бывает известная примесь натра и, по-видимому, окисного железа в виде железного ортоклаза [т. е. Fe^{+3} частично замещает Al^{+3}]; встречались

из редких окислов: 0,005% Ga₂O₃; 0,05–0,5 SrO; 0,05–1,5 BaO; 0,01 BeO; 0,01–0,3 Rb₂O.

Совершенно водяно-прозрачные ортоклазы с большим отрицательным углом оптических осей от 60 до 80° называются адулярами; водяно-прозрачные ортоклазы с малым отрицательным углом оптических осей 20–30° и меньше, вплоть почти до одноосных, называются санидинами. На федоровском столике огромное большинство санидинов ведет себя как одноосные отрицательные минералы. Двупреломление колеблется от 0,006 до 0,007. Характерен при точных методах исследования угол, образуемый перпендикуляром к третьему пинакoidу с осью *Nm*; он равен для ортоклазов 5–7°, а у триклинных нерешетчатых микроклинов поднимается до 18°; кроме того, у моноклинных $\angle Ng \perp (010)$ должен быть равен нулю, у триклинных он не равен нулю.

48а. В последнее время уделяется много внимания изучению полиморфизма калиевых и калиево-натровых полевых шпатов, отражающего температуру образования и условия охлаждения породы. Здесь достигнуты существенные успехи, хотя остаются еще многие неясности. В основе современных представлений лежат:

1) явления упорядочения атомов кристаллической решетки; 2) распад твердых растворов. При высоких температурах имеет место неупорядоченная структура, когда атомы Al и Si занимают с одинаковой вероятностью любое из 4-х мест в центрах кремнекислородных тетраэдров, что повышает симметрию решетки до моноклинной. При этом возможно образование непрерывного ряда твердых растворов от чисто калиевого полевого шпата до альбита, также с беспорядочным расположением ионов K и Na. При понижении температуры происходит постепенное упорядочение, как в отношении атомов Si и Al, так и K, и Na, что понижает сингонию до триклинной, а затем при температуре ниже 600–700° наступает распад твердых растворов. Если охлаждение породы происходило очень быстро, сохраняются особенности высокотемпературной структуры полевых шпатов и либо не успевают произойти распад твердых растворов, либо структуры распада оказываются субмикроскопическими. Намечаются следующие 4 ряда полевых шпатов:

1. Высокий (высокотемпературный) альбит – высокий санидин, куда относятся синтетические полевые шпаты моноклинной сингонии. Среди минералов известны лишь полевые шпаты, богатые калием (ортоклаза более 67%).

2. Высокий альбит – санидин, полевые шпаты с Or >37% – называют моноклинными, при Or < 37% – триклинными, или анортоклазами. В полевых шпатах с содержанием Or от 25 до 60% наблюдаются криптопертитовые структуры распада.

3. Низкий альбит – ортоклаз. Твердые растворы составляет калиевый полевой шпат, возможно, до состава ортоклаза № 85.

4. Низкий альбит – микроклин. Последний представляет собой почти чистый калиевый полевой шпат, т. е. формула приобретает вид $KAlSi_3O_8$.

Так как изменение структуры происходит постепенно, говорят о так называемой степени триклинности, которая для моноклинного санидина равняется 0,0, а для максимально упорядоченного микроклина 1,0. Степень триклинности определяется рентгенометрией обычно по расстоянию между пиками $d_{131}-d_{1\bar{3}1}$ Г. к. максимальное расстояние здесь равно $0,08\text{Å}$, $\Delta = 12,5 [d_{131}-d_{1\bar{3}1}]$. Степень упорядоченности приблизительно учитывается также по положению ориентировки оптической индикатрисы на федоровском столике и углу оптических осей, которые меняются при изменении структуры. Сложность указанных соотношений объясняет неоднозначность старых определений и существование спорных вопросов, которые часто неразрешимы еще и до сих пор. Подробности по поводу исследований калиевых полевых шпатов точными методами см. Х. А. Дир и др. Породообразующие минералы, т. 4, Мир, М., 1965.

А. С. Марфунин. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, М., 1962.

Для предварительного микроскопического определения указания В. Н. Лодочникова сохраняют полную силу.]

49. Здесь мы заметим себе раз навсегда, что по углу оптических осей ортоклазы от нерешетчатых микроклинов отличить нельзя. [Однако угол оптических осей имеет большое значение для определения структуры, а следовательно, температуры образования и условий охлаждения полевых шпатов, см. п. 48]. В литературе, и даже в русской, вы встречаете нередко исследователей, производивших точные исследования, фразу: «у кристаллов полевого шпата $2V = -70^\circ$, значит это ортоклаз»; или « $2V = -83^\circ$, значит это нерешетчатый микроклин». Это совершенно неверно. И у микроклина угол может падать до 60° , и у ортоклаза может подниматься до 88° ¹. Точные наблюдения об этом говорят совершенно недвусмысленно и определенно. Об ортоклазе или микроклине вы имеете право говорить только в том случае, если у вас определена сингония минерала, и, кроме того, можно с большей вероятностью говорить об ортоклазе, чем о микроклине, если $\angle \perp (001)$, Nm не больше $5-7^\circ$; решетчато-сдвойникованными бывают только триклинные разности (микроклин и анортоклаз). Таким образом, определенно можно говорить только о микроклине (или анортоклазе), если видна решетка; в остальных случаях следует – без точных измерений – писать калишпат и т.п.

50. При изменении ортоклазы и микроклины каолинизируются или, лучше сказать, покрываются мутными глинистыми частицами или, как это очень удачно названо Левинсон-Лессингом, политизируются (от слова «пелит», что значит глинистый продукт); политизация ортоклазов часто бывает обусловлена не выветриванием, а эпимагматическими

¹ Коноскопически этот угол можно определять только в толстых шлифах – см. примечание к п. 33.

процессами, на что обращалось внимание уже лет 50 назад. При этом обыкновенно, как я говорил, они становятся буроватыми. Ортоклаз и микроклин никогда (во всяком случае исключительно редко) не бывают переполнены серицитовыми чешуйками; это весьма характерно для них. Даже в тех породах, где плагиоклазы представляют собой почти решетку, заполненную бесконечным количеством чешуек серицита, даже в таких породах ортоклазы и микроклины бывают заполнены только пятком, в крайнем случае десятком спорадических и редких чешуек мусковита или серицита. Я буду очень благодарен вам, если кто-нибудь найдет ортоклаз или микроклин, переполненный серицитом, и пошлет его в институт; я таких до сих пор не видел и говорю, что они встречаются исключительно редко, только из обычной своей осторожности. Обыкновенно там, где указывается, что ортоклаз переполнен серицитами, почти наверняка можно ожидать, что это была ошибка, что это плагиоклаз.

Однако при определенных постмагматических процессах, особенно в связи с пегматитами и кварцевыми жилами, нередко наблюдается замещение ортоклаза агрегатом мусковита и кварца – так называемая грейзенизация. Нередко в различных породах внутри ортоклазовых полевых шпатов вы находите эпидотовые зерна, также кальцитовые зерна; в некоторых поствулканически-измененных гранитах ортоклаз замещается турмалином, образующим псевдоморфозы по ортоклазу.

51. В ортоклазах иногда наблюдаются включения железной слюдки, вероятно, часто от распада твердого раствора его с железным ортоклазом; иногда быть может эти включения образуются и путем пневматолитизации.

Ортоклаз, и вообще калишпат, встречается преимущественно в кислых, частью также в промежуточных изверженных горных породах, причем, как показывают точные исследования, в интрузивных породах находится преимущественно не ортоклаз, а нерешетчатый микроклин¹, т. е. минерал триклинный; настоящий моноклинный ортоклаз в горных породах, за исключением пород эффузивного облика, а в особенности в кристаллических сланцах, очень редок. Ортоклазовый полевой шпат встречается также и в основных изверженных породах наряду с основными минералами – пироксеном, оливином, основным плагиоклазом, но такая ассоциация, вообще говоря, представляет собой редкое явление. Огромное большинство основных пород, содержащих ортоклазы, это – породы уже щелочного семейства или переходные. Ортоклаз бывает также гидротермального – как высокотемпературного, так и низкотемпературного происхождения. Из сухой расплава ортоклазовые полевые шпаты не могут быть получены совершенно подобно кварцу, альбиту, олигоклазальбиту, биотиту и роговым обманкам; необходима прибавка плавней или воды, т. е. минерализаторов.

¹Условимся и далее, где нет речи о константах, считать, что всякий раз речь идет одновременно и о нерешетчатом микроклине.

52. Ортоклаз можно смешать с нерешетчатым микроклином – это первое. Отличие может быть произведено только точными методами, как указывалось (п. 49), по углу, образуемому осью Nm с перпендикуляром к третьему пинакоиду; этот угол не должен быть у ортоклаза¹ больше 5–7°. Еще увереннее такое различие производится по спайности по второму пинакоиду, значит, по спайности (010). Угол $Ng \perp (010)$ в ортоклазе, т. е. в моноклинном минерале, должен быть равен 0°, а в триклинном минерале (нерешетчатом микроклине) он не может быть равен 0°. К сожалению, как указывалось, эта спайность по второму пинакоиду в шлифах ортоклаза видна очень редко. Если имеются двойники у ортоклаза, то совершенно определенно – в пределах точности федоровского метода – можно в некоторых случаях сказать, имеете ли вы дело с ортоклазом или с нерешетчатым микроклином. Если вы имеете манебахский двойник, т. е. двойник по третьему пинакоиду, то координаты манебахского двойника микроклина настолько отличаются от соответственных координат для ортоклаза, что с совершенной уверенностью, даже имея не особенно точные наблюдения, можно по полученным данным измерения манебахского двойника говорить о том, что у вас или зерно моноклинного ортоклаза, а не триклинного нерешетчатого микроклина, или наоборот. По углу $2V$ эти минералы, повторяю, отличать друг от друга нельзя. Во всех случаях, если нет уверенности, необходимо называть минерал существенно калиевым полевым шпатом, или калишпатом.

53. Второе – ортоклаз можно спутать иногда, в особенности в несколько более толстых шлифах, с кварцем. Совершенно свежие ортоклазы отличаются от кварца по преломлению, – у кварца во всех сечениях преломление больше канадского бальзама, у ортоклаза – во всех сечениях меньше канадского бальзама. Затем, конечно, кварц не может быть мутным, и он также не может иметь спайности. Особенно из ортоклазов с кварцем можно смешать санидин и адуляр, потому что они чисты и водянпрозрачны. В некоторых случаях единственным способом отличия является преломление, и к тому же этот способ является и наиболее простым, так как такое определение преломления может быть произведено на любом микроскопе. У санидина и адуляра оно меньше канадского бальзама, у кварца больше. Особенно надо иметь в виду в этом отношении санидин, который нередко в изверженных горных породах дает очень резкое волнистое погасание, совершенно похожее на такое же погасание кварца. В некоторых очень свежих трахитах, при недостаточной внимательности, вы можете санидин принять за кварц, если санидин не сдвойникован, и назвать породу вместо трахита липаритом. Требуется только небольшая внимательность, чтобы не сделать грубой ошибки, а именно, сравнение по преломлению с канадским бальзамом или сравнение с ближайшим

¹ Такие полевые шпаты только «скорее всего» ортоклазовые, а не «наверное».

крупным или мелким зерном, несомненно относящимся к санидину, скажем, по двойниковым кристаллам, по спайности, выявляемой в этих соседних зернах и т.д.; если среди санидиновой массы находится кварц, то он в проходящем свете при большом увеличении достаточно резко по своим свойствам будет отличаться от санидина. Если вы приучите глаз распознавать дисперсионный эффект, то ни о каком смешении этих минералов не может быть и речи. Относительно возможности смешения ортоклазового полевого шпата с кварцем нужно сказать, что, конечно, отличие точными способами (на федоровском столике или коноскопическим методом) можно сделать сразу на федоровском столике и для любого зерна: кварц – одноосный, положительный; ортоклаз – резко двуосный и отрицательный; санидин часто бывает одноосный, но всегда отрицательный.

54. Здесь же должен отметить, что некоторые указывают так называемый изо-ортоклаз, ортоклаз с положительным углом оптических осей. Едва ли этому можно вообще верить, если автор не указывает специально, что наблюдение было произведено на федоровском столике¹ или, в случае коноскопии, на толстом шлифе. Такой ортоклаз (собственно микроклин) с положительным углом оптических осей в к о н о с к о п е был в моих руках, благодаря любезности С. С. Смирнова, и давал угол оптических осей плюс (шлиф обычной толщины, ок. 0,03) 70–75° максимум. Когда я взял его на федоровский столик, этот ортоклаз дал угол оптических осей минус 83°. Здесь явление, о котором я говорил вам в курсе кристаллооптики, зависящее от вращения плоскости поляризации при преломлении в линзах: на краю поля зрения н и з к о д в у п р е л о м л я ю щ и е минералы дают иногда фигуру, совершенно обратную той, которая должна у них наблюдаться, и если шлиф нормальной толщины, то вместо положительного угла оптических осей вы сможете получить отрицательный или наоборот (см. примечание к п. 33).

55. Ортоклаз можно также спутать с кордиеритом; в особенности это можно сделать в некоторых роговиках или в кристаллических сланцах. Отличается от кордиерита он опять значительно меньшим показателем преломления; у кордиерита очень редко показатель преломления опускается ниже канадского бальзама на незначительную величину, у ортоклаза наибольший показатель преломления значительно меньше, чем у канадского бальзама. Затем от кордиерита ортоклаз отличается по двупреломлению; у кордиерита двупреломление обычно около 10 тысячных, у ортоклаза очень редко 7. Затем от кордиерита ортоклаз отличается по характерным свойствам кордиерита (см. кордиерит) и, наконец, по продуктам разложения, характерным для кордиерита.

56. Ортоклаз можно также спутать с нефелином. Самый простой способ различения опять по преломлению, если исключить то, что ортоклазы двуосны, а нефелин – одноосен, в чем легко и быстро можно

¹ Таким способом положительный ортоклаз был определен недавно одним японским петрологом.

удостовериться с помощью точных методов. У ортоклаза во всех сечениях преломление заметно меньше канадского бальзама, у нефелина то немного меньше, то больше – в зависимости от направления; у нефелина двупреломление никогда не поднимается выше 0,005, и потому в шлифах обычной толщины нефелин дает серые цвета интерференции; светло-серых цветов интерференции в шлифах обычной толщины у нефелина не бывает. Ортоклаз отличается также от нефелина по формам (см. нефелин), по погасанию в разрезах относительно контуров (см. общую табличку, п. 6а); раз нефелин одноосный минерал, то все сколько-нибудь правильные разрезы минерала должны давать прямое или симметричное погасание. В ортоклазах даже правильный прямоугольный разрез чаще будет давать косое погасание. Вообще я об этом говорить в каждом отдельном случае не буду; вы всегда при своей работе имейте в виду таблицу погасания, которую я вам дал, где говорится относительно погасания сечений, спайности, удлинений; сверившись по таблице, вы сразу будете знать, каково будет поведение данного минерала по отношению к имеющейся в нем спайности, ограничениям, удлинению и т.д.; надо только знать сингонию минерала.

Ортоклазы отличаются от нефелина по вторичным продуктам; у нефелина помутнение сопровождается посерением минерала; у ортоклаза, как я говорил, почти во всех случаях наблюдается побурение. Затем у нефелина иногда наблюдаются среди вторичных продуктов, и не очень редко, цеолиты, т. е. минералы с очень низким показателем преломления; в ортоклазах же цеолиты могут наблюдаться только в совершенно специфических условиях, и поэтому это явление будет весьма редким. По дисперсионному эффекту минералы отличаются очень легко; ортоклаз в стыке с нефелином представляется золотисто-желтым.

57. Самое же частое, что обычно происходит, это то, что смешивают ортоклаз с олигоклазом. Я совершенно уверен в том, что большинство прежних данных, на основании которых установился взгляд, что гранит преимущественно порода ортоклазовая (если понимать под ортоклазом одновременно и нерешетчатый микроклин), было установлено именно потому, что очень часто смешивали ортоклаз или нерешетчатый микроклин с олигоклазом. Самое главное их различие по преломлению. У ортоклаза во всех сечениях преломление заметно меньше канадского бальзама; у олигоклазов, у тех, которые можно смешать с ортоклазами, во всех сечениях преломление больше канадского бальзама. Прибавляю «у тех олигоклазов, которые можно смешать с ортоклазами», потому что олигоклазы около № 20, т. е. содержащие 20% анортита и 80% альбита, имеют оптическую ориентировку, почти совершенно не отличающуюся от таковой для ортоклазов. Во всяком случае, различие таково, что оно не может быть констатировано самой точнейшей работой по федоровскому методу, поэтому даже этим способом, т. е. точным нанесением, ортоклаз от олигоклаза большею частью нельзя отличить.

Единственным различием служило отношение

и х к к а н а д с к о м у б а л ь з а м у . Вы можете часами тратить время на измерения одного, другого, третьего зерна полевого шпата, получить три такие же константы, как для ортоклаза, будете уверены, что это ортоклазы, а меж тем перед вами будут олигоклазы. Полисинтетических двойников в олигоклазах состава № 20 во многих сечениях почти не видно, а в гнейсах олигоклазы вообще очень часто бывают без двойников. Здесь простой способ сравнения преломления с канадским бальзамом или кварцем решает вопрос. Кроме того, в этом месте я еще раз должен вас просить возможно чаще прибегать к дисперсионному эффекту, о котором я раньше говорил (см. п. 9, последний абзац). Необходимо научиться наблюдать этот дисперсионный эффект. Я на этом настаиваю потому, что вы при его помощи сократите, по крайней мере при обработке гранита, 50% вашего времени, уходящего на обработку. Если этот эффект вы заметили, то никогда уже в таком случае не смешаете этих раньше легко смешивавшихся минералов, ортоклазов и олигоклазов. Только недавно норвежский петрограф Гольдшмидт назвал особым именем породу, состоящую из олигоклаза, кварца и небольшого количества биотита, а между тем эта порода встречается достаточно часто для того, чтобы заметить ее только в самое последнее время. Образцы некоторых финляндских «гранитов», которые имеются в учебной коллекции И. В. Мушкетова (отца), ни одного зернышка ортоклаза не содержат; все это олигоклазы несдвойникованные и считались ортоклазами. Здесь же отмечу, что только в самое последнее время известный шведский петролог Хольмквист обратил внимание на то, что далеко не всегда нерешетчатый микроклин, свежий, можно отличить от кварца методом травления; оказывается, что и микроклин, подобно кварцу, иногда совершенно не разлагается с помощью травления, отчего при последующей обработке шлифа красящим веществом не окрашиваются ни тот ни другой минерал. В таком случае то же самое должно касаться и пары – кварца и ортоклаза.

58. Очень характерным свойством ортоклаза и микроклина является часто наблюдающееся в них *пертитовое строение*¹, довольно редко наблюдающееся также у санидина. При этом зерна ортоклаза или микроклина бывают испещрены большим или меньшим количеством включений плагиоклаза, причем включения эти находятся в *определенной ориентировке* к существенно калиевому полевоому шпату. Благодаря такой ориентировке все эти включения в одном отдельном зерне гаснут и проясняются в скрещенных николях совершенно одновременно. Больше того, если включенные зернышки плагиоклаза сдвойникованы, то отдельные двойниковые полоски в различных включениях проясняются и гаснут по всему зерну ортоклазового полевого шпата совершенно одновременно: сначала одна система этих полосок во всех включениях, затем другая и т.д.

¹ Название пертиты произошло от городка Перт (Perth) в Канаде, откуда первоначально они были описаны.

Получается, таким образом, *прораствание* ортоклаза или микроклина одним скелетным индивидом плагиоклаза. Такое прораствание бывает самой различной тонкости, так что иногда оно замечается невооруженным глазом – пертиты, иногда, при микроскопической величине включений, только под микроскопом – микропертиты, не очень редко приближаясь к границе разрешительной силы прибора – криптопертиты и, естественно, заходя за последнюю – вероятно большинство анортоклазов. Включения эти имеют самую различную форму, представляясь под микроскопом то (рис. 13) в виде более или менее правильных прямоугольников, то в виде ленточек, то в виде игл, веретенец или совершенно неправильных образований, изредка в совершенстве напоминающих пегматитовые срастания

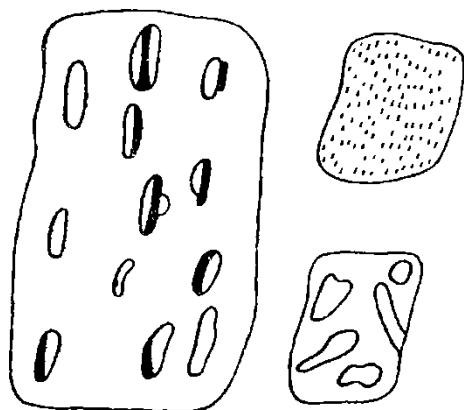


Рис. 13

кварца и калишпата; криптопертиты дают под микроскопом иногда впечатление настоящей ряби – все это, конечно, в скрещенных николях¹. На основании вышесказанного понятно, что означают термины: пертитовый полевой шпат, ортоклаз-пертит и микроклин-пертит, микропертит и т.д. Наконец, существуют еще антипертиты, т. е. такие полевые шпаты, в которых включающим минералом является, наоборот (греч. *anti*), плагиоклаз, а включенным существенно калиевый полевой шпат.

Эти образования встречаются по сравнению с очень частыми пертитами весьма редко, по-видимому, исключительно в гибридизированных или гибридных и метаморфических породах. Пертиты же, скорее всего, представляют собой распад твердого раствора плагиоклаза в калишпатах. Этот распад происходит вследствие сильного понижения растворимости плагиоклазов в ортоклазах при п о н и ж е н и и т е м п е р а т у р ы . Австрийскому минералогу Диттлеру удалось доказать прямыми наблюдениями, что, например, типичные микроклин-микропертиты при повышении температуры постепенно переходят в однородное (твердое кристаллическое) состояние вследствие растворения в калишпате плагиоклаза еще до перехода минералов в аморфножидкое состояние. Я не встречал пертитов выше олигоклаз-альбитового состава, каков бы ни был состав плагиоклазов породы. При срастании плоскости (001) обоого рода полевых шпатов совпадают, т. е. главная плоскость полевого шпата с более высокой симметрией (ортоклазового) является ориентирующей. Встречаются указания на совпадение плоскостей (010), за верность которых поручиться не могу.

¹Тот, кто приучил глаз к дисперсионному эффекту, легко отличают пертиты и антипертиты в проходящем свете (без анализатора).

59. Пертиты сразу же бросаются в глаза под микроскопом (в + николях) вследствие своей неоднородности: в то время как зерно включающего ортоклаза или микроклина имеет один поляризационный цвет, крапинки, пятна, ленты и т.д. плагиоклаза ясно выделяются на однообразном фоне по своей отличной интерференционной окраске. От серицитовых включений в плагиоклазах пертитовые включения отличаются: 1) одновременным погасанием всех включений в одном зерне; 2) интерференционной окраской, никогда не превышающей желтовато-белую в шлифах нормальной толщины (0,03 мм), в то время как у серицитовых включений она иногда поднимается до синей и зеленой и 3) почти незаметным рельефом пертитовых включений, в то время как серицит в плагиоклазах ясно виден уже в проходящем свете. Не забывайте для избежания ошибок, особенно в метаморфических породах, проверять преломление (по полоске Бекке или дисперсионному эффекту); у пертитов преломление меньше у включающего минерала, у антипертитов—у включений.

Кроме того, не спутайте пертиты со срастаниями пологого шпата (чаще всего существенно калиевого) с кварцем. В этих срастаниях все зерна включения кварца гаснут по всему полю полевого шпата так же, как и в пертитах, одновременно. Такие срастания я предлагаю называть микропегматитовыми, если кварц по преимуществу имеет округлые и вообще неправильные ограничения, и микрографическими (grapho – пишу), если кварц большею частью ограничен прямыми (в разрезе шлифа) линиями (см. примечание к п. 60), напоминающими клинопись.

60. Самым легким отличием ортоклаза от плагиоклазов, если последние не имеют полисинтетических двойников, служит дисперсионный эффект, легко улавливаемый в стыках этих минералов друг с другом. Вторым отличием, сразу же бросающимся в глаза, является присутствие в плагиоклазах полисинтетических двойников с прямыми и равными швами, что в ортоклазах никогда не наблюдается. Затем ортоклаз имеет при помутнении буроватый оттенок, в то время как у плагиоклазов получается сероватый оттенок, так что во многих шлифах уже в проходящем свете оба эти минерала можно легко и быстро различить друг от друга (см. пп. 12 и 47). Очень характерным отличием ортоклаза от плагиоклаза является, далее, то обстоятельство, что ортоклаз часто бывает пертитовым (пп. 58 и 59), и у него никогда не наблюдается такого переполнения включениями серицита и мусковита, как это имеет место в плагиоклазах, особенно в плагиоклазах поствулканически-измененных пород. У ортоклаза иногда тоже наблюдаются включения серицита и мусковита, но эти включения здесь спорадические, редкие, так что на большое зерно ортоклаза приходится всего 5–10 пластиночек или чешуек слюды.

Если вы не привыкли наблюдать дисперсионный эффект, и если ортоклаз однородный, не пертитовый, то хорошим указанием на присутствие в породе наряду с плагиоклазом и ортоклаза служат

мирмекитовые образования¹, которые появляются в виде червеобразных вrostочков кварца в плагиоклазе на границе его с ортоклазом, причем (см. рис. 14) обычно плагиоклаз вдаётся в зерно ортоклаза. Наконец, в некоторых породах внутри больших и неправильных зерен, иногда ясно мутноватых и поэтому не относящихся к кварцу, можно наблюдать хорошо образованные и характерные по своим полисинтетическим двойникам разрезы плагиоклазов. Включающий минерал не может быть плагиоклазом же, не может быть он и кварцем по своему помутнению и относится поэтому к ортоклазу. Такие ортоклазы часто встречаются в сиенитах, сиенито-диоритах и монцонитах. От альбита ортоклаз может отличаться по более высокому двупреломлению первого минерала; в стыке с альбитом более или менее опытный глаз легко различает у ортоклаза золотисто-желтый оттенок (дисперсионный эффект).

Микроклин

61. Теперь перейдем к микроклину: его формула такая же – KAlSi_3O_8 , т. е. как и у ортоклаза; химизм такой же. Сингония этого минерала триклинная. Более или менее правильные ограничения этого минерала в породах почти не встречаются. Спайность у него такая же, как у ортоклаза, только этот минерал триклинный, и соответственно этому (см. общую таблицу, п. 6а) поведение трещин спайности отличное: если наблюдается спайность по (010), то по этой спайности вы легко, как указывалось (пп. 48 и 52), отличите микроклин от ортоклаза. Двойники для микроклина очень характерны. Здесь наблюдаются одновременно в одном и том же зерне двойники по альбитовому и периклиновому² законам (не встречающиеся у моноклинных калишпатов), дающие решетку в скрещенных николях; полосы двойниковые пересекаются под прямым или косым углом в зависимости от разреза минерала плоскостью шлифа, и таких систем полос только две и не больше (ср. гранаты, лейцит и др.). Надо иметь в виду, что эта решетка будет видна не во всех сечениях. Вполне понятно, что, если вы сделаете разрез по оси решетки, то будет заметна одна система параллельных друг другу более светлых и более темных (в скрещенных николях) полос; если сделаете разрез по плоскости, параллельной одной из двойниковых полос, то также будет заметна только одна (вторая) система полисинтетически-двойниковых полос³.

¹От микропегматитовых срastаний кварца и полевого шпата мирмекитовые отличаются тем, что не всегда вrostочки кварца гаснут все одновременно в + николях. От микрографических срastаний, в которых кварц имеет прямые ограничения (клинья, треугольники, четырехугольники и пр.), мирмекиты сразу же отличимы по округленно-червеобразной форме включений.

² [Этот закон может быть назван периклиновым лишь по двойниковой оси [010]. Плоскость срastания у него совершенно иная, чем у периклиновых двойников плагиоклаза, и близка к (4 00), поэтому эти двойники нередко выделяют особым именем, называя их микроклиновыми].

³ Это легко представить себе по коробке, заполненной спичками: в одном разрезе видны квадратики, в другом полосы, в косых разрезах будут получаться более или менее удлинённые ромбы (веретёнца).

62. Начинаящие часто смешивают микроклины с плагиоклазами, У которых также наблюдаются иногда пересекающиеся полосы двойников. Но у плагиоклазов полосы двойников одного направления очень немногочисленны, наблюдаются в числе 2–3, в то время как у микроклинов решетка выражена очень ясно, при одинаковом почти количестве полосок того и другого направления. Кроме того, нередко начинающие смешивают с плагиоклазами те микроклины, в которых – в зависимости от разреза – видна только одна система двойниковых полос. Надо иметь в виду, что в таких микроклинах полисинтетические двойники ограничены не так правильно, имеют обычно веретенovidные очертания, в то время как у плагиоклазов двойниковые полосы ограничены обычно совершенно прямыми линиями. Дисперсионный эффект – если вы постараетесь его уловить – всегда поможет предотвратить такого рода ошибки.

63. Как я уже указывал, микроклин легко спутать с ортоклазом, если он не решетчатый и не имеет полисинтетических двойников. Нельзя также отличать нерешетчатый микроклин от ортоклаза и по углу оптических осей; и у микроклина и у ортоклаза угол оптических осей может быть от -60° до -88° (см. также п. 49).

64. Существенно калиевые полевые шпаты часто бывают пятнистыми; решетка в микроклинe в одном месте одного и того же зерна бывает видна, в другом нет; или в одном месте у микроклина угол погасания имеет одно значение, в другом другое: я, например, наблюдал в одном и том же зерне микроклина $2V = -63^\circ$ и -78° (пятнами), а также в одном и том же зерне $\angle \perp (010) Nm = 5^\circ; 7,5^\circ$ и 19° . Случаи такой неоднородности замечаются нередко в микроклинах, но это может наблюдаться и в ортоклазах.

65. Все остальное, что было сказано относительно ортоклаза, относится и к микроклину. Я только еще раз повторяю, что ортоклазами можно называть только те существенно калиевые полевые шпаты, моноклинная сингония которых доказана¹. Как уже давно известно исследователям, которые занимаются федоровским методом – к этому же заключению пришли и за границей, – ортоклазы в интрузивных породах и, особенно, в кристаллических сланцах довольно редки и являются в действительности нерешетчатыми микроклинами. Последние, по всей видимости, являются минералами устойчивыми при более низкой температуре (доказано опытами, что при повышении температуры решетка исчезает) и, например, во вкрапленниках эффузивных пород почти (?) не встречаются. Об ортоклазе этого сказать нельзя, так как он является магматическим минералом и встречается в эффузивных горных породах как древних, так новых и современных (санидин).

¹ Отмечу здесь, кстати, что обнаруженная одним иностранным ученым триклинность некоторых альпийских адуляров уже давно открыта и доказана Е. С. Федоровым.

Анортоклаз

66. Такие микроклины, которые имеют угол оптических осей от -55° до $-30-35^\circ$, надо называть анортоклазами. Анортоклазы ведут себя в шлифах, как и микроклин, и только иногда вследствие большой примеси анортитовой молекулы имеют несколько больший показатель преломления (Д. С. Белянкин), не превышающий, однако, $N_g = 1,531$. Анортоклазы отличаются от микроклинов и по углам угасания, вообще несколько более малым, приближающим минерал к моноклинным. Здесь приходится упомянуть, что некоторые петрографы не желают признавать анортоклаз за отдельный вид, пока в минерале не обнаружено достаточное количество окиси натрия [см. замечание в п. 48].

Карбонаты

67. Следующими минералами второй группы будут карбонаты, так как по оси N_p преломление последних ясно меньше, чем у канадского бальзама. Здесь я только упоминаю об этом (так как карбонаты будут разобраны подробно в группе VI) для того, чтобы начинающие не упустили из виду, наблюдая преломление только в одном положении зерна, что такое преломление (ок. 1,490) может наблюдаться и у карбонатов.

Канкринит

68. Здесь же упомяну хотя и о редком, но очень важном, в смысле диагностичности его, минерале канкрините. Формула его такова: $3\text{NaAlSiO}_4 \text{ CaCO}_3 \text{ H}_2\text{O}$ иногда с SO_3 . Сингония его гексагональная; минерал одноосный и отрицательный. Иногда встречается в столбиках, большей же частью в неправильных зернах, заполняющих промежутки между другими минералами или замещающих частично их. Спайность у канкринита весьма совершенная, призматическая, но она редко наблюдается в шлифах. В кристаллах удлинение у канкринита всегда отрицательное. Двойников нет. Он обыкновенно бесцветен или несколько загрязнен окислами железа. Преломление $N_m = 1,515-1,524$, $N_p = 1,491-1,502$. Двупреломление канкринита от 0,023 до 0,029; у канкринита с SO_3 [очень редкий] двупреломление опускается до 0,009 и даже 0,001, а преломление 1,492–3. Канкринит – стойкий минерал, изменяется иногда в натролит и другие цеолиты. Канкринит – минерал постмагматический; большей частью он является вторичным по нефелину. Минерал этот в шлифе очень заметный, вследствие очень легко бросающихся в глаза признаков: низкого преломления (ясный золотисто-желтый оттенок в стыках с канадским бальзамом) и высокого двупреломления.

69. Канкринит является указателем на нефелин, так как очень часто встречается вместе с последним. Если вы имеете в шлифе бесцветные зерна с высоким двупреломлением, очень похожие на серицит или мусковит (цвета интерференции желтые, красные, зеленые, синие и т.д.), то надо быть очень осторожным с

отождествлением минерала с мусковитом, если вам не бросится в глаза присутствие в породе кварца. Такой очень похожий на мусковит минерал может оказаться канкринитом, и тогда в вашей породе надо внимательно искать нефелин. Канкринит и мусковит отличаются друг от друга тем, что у канкринита преломление меньше, чем у канадского бальзама и, значит, подавно меньше, чем у окружающих его бесцветных минералов; у мусковита преломление больше, чем у канадского бальзама, кварца и полевых шпатов, и в некоторых мусковитах можно даже заметить нарек на шагреновую поверхность. Если вы нашли, что у минерала, принимаемого за мусковит, преломление меньше, чем у канадского бальзама, то это канкринит (одноосный), и нужно быть очень внимательным в смысле возможности нахождения в породе нефелина.

70. Во второй же группе мы упомянем несколько минералов с той же целью, с какой это было сделано при упоминании о карбонатах. У некоторых нефелинов преломление по меньшей оси N_p опускается до 1,530. Некоторые кордиериты имеют показатель преломления по меньшей оси до 1,532. Здесь же во второй группе необходимо иметь в виду, что альбиты (чистые) имеют преломление по осям N_p и N_m меньшее, чем у канадского бальзама.

Вулканические стекла

71. Наконец, в эту же группу войдут кислые, промежуточные и частью основные вулканические стекла. Отличие этих стекол друг от друга по точно определенным показателям преломления без добавочных химических определений провести точно нельзя (см. п. 143). Кислые стекла имеют такие же показатели, как и многие промежуточные стекла и частью даже основные. Если стекло в шлифе нормальной толщины ясно окрашено, то очень много вероятности, что стекло это не кислое, т. е. не относится к стеклам липаритовым. О возможности смешения с анальцитом я уже вам говорил (п. 35).

3-я группа; $n = 1,535-1,545$

72. Теперь перейдем к третьей группе. Ограничения и рельеф здесь вообще незаметны, или слабо улавливаются недостаточно опытным глазом; преломление мало отличается от такового же для канадского бальзама и колеблется приблизительно в пределах 1,535–1,545. Дисперсионный эффект и полоска Бекке улавливаются с трудом или в некоторых случаях вовсе незаметны. Ниже следует табличка главнейших свойств минералов этой группы.

Халцедон

73. Первым минералом здесь будет халцедон, представляющий волокнистую разновидность кварца. Удлинение – в противоположность кварцу – отрицательное. Дает агрегаты, очень похожие на такие же агрегаты цеолитов, т. е. сферокристаллы, волокна, удлиненные

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники
16. Халцедон 73 SiO_2	Гексагональная [тригональная]. Волокна, удлинённые, листовидные разрезы, сферокристаллы	Нет	Нет
17. Плагиоклазы 75–80 109–127, 394–401a $m\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ $+n\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $n = 0\text{--}15\%$	Триклинная. Таблички, лейсты, микролиты, зерна неправильные	(010) и (001) иногда (110)	\perp (010) 1001] \perp [001] (010) [010] и др.
18. Нефелин 85 и 92 NaAlSiO_4 (иногда с K_2O и CaO)	Гексагональная. Короткие столбики, толстые таблицы, зерна	(0001) (1010)	Нет

Скаполиты – ось Np – богатые натром	п. 93
Кордиериты » » – некоторые	и. 93
Кварц » » –	п. 93
Лепидолиты » » –	п. 93
Серпентины » » – некоторые	п. 93
Стекла вулканические промежуточные и основные	п. 93

листьевидные формы разрезов и т.д. Спайности нет, двойников не наблюдается. В шлифе бесцветный; так как это минерал водного происхождения, то бывает слабо окрашен окислами железа в желтоватый и буроватый цвета и – исключительно редко в шлифах – в слегка голубоватый. Халцедон имеет двупреломление, равное 0,008, преломление 1,531–1,539. Хотя у некоторых авторов и есть предположение, что преломление халцедона одинаково с кварцевым, но я думаю, что это неправильно Вторичных изменений не наблюдается; халцедон минерал сам по себе вторичный, водный, – это, во-первых, а во-вторых, он представляет собой чистый кремнезем. Халцедон является частью продуктом раскristализации опалов и встречается в опаловых песчаниках, в их цементе. Агат и яшма состоят из халцедона. Последний встречается в кремнистых сланцах, иногда вместе с опалом, как продукт выполнения радиолярий.

74. Среди чистых кремневых минералов различают много разновидностей. У халцедона собственно знак удлинения отрицатель-

¹ В бывших у меня под руками халцедонах преломление или не отличалось от канадского бальзама, или было меньше, чем у последнего. Ни о какой примеси опала говорить – с целью объяснения уклонения преломления от кварцевого – не приходится; она бросилась бы сразу в глаза вследствие низкого преломления опала. Наличие минерала лутецита говорит также против отмечаемого утверждения.

Преломление и ориентировка	Двупреломление в тысячных	$2V$	Удлинение	Диагностика
16. 1,531–1,539	8	–		Кварцин 74 Псевдохалцедон 74 Лютецит 74 Цеолиты 44
17. № 0–1,536–1,525 № 15–1,544–1,536 Несколько меняющаяся ориентировка, см- диаграммы преломления, пп. 109–110	9–11 и ок. 8 меняющееся	+70° – 80° ок. ±90° меняющийся		Кварц 80–81 Нефелин 82 Кордиерит 83 Андезин 84
18. $N_p = 1,529-1,542$ $N_m = 1,532-1,547$	0-5	–0°		Ортоклаз 86, 56 Апатит 87 Скаполит 88 Кварц 89 Кордиерит 90 Альбит 91

ный, у кварца – положительный. У обоих этих минералов угол оптических осей положительный; у псевдохалцедона удлинение отрицательное, и угол оптических осей тоже отрицательный. Наконец, лютецит – такой халцедоновый минерал, который дает угасание относительно удлинения до 20°. Халцедон, как указывалось (п. 44), можно спутать с некоторыми цеолитами.

Альбит и олигоклаз-альбит

75. Далее идет минерал, который занимает около двух третей минералов земной коры, – это плагиоклаз (см. также пп. 109–127 и 394–401а). В эту 3-ю группу мы отнесем только кислые – альбиты и олигоклаз-альбиты, т. е. плагиоклазы состава $m \cdot \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + n \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, где n – процентное количество анортитовой молекулы – не более 15, иначе говоря, это будут, по Е. С. Федорову, плагиоклазы от № 0 до № 15. [Всегда содержится также компонент KAlSi_3O_8 обычно в очень небольшом количестве в исключительно редких случаях до 20%. Такие «калиевые олигоклазы», известные, например, из лакколитов Минеральных Вод, отличаются малым отрицательным углом оптических осей, спускающимся ниже 60°.] Наблюдаются примеси – 0,01–0,2% SrO; 0,01–0,2% BaO. Сингония у них триклинная; форма – лейстовидная, призматическая в пространстве, и таблитчатая; часто встречаются в неправильных зернах. Спайность по двум плоскостям: по 2-му пинакoidу и гораздо реже наблюдающаяся в шлифах спайность по 3-му пинакoidу. Последняя в плагиоклазах, очевидно, менее совершенна, чем спайность по (010). Ввиду близости показателей преломления кислых плагиоклазов, с одной стороны, и канадского бальзама, с другой,

трещины спайности должны исчезать в шлифах, как мы знаем из кристаллооптики, уже при незначительном наклоне к нормали к шлифу. Спайность по (001) будет видна только на плоскости (010) или очень близкой к последней, и здесь показатель преломления по одному направлению почти не отличим от канадского бальзама. Однако в плагиоклазе спайность по 3-му пинакоиду имеет иногда важнейшее диагностическое значение, так как только в случае наличия этой спайности можно определенно отличать альбиты от андезинов по координатам двойниковых осей. В случае необходимости выявить эти трещины спайности по 3-му пинакоиду, надо заказать новый шлиф и просить мастера не покрывать его покровным стеклом. Работать вы будете на федоровском столике, где шлиф покрывается глицерином с преломлением (1,47), гораздо меньшим такового же канадского бальзама (1,54), и потому легко обнаружите нужные вам трещины спайности по 3-му пинакоиду. Встречается, но очень редко, спайность и по грани (110), грани, как мы условно называем, ее, призматической.

76. Очень характерно вообще для плагиоклазов и, в частности, для разбираемых плагиоклазов, образование полисинтетических двойников. Чаще всего в зернистых и порфиристых изверженных породах встречаются двойники по 2-му пинакоиду – $\perp(010)$, так называемые альбитовые; затем – по частоте проявления – идут карлсбадские [001], в которых двойниковой осью является третья кристаллографическая ось, а швом (010), или, конечно, – но это очень редко – любая из плоскостей, заключающих двойниковую ось [001], т. е. любая из граней, принадлежащих к поясу третьей кристаллографической оси, и двойники сложные, комплексные, в которых двойниковой осью служит перпендикуляр к третьей кристаллографической оси, лежащий во втором пинакоиде [001] \parallel (010). В кристаллических сланцах очень часто встречаются двойники периклиновые, осевые двойники, в которых двойниковой осью служит вторая кристаллографическая ось – [010]. Периклиновые двойники особенно характерны для кристаллических сланцев, что было мной отмечено еще в моей студенческой работе, и теперь я в этом неоднократно убеждаюсь все больше и больше. Вы можете даже сказать, что если в горной породе, на структуру которой вы не обращаете внимания, вы сделали подряд два-три измерения и нашли, что эти измерения дают периклиновые полисинтетические двойники, то эта горная порода не интрузивная. Для кристаллических сланцев факт частого нахождения периклиновых полисинтетических двойников в плагиоклазах, повторяю, весьма характерен. Из остальных двойников двойники манебахский $\perp(001)$ и, особенно, бавенский $\perp(021)$ для плагиоклазов исключительно редки, и указания на эти двойники, указания не единичные, а повторные, в какой-либо работе, смею утверждать, ошибочны. [При известном опыте бавенские двойники – всегда простые – легко отличимы на глаз, в особенности в сечениях с двумя спайностями по диагональному положению шва. Особым случаем бавенских двойников является срастание одного индивида

плоскостью (010) с плоскостью (001) другого. Есть еще много двойниковых законов для плагиоклазов, но они подобно манебахскому или бавенскому, очень редки, встречаются на сотни раз один раз, и поэтому, в случае их открытия по вашим исследованиям, вы должны быть особенно осторожны и должны руководствоваться теми указаниями, которые даются для идентификации двойников в известном труде В. В. Никитина. Отмечу еще один факт, что в порфировых породах, в их плагиоклазовых вкрапленниках, подвергавшихся большим механическим воздействиям со стороны передвигающейся более или менее вязкой магмы, в которой они находятся, и подвергавшихся также большим механическим воздействиям во время кристаллизации основной массы этих пород – в этих вкрапленниках эффузивных или жильных порфировых горных пород встречается иногда гораздо большее разнообразие двойниковых законов плагиоклазов, нежели в породах зернистых (не порфировых) или метаморфических. Впрочем, это относится – и должно относиться – не только к плагиоклазам, но и к двойникам всех других минералов. Если вы просмотрите справочник Розенбуша, то найдете, что самые разнообразные двойники разных минералов найдены именно во вкрапленниках эффузивных горных пород.

77. В шлифе плагиоклазы обыкновенно бесцветны, причем совершенно чистые и водянопрозрачные (макроскопически стекловидные) называются **микротинами**. При изменении и выветривании они часто мутнеют и имеют тогда в проходящем свете грязно-сероватую окраску, легко отличаясь, как я уже указывал (п. 60), в этом отношении от ортоклазов, принимающих окраску буроватых цветов. Исключительно редко, но бывает что измененные - (помутнелые), плагиоклазы в шлифе имеют буроватую и красноватую окраску. Но это исключительно редко. Такие плагиоклазы бывают макроскопически ярко-красного цвета. Двупреломление изменяется от 0,011 до 0,008. Наименьший показатель преломления меньше канадского бальзама; наибольший показатель у альбита почти равен канадскому бальзаму, у олигоклаз-альбита – больше канадского бальзама.

78. *Угол оптических осей решительно не имеет почти никакого значения для определения состава плагиоклазов*; это я подчеркиваю с самого начала своей деятельности в этой области, в чем и продолжаю убеждаться с каждым днем, так что не могу на этом настаивать. Есть, конечно, более или менее повторяющиеся величины, получаемые для этих углов («почти»), и в этом отношении можно сказать, что и у чистых

¹ Для доказательства правильности отнесения какого-либо редкого двойникового закона именно к указанному вами, вы обязательно должны давать координаты двойниковой оси, координаты полюса шва и координаты еще какой-либо определяющей плоскости (спайности или ограничения), – см. в заключении, пп. 394–401а.

альбитов и у олигоклаз-альбитов угол оптических осей большей частью положительный; у первых около 78° у вторых до 90° .

78а. [В плагиоклазах также установлено изменение структуры минералов в зависимости от температуры образования, основанное на том же принципе «упорядочения» при понижении температуры. Наибольшие различия характерны для альбита, который при высоких температурах кристаллизуется в моноклинной сингонии. При упорядочении происходят также значительные изменения угла оптических осей, наибольшие для кислых плагиоклазов. При быстром охлаждении неупорядоченные структуры высокотемпературных плагиоклазов сохраняются полностью или частично. Именно поэтому возможны широкие колебания $2V$ для плагиоклазов одного состава, которые, однако, отражают условия образования и охлаждения породы. Несколько изменяется также оптическая ориентировка, в связи с чем построены специальные диаграммы для определения высокотемпературных плагиоклазов на федоровском столике (А. Н. Заварицкий и др. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 87, вып. 5, 1958. В. С. Соболев. Федоровский метод. М., 1964). В связи с различиями между структурой альбита и анортита, дискутируется вопрос о существовании разрыва непрерывности в ряду плагиоклазов, особенно в области № 14–20, причем предполагается, что плагиоклазы в этом интервале имеют субмикроскопическую структуру распада (перистериты).]

79. Альбит в огромном большинстве случаев минерал эпимагматический, т. е. такой, который не выделяется непосредственно из огненно-жидкой магмы. Ни альбит, ни олигоклаз-альбит не могут быть получены сухим путем, т. е. простым плавлением смесей соответствующего состава. Нередко, особенно в изверженных породах, происходят явления альбитизации, точнее деанортитизации, т. е. превращение более основных плагиоклазов в более кислые². Поэтому – с моей точки зрения – необходимы скорее доказательства первичности альбита, а не того, что альбит эпимагматический минерал. Особенно это относится к альбитам так называемых альбитовых порфиритов и диабазов. Такие названия, прилагаемые без объяснений, недопустимы – и вот с какой точки зрения. Термин альбитовый, а не альбитизированный, или эпиальбитовый, предполагает первичную природу альбита. Магма, давшая при отвердевании порфирит или диабаз, должна быть богата окисью кальция, иначе – если не произошло ее постериорного изменения – она не дала бы ни ту, ни другую породу. Предполагая же первичную природу альбита в этих породах, мы тем самым допускаем, что благодаря каким-то условиям,

¹ Установился обычай называть плагиоклазы примерно со 100–70% альбитовых молекул кислыми, с 70–50% тех же молекул – промежуточными и с количеством молекул анортитовых 50% и более – основными. Термины очень условные и в достаточной мере неправильные: плагиоклазы являются естественными солями кремневой кислоты, а для солей термины кислый и основной имеют, как известно, совершенно другое значение.

в противоположность обычно действующим законам распределения окислов в гомогенно-жидкой фазе, весь СаО ушел полностью или почти полностью на образование других, чем плагиоклазы, минералов – для порфиритов и диабазов, следовательно, да пироксены и амфиболы. Наблюдаются ли в природе такие процессы? Наблюдаются, но только при постмагматических процессах, когда, как это доказано многочисленными неоспоримыми наблюдениями, лабрадор замещается, например, чистым альбитом; или MgO- содержащий оливин превращается в чистую кальцитовую псевдоморфозу, не заключающую окиси магния; или, наконец, в известняке – породе, богатой СаО, образуется чистый альбит. Такие превращения ни в коем случае не магматические; то, что дало кальцит из оливина, занимало объем не получившегося кальцита, а заключалось в объеме неизмеримо больших масс проходящих растворов, постепенно делавших свою работу превращения. Здесь имел место закон действия масс. Каким же путем из магмы, богатой СаО, может получиться лишенный или почти лишенный окиси кальция магматический альбит, занимающий почти тот же объем (см. примечание к п. 15), что и вещество, давшее его, – никто из называющих альбитовые порфириты либо диабазы или совсем иногда не упоминает, или не постарается объяснить. Некоторые, правда, пишут, что это обуславливается тем, что магма изливалась под воду, благодаря чему происходило пропитывание ее водой, которая будто бы разлагала плагиоклаз в момент образования и давала, таким образом, альбит. Объяснение – абсолютно ни на чем не основанное. Даже, совсем наоборот, объяснение – противоречащее давно известным фактам. Не говоря уже о том, что трудно представить себе пропитывание огненно-жидкой массы с температурой в 700–800 и более градусов водой, мы предположим на мгновение, что пропитывание шло именно таким образом, – в действительно «пропитанных» водой породах, при этом свежих породах, содержащих наряду с 6–7% воды всего около 1% СаО (липаритовые смоляные камни, перлиты, пемзы), встречаем во вкрапленниках не альбиты, а андезины (№ 30 и выше). Отсюда совершенно ясно, что альбитовые диабазы и порфириты с первичным альбитом совершенно невозможны, по крайней мере с точки зрения теперешних наших знаний. Что касается щелочных, богатых SiO₂ пород, почти лишенных СаО (например, комендитов или альбитофинов) и имеющих совершенно почти свежую стекловатую основную массу, то в них альбитовые вкрапленники, первичные, вполне допустимы, и понятны с физико-химической точки зрения. Я с умыслом остановился на предыдущем, чтобы показать вам, что при самостоятельной работе вы должны обязательно связывать химизм породы с ее минералогическим составом, и чтобы порезче оттенить, что без знания законов физической химии даже петрографией, не говоря уже о петрологии, заниматься теперь невозможно.

[В настоящее время уже неоднократно исследовались базальты, образовавшиеся на дне океана, причем плагиоклаз здесь основной,

т.е. упрощенное представление о подводном образовании магматического альбита действительно оказалось неправильным. Вопрос о роли морской воды при вторичной альбитизации глубоководных базальтов и особенно захороненной морской воды продолжает обсуждаться.]

80. Альбиты часто встречаются в кристаллических сланцах. В так называемых зеленых сланцах, т. е. сланцах, состоящих из эпидот-цоизитовых минералов, хлорита, альбита и часто кальцита, кальцит и альбит бывают почти совершенно чисты по химическому составу. Альбиты нередко встречаются в кристаллических известняках, и здесь их очень легко спутать с кварцем. Наконец, некоторые альбитовые породы, состоящие из амфибола и плагиоклаза, альбитовые амфиболиты, тоже имеют плагиоклаз, очень близкий к альбиту.

81. Альбит и олигоклаз-альбит – несдвойникованные – очень легко спутать с кварцем, если не подвергать их точным методам исследования или не прибегать к определению показателей преломления. В особенности надо быть осторожным с породами роговиковыми и кристаллическими сланцами и из последних особенно с зелеными сланцами. При исследовании зеленых сланцев даже более или менее опытному исследователю, при беглом просмотре шлифов, может показаться, что породы состоят из большого количества кварцевых зернышек, а между тем ближайшие исследования покажут, что ни одного кварцевого зернышка в этих сланцах нет, и весь минерал, принимаемый за кварц, относится к альбиту. Это происходит потому, что в зеленых сланцах альбит, как и в о о б щ е п л а г и о к л а з ы в к р и с т а л л и ч е с к и х с л а н ц а х , ч а с т о с о в е р ш е н н о н е о б н а р у ж и в а е т д в о й н и к о в . Точно так же с альбитами надо быть очень осторожным – в смысле возможности спутать их с кварцем – в кристаллических известняках и в некоторых мелкозернистых аплитах, почти лишенных окрашенных минералов. Иногда такие аплиты содержат в себе до 40–50% кварца, макроскопически представляются совершенно белыми, сахаровидными, образуют, подобно кварцу, тонкие жилочки, словом, во всех отношениях являются подобными кварцевым породам. От последних в таких случаях их можно отличить только под микроскопом и лучше и проще всего при помощи уже неоднократно указывавшегося дисперсионного эффекта. От кварца альбит отличается по преломлению. У кварца по всем направлениям преломление больше канадского бальзама, у альбита преломление или почти равно канадскому бальзаму или – у чистого альбита – по осям N_p и N_m меньше, чем у канадского бальзама. Кроме того, альбит хотя и очень стойкий минерал, как минерал эпимагматический, но может разлагаться и мутнеть; кварц же почти всегда чистый и прозрачный. Но в таких случаях надо всегда иметь в виду, что – особенно в кристаллических сланцах и известняках и часто в некоторых песчаниках – кварцевые зерна бывают переполнены мельчайшими частицами, которые и под микроскопом не могут распознаваться и

кажутся мельчайшей мутью. Иногда эти частицы заполняют зерна кварца, местами тянутся по полю кварцевых зерен в виде полосок. Такой кварц вы легко можете принять за альбит. В этом случае хорошо помогает различение или по преломлению, если это возможно, или во всех случаях с помощью точных методов: кварц всегда положительный и одноосный, а альбит резко двуосный минерал. Здесь я, конечно, не имею в виду тех случаев, когда альбит и олигоклаз-альбит сдвойникованы или обнаруживают трещины спайности. В этих случаях минералы эти спутать нельзя: кварц под микроскопом никогда не обнаруживает двойников, и только в исключительных случаях в кварце можно наблюдать 1–2 трещины, подобные трещинам спайности.

82. Альбит можно спутать с нефелином, тем более что дисперсионный эффект в стыке нефелина и альбита или альбит-олигоклаза может совершенно отсутствовать или казаться очень неясным; следовательно, по преломлению альбит от нефелина отличить иногда невозможно. Самое лучшее, пользуясь простейшими методами, отличать их по двупреломлению или по поведению спайности, если она присутствует. Двупреломление нефелина никогда не поднимается выше 0,005, в то время как у альбита или альбит-олигоклаза не спускается ниже 8 или 7 с половиной тысячных. Спайность у нефелина, как у минерала одноосного, если трещины ее наблюдаются в шлифе, ведет себя в разрезах совершенно иначе, чем у плагиоклазов, что видно из таблицы, приведенной выше. Наконец, формы у нефелина совершенно другие: толстые прямоугольники и шестиугольники в разрезах шлифов, дающие прямое или симметричное угасание.

83. Альбит можно также спутать с кордиеритом, особенно в роговиках. Эти два минерала можно иногда отличить друг от друга, только пользуясь точными методами, потому что кордиерит бывает точно так же полисинтетически сдвойникован, как и альбит, и под микроскопом в таком случае совершенно не отличается по виду от плагиоклаза. В этом случае необходимо сделать определение двойников. Если вы приняли такой кордиерит за альбит, то определение двойника покажет вам бавенский закон. Полисинтетического бавенского двойника в плагиоклазах пока еще никто не видел. Даже простые бавенские двойники в плагиоклазе встречаются на 1000 измерений один раз. Если у вас простые двойники, и вы, принимая минерал за плагиоклаз, получили для них бавенский закон, то это уже на 99,9% не альбиты; в таком случае, если, измерив еще один Двойник предполагаемого альбита, вы снова получите бавенский закон, то это наверняка кордиерит. Получается это потому, что по оптической ориентировке двойники кордиерита почти в точности отвечают бавенским двойникам плагиоклазов: у кордиерита в двойниках по призмам оси N_r обоих индивидов совпадают, а оси N_g и N_t делают друг с другом углы в 30° или в 60° . У плагиоклазов бавенские двойники дают те же константы: оси N_r двойников почти совпадают (градуса полтора несовпадения вполне укладываются в ошибку наблюдения), а оси N_t и N_g делают такие же углы, как

у кордиерита. Вообще кордиерит очень капризный минерал, и здесь очень легко впасть в ошибку, если не сделать точных измерений, почему я на этом и счел нужным остановиться. Я иногда сижу над шлифом около получаса, чтобы не смешать кварц или альбит с кордиеритом. Если наблюдается спайность в минерале, который вы можете принять за альбит или за кордиерит, то надо иметь в виду, что у кордиерита спайность пинакоидальная и что этот минерал ромбический, а потому трещины спайности на плоскости шлифа будут вести себя иначе (см. табличку, п. 6а), чем трещины спайности триклинного альбита. Я исключаю из рассмотрения те кордиериты, у которых показатели преломления больше 1,55: их по преломлению легко отличить от альбита. Наконец, в контактных роговиках и сланцах следует обращать внимание на включения в минерале, которые вы склонны принять за кварц либо за альбит, и на присутствие тройников, расположенных по секторам. Еще по одному признаку можно различить кордиерит от плагиоклазов – имея в виду предполагаемые нами массовые способы работы – именно по продуктам разложения. Последние у кордиерита представлены чешуйчатыми минералами из группы мусковита, хлорита и вероятнее всего также талька, и так как кордиерит всегда содержит железо, то и в проходящем свете эти продукты окрашиваются в слегка зеленоватые или желтоватые и буроватые, даже красные цвета. Нередко внутри кордиерита – иногда по жилочкам – наблюдается почти изотропное белое и бесцветное, местами слегка буроватое, серпентиновидное вещество. Все эти продукты легко отличаются от продуктов разрушения плагиоклазов, которые чаще всего бывают совершенно бесцветны (серицит, мусковит) или (в сосюрите) обладают высоким преломлением.

84. При применении точных методов исследования на федоровском столике альбиты можно спутать с андезинами, и я должен здесь со всей категоричностью отметить, что по углу оптических осей альбита от андезина отличать нельзя. Отрицательный альбит встречается, правда, очень редко; положительные же андезины встречаются, пожалуй, чаще, чем отрицательные, поэтому альбиты от андезинов прежде всего и легче всего отличать по преломлению¹. У андезина преломление больше канадского бальзама, а у альбита или меньше, или почти не отличимо (см. общую таблицу определения плагиоклазов по коэффициентам преломления, пп. 109–110). Иногда плагиоклазы бывают слишком мутными для того, чтобы имелась возможность с уверенностью заметить преломление относительно канадского бальзама или соприкасающегося зерна кварца; поэтому вторым очень хорошим отличительным признаком альбита от андезина является наличие в исследуемом плагиоклазе манебахского двойника (исключительно редок!) или спайности по 3-му пинакоиду. Эта спайность, как я указывал, вследствие явлений преломления,

¹ Замечу, что около 20 лет назад указывалось, что химически анализированные андезины имеют иногда преломление, не отличимое от канадского бальзама (см. также п. 404).

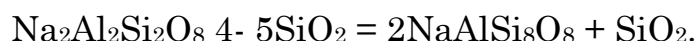
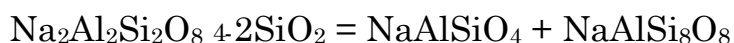
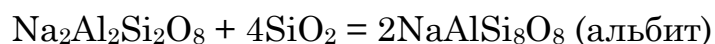
в шлифах у альбитов наблюдается очень редко, и достаточно небольшого наклона плоскости этой спайности к нормали шлифа, чтобы ее не было видно. Поэтому, если вам необходимо отличить альбит от андезина именно таким образом, то вы должны, как я уже указывал, заказать непокрытый шлиф. Координаты осей оптической индикатрисы по отношению к этому 3-му пинакоиду для андезина настолько резко отличаются от соответствующих координат для альбита, что о смешении этих двух плагиоклазов в отношении к плоскости (001) не может быть и речи. Для чистого альбита угол между перпендикуляром к (001) и осью $N_p = 75^\circ$ или около этого, а для андезина № 35 тот же угол = ок. 86° – различие слишком большое, чтобы могло появиться сомнение даже при недостаточно аккуратной работе по федоровскому методу. Если вы не обнаружите спайности по (001), то может помочь плоскость ограничения, не относящаяся к (010), или, наконец, присутствие карлсбадского, т. е. осевого, двойника, координаты которого для альбитов и андезинов различаются так же резко, как и координаты плоскости (001) (см. также пп. 394–401а).

Нефелин

85. Следующим минералом рассматриваемой третьей группы будет нефелин – NaAlSiO_4 , причем в примеси может быть до 20% калиофиллитовой (KAlSiO_4) молекулы, которая, впрочем, оказывает малое влияние на оптические свойства нефелина. [По сравнению с теоретической формулой обычно наблюдается избыток SiO_2 иногда до 10%.] Интересной и важной примесью в составе нефелинов является анортитовая молекула, которая снижает его двупреломление, давая иногда изотропные нефелины или даже меняя знак минерала минус на плюс. [Последнее наблюдалось в искусственных нефелинах с содержанием CaO около 7%, в то время как в природных оно доходит лишь до 2,5%, т. е. природные нефелины всегда отрицательны.] В последнее время обнаружены в щелочных лавах зональные нефелины с резко меняющимися оптическими свойствами в отдельных зонах, причем эти изменения, вероятнее всего, связаны с примесью анортитовой молекулы – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, которая иногда достигает в нефелинах количества 10%; в примеси бывает 0,01% Ga_2O_3 ; 0,01–0,1 BeO .

Сингония нефелина гексагональная; встречается он в виде толстых гексагональных таблиц, дающих в поперечном разрезе толстые прямоугольники или даже квадраты, а в продольном разрезе правильные шестиугольники; нередки зерна. Минерал одноосный и отрицательный. Спайность по пинакоиду и по гексагональной призме. О поведении трещин спайности в разрезах – см. общую таблицу, п. 6а. Двойников в нефелине не наблюдается. Обыкновенно он бесцветен и прозрачен. Мутный нефелин (элеолит) в проходящем свете сероватый, чем легко отличается от мутного и того буроватого ортоклаза, с которым часто встречается в одной и той же породе; я уже не говорю о дисперсионном эффекте, который будет в стыке этих двух минералов,

благодаря чему ортоклаз будет слабого золотистого цвета, а нефелин слабого зеленоватого оттенка. Двупреломление нефелина никогда не превышает 0,005 и колеблется от 0 до этой цифры. В зависимости от изменения состава преломление меняется в очень широких пределах – от 1,529 для меньшей оси до 1,547 для большей оси¹. Нефелин нередко замещается, начиная от периферии или же по трещинам, цеолитами, легко идентифицируемыми по своему волокнистому или игольчатому виду и по формам, очень напоминающим ледяные узоры на окнах, по слабому преломлению при обычно более высоком, чем у нефелина, двупреломлении. Затем нефелин замещается нередко канкринитом, минералом, который является, как указывалось, хорошим показателем на нефелин по своим резко бросающимся в глаза оптическим свойствам. Я уже указывал, что нефелин пневматолитически замещается содалитом [и анальцитом] и в этом отношении надо быть осторожным, чтобы не смешать содалит с коллоидальными веществами, также встречающимися в виде вторичных образований в нефелине. Наконец, изредка нефелин замещается также серицитом и мусковитом; слюда отличается от канкринита резко по преломлению, и небольшая внимательность с вашей стороны предотвратит ошибку. С кварцем, первичным, нефелин в одной и той же породе не встречается, так как всегда реагирует до конца с кремнекислотой, давая, в зависимости от достаточного количества SiO₂ или недостатка ее или избытка, соответственно альбит, нефелин + альбит или альбит + кварц.



86. Нефелин можно спутать с ортоклазовым полевым шпатом. Отличить их можно по форме. Если у нефелина имеются ограничения, то в разрезе они будут представляться в виде шестиугольников и – чаще – толстых прямоугольников. Нефелин можно также отличить от ортоклазов и по преломлению, и по его поведению относительно трещин спайности в разрезах (см. общую таблицу), и по погасанию относительно ограничений. При помутнении, как указывалось, нефелин сереет (в шлифе), ортоклазы буреют. Двупреломление у нефелина заметно ниже, чем у ортоклазов, и не бывает выше 0,005, а у ортоклаза и полевых шпатов оно не опускается ниже 0,006. Наконец, если прибегнуть к точным методам, нефелин одноосный².

¹ Отсюда совершенно очевидно, что определять показатели преломления плагиоклазов (подобно тому как это делается в стыках с кварцем) по нефелину нельзя.

² Санидин также бывает одноосным и отрицательным, но у него преломление меньше – заметно меньше, чем у канадского бальзама. Знак и одноосность нефелинов в коноскопе в шлифах обычной толщины определять нельзя.

87. Нефелин можно спутать – по крайней мере так иногда делают начинающие – с апатитом. Но поверхность апатита ясно шагреневая, имеет вид ватманской бумаги, а нефелин, преломление которого одинаково с канадским бальзамом, имеет гладкую поверхность. Нефелин можно отличить от апатита еще и по форме. Высокотемпературный апатит встречается в виде удлинённых призмочек; у нефелина таких форм никогда не бывает.

88. Нефелин можно спутать со скаполитами, богатыми натром, но в шлифе нормальной толщины вы его сразу отличите от скаполитов по двупреломлению – у последних оно очень редко опускается ниже 7–8 и в исключительных случаях доходит до 6 тысячных. Двупреломление у скаполитов, сравнительно часто встречающихся, более 0,010, а преломление больше канадского бальзама заметно для глаза. Наконец, у скаполита, как минерала тетрагонального, трещины призматической спайности взаимно перпендикулярны.

89. Нефелин можно спутать с кварцем, но легко отличить по двупреломлению, которое у кварца никогда не бывает ниже 0,009, оставаясь постоянным; кроме того, кварц положительный, нефелин – отрицательный. У кварца ни спайности, ни помутнения, как у нефелина, не бывает. Нефелин редко обнаруживает волнистое угасание, которое очень часто наблюдается в кварце.

90. От кордиерита нефелин отличается по форме, по двупреломлению, а также и по ассоциации. Кордиерит богат глиноземом и встречается с минералами, богатыми магнием, железом и глиноземом.

91. От альбита нефелин сразу отличается двупреломлением; у альбита двупреломление равно или около 0,009–0,011, у нефелина – 0,005. Если у альбита, несдвоенного, имеется спайность, то она ведет себя иначе, чем у нефелина.

92. В некоторых эффузивных породах мелкие зерна нефелина можно легко пропустить, и в таком случае прибегают к протравлению шлифа, сняв покровное стекло и смыв канадский бальзам, при помощи соляной кислоты: нефелин, в противоположность полевым шпатам, легко разлагается при этом, и последующая обработка шлифа при помощи красящего вещества, например фуксина, легко обнаруживает разложенные зерна нефелина¹.

93. В третьей группе следует упомянуть также минералы, имеющие наименьший показатель преломления – такой, как это требуется для минералов 3-й группы: богатые натром скаполиты (см. 4-ю группу), некоторые кордиериты (4-ю гр.), *Np* кварца (4-ю гр.), *Np* лепидолитов (4-ю гр.), серпентины (окрашенные минералы), промежуточные и основные вулканические стекла, отличающиеся легко по их изотропности.

¹ Присутствие нефелиновой молекулы в породе легко узнать также по валовому химическому ее анализу: связывая, как обычно, молекулярные количества Na_2O анализа с таким же количеством Al_2O_3 и 6-кратным количеством SiO_2 (альбит), вы сразу обнаружите, что SiO_2 для этого в анализе не хватает, и, следовательно, Na_2O связан не в альбитовой, а в нефелиновой молекуле.

4-я группа; $n = 1,55-1,60$

94. В четвертой группе ограничения или рельеф слабо заметны; преломление – по полоске Бекке – ясно больше, чем у канадского бальзама. Дисперсионный эффект на стыке с канадским бальзамом придает последнему золотисто-желтый оттенок, а для минералов только что указанной группы – нежный зеленовато-голубоватый оттенок (см. табл., стр. 84–85).

Кордиерит

95. Здесь на первое место мы поставим кордиерит, состав которого $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$. [Нередко в небольшом количестве содержит щелочи и воду.] Относительно химического состава кордиерита надо сказать, что он богат глиноземом и окисью магния, содержит окислов кремнезема и глинозема почти столько же, сколько их находится в битовните, плагиоклазе № 80, и в то же время богат магнием; запомнить его вполне достаточно для того, чтобы понимать ассоциацию кордиерита и быть всегда настороже в смысле возможности его присутствия в том случае, если порода богата глинозем- и магнийсодержащими минералами. Сингония ромбическая. В породах встречается в виде неправильных зерен. Спайность в шлифах наблюдается очень редко и плохо здесь выражена – одна-две черточки на большое зерно; это – спайность по второму пинакоиду, по наблюдается – еще реже и хуже – и по остальным пинакоидам, исключительно редко совместно одна с другой. Для кордиерита очень характерны тройники и шестерники, встречающиеся, правда, нечасто, но такие образования встречаются только в этом минерале и затем в таких отличных от него минералах, как арагонит и тридимит. Эти тройники и шестерники (см. рис. 8, I и 8, II) можно назвать секториальными, так как здесь индивиды двойника расходятся – наподобие секторов окружности – как из центра. Кордиерит дает часто, как указано при альбите, полисинтетические двойники, абсолютно подобные во всех отношениях двойникам плагиоклазов (подробности – см. альбит, п. 83). В шлифе нормальной толщины кордиерит всегда бесцветен. [Исключительно редко встречается голубой, отчетливо плеохроирующий в шлифах кордиерит, описанный у нас Б. И. Пийп в лавах Камчатки и из роговиковых включений в дацитах Закарпатской области (В. С. Соболев и О. Н. Горбачевская)]. Двупреломление у кордиерита обычно около 0,009–0,010, но опускается до 0,003 и поднимается несколько выше первых указанных цифр. Угол оптических осей сильно колеблется и не характерен для кордиерита: в огромном большинстве случаев он находится в пределах от -40 до -80° , причем иногда превышает последнюю цифру, доходит до 90 и – очень редко – становится положительным (до $+82^\circ$). Отсюда ясно, что и показатель преломления сильно изменчив: крайние пределы для показателя преломления кордиерита от 1,532 для наименьшего показателя преломления до 1,562 для

наибольшего показателя преломления [главным образом в зависимости от содержания железа]. Удлинение у кордиерита отрицательное, но оно не очень характерно для него, так как кордиерит очень редко встречается в виде столбиков.

96. Кроме секториальных тройников и шестерников, для кордиерита – и только для него – очень характерны лимонно-желтые плеохроичные дворики вокруг включений; включения эти очень незначительны по величине, но все же ясно выделяются на поверхности кордиерита в шлифе своим рельефом. Вращая шлиф в проходящем свете (без анализатора), следите за поведением минерала как раз около такого рода мелких включений: если около последних вы заметили где-нибудь плеохроичную оболочку, имеющую лимонно-желтый цвет, то этот минерал – кордиерит. Для кордиерита характерны также продукты его изменения, причем измененный и мутный кордиерит имеет в шлифе буроватый цвет. В числе продуктов изменения кордиерита может быть и серицит; если этот серицит в кордиерите имеет игольчатые разрезы, то такие измененные кордиериты называются **пинитами**. Такие псевдоморфозы по кордиериту в породах встречаются нередко. Как богатый магнием минерал, кордиерит может давать также очень высокодвупреломляющие чешуйки, относящиеся, вероятнее всего, к тальку. Примесь железа, находящегося в кордиерите, окрашивает эти чешуйки в желтоватый или желтовато-зеленоватый цвет. Но очень высокому их двупреломлению можно иногда убедиться, что эти чешуйки принадлежат не мусковиту или серициту, а тальку. Иногда кордиерит пронизывается жилочками, почти не действующими или совсем не действующими на поляризационный свет и, вероятнее всего, относящимися к серпентиновидному веществу.

97. Кордиерит был с самого начала установления зон в кристаллических сланцах отнесен к минералам глубинных зон. Лучше, однако, говорить о минералах не глубокой зоны, а высокой температуры. Что кордиерит – минерал высокотемпературный с несомненностью может подтвердить то обстоятельство, что многие так называемые пятнистые сланцы, имеющие в пятнах слюдяные минералы и отчасти кварц и хлорит, сначала были кордиеритовыми, а затем кордиерит превратился в псевдоморфозы, дающие эти пятна. Недавно было обращено внимание, что в некоторых пятнистых сланцах, находящихся в контакте с диабазами, в так называемых спилозитах и десмозитах, несомненно, присутствовал кордиерит. Отсюда ясно, что сначала, при высокой температуре, образовались в породе кордиериты, которые затем – в позднейшем процессе, т. е. при более низкой температуре, – превращались в псевдоморфозы, давшие эти пятна. Кроме того, кордиерит образуется иногда в лавах, даже стекловатых, за счет вовлечения в последние посторонних веществ, что опять-таки указывает на высокую температуру образования этого минерала.

98. Для кордиерита самым характерным является присутствие секториальных тройников и шестерников, а также лимонно-желтых

плеохроичных двориков; частью характерны также и продукты его разложения. В случае наличия одного из этих признаков смешать кордиерит с каким-либо похожим на него минералом невозможно. Его можно смешать с альбитом (см. п. 83), а также с нефелином (см. п. 90) и с кварцем. Прежде всего, кварц никогда не бывает мутным и не может иметь спайности и двойников. Кварц – одноосный и положительный, кордиерит – двуосный. Затем кордиерит можно спутать в лавах с санидином (см. п. 69). Вообще в контактовых породах и в кристаллических сланцах, где особенно легко принять кордиерит за кварц, необходимо иметь в виду возможность нахождения в них кордиерита, если вы имеете породы, богатые глиноземом, магнием и железом, т. е. соответственными минералами; поэтому надо искать кордиерит в метаморфических породах, богатых гиперстеном, силлиманитом, биотитом, ромбическими амфиболами, ставролитом, гранатом, основными плагиоклазами, тальком и пр.

Кварц

99. Теперь перейдем к кварцу. Кварц – очень распространенный и наиболее стойкий минерал земной коры, составляет около 12% количества всех породообразующих минералов. Это – чистый кремнезем. Формула его SiO_2 . Сингония его гексагональная [тригональная]. Одноосный, положительный, нередко слабо двуосен. Спайности нет, или, во всяком случае, она в высшей степени редко встречается. Двойники, видные под микроскопом, исключительно редки; в действительности двойники с параллельными осями довольно часты, но обнаруживаются только физическими методами, приемами травления и т.д. Большею частью эти физические методы служат также для различения двух модификаций кварца: одной низкотемпературной, ниже $575\text{--}600^\circ$ – альфа-(α)-кварц, и другой – высокотемпературной, называемой бета-(β)-кварц. При высокой температуре кварц имеет более высокий вид симметрии [гексагонально-трапецоэдрический], при более низкой температуре появляются грани и свойства, связанные с тригонально-трапецоэдрическим видом симметрии. Поэтому эти кварцы можно отличить друг от друга при наличии кристаллографических форм, характеризующих этот вид симметрии, а именно, формы трапецоэдров и других форм с четырьмя символами, из которых ни один не равен нулю. Если имеется в комплексе граней такая форма, то вы можете сказать, что имеете перед собою альфа-кварц. Давно уже указывалось, что низкотемпературные кварцы бывают обыкновенно в удлинённых призматических кристаллах, в довольно длинных призмочках. Вы сами это можете иногда наблюдать в тонких жилах, жилочках кварца, пересекающих породы (в шлифах). Давно также замечено, что кварцы, имеющие очень незначительные или совсем не имеющие призматических граней, т. е. представляющиеся в виде пирамидальных кристаллов, встречаются, как минералы высокой температуры, в эффузивных горных породах. Если нет указанных признаков, и кварц, как это часто бывает или

большую часть бывает с ним, представлен в виде неправильных зерен, то отличить эти две модификации иначе как химическим испытанием – травлением кислотами определенно ориентированных пластинок – нельзя. Можно, конечно, предполагать, что кварц был первоначально высокотемпературным, если он сильно покрыт трещинами. Обыкновенно кварц встречается в виде неправильных зерен. В породах он выделяется обычно одним из последних минералов. Но иногда в некоторых гранитных породах вы можете наблюдать кварц в прекрасно образованных кристаллах внутри как ортоклазов, так и плагиоклазов. Такие структуры называются гранулитовыми. Под микроскопом кварц бесцветен. Величина двупреломления для кварца, одинаково альфа и бета, остается постоянной и равна 0,009. Имейте в виду, что данные, которые даются для бета- кварца и указывают, что его двупреломление равно 0,008, относятся к высокой температуре, около 500° с лишком; оба вида кварца имеют одно и то же двупреломление, которое указано выше. [Собственно говоря, при обычных температурах мы имеем уже не высокотемпературный кварц, а псевдоморфозы по нему альфа-кварца.]

100. Кварц, как я уже говорил, является минералом, наиболее распространенным после полевых шпатов. Встречается в кислых и промежуточных ¹ изверженных породах, богатых кремневой кислотой. Сухим плавлением кремнезема кварц не может быть получен. Кварц также наиболее характерный минерал для песчаников; все нормальные песчаники состоят главным образом из кварцевых зерен. В наиболее мелкозернистых осадочных породах также главным минералом, встречающимся в виде отдельных зерен, является кварц, но надо иметь в виду, что указание на наличие только одних кварцевых зерен не всегда правильно. Как показали мои проверки, в некоторых случаях филлиты и глинистые сланцы обнаруживают вместо предполагаемого кварца наряду с ним также и альбит; об этом можно, впрочем, судить и по тому, что большинство глинистых сланцев и филлитов содержит достаточное количество натра, а этот окисел не характерен для минералов глин.

101. Кварц – самый стойкий минерал, но дает псевдоморфозы по другим минералам – по гипсу, по кальциту, по серпентину; полные псевдоморфозы заполнения дает кварц и по оливину, окрашиваясь при этом водной окисью железа. Иногда кварц замещается альбитом; такой альбит тонкопластинчатый, так называемый клевеландит. Иногда кварц кажется в полосках мутным, но это не результат выветривания, а зависит от примеси мельчайших частичек. [Такие, иногда весьма мутные, кварцы, большей частью переполненные мельчайшими включениями жидкости, характерны для некоторых гидротермальных жил.] Это нередко наблюдается в зернистых

¹ Кислыми, по установившемуся обычаю, называются породы, богатые кварцем или вообще кремнеземом – ок. 70% и выше кремнекислоты в валовом химическом составе породы; промежуточные – породы, содержащие в своем химическом составе приблизительно 55–65% SiO₂, и основные – менее 55% SiO₂.

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники
19. Кордиерит 95–7 (Mg, Fe) ₂ Al ₄ Si ₅ O ₁₈	Ромбическая. Большею частью неправильные зерна	Плохая (010); также (001) и (100)	Секториальные тройники и шестерпики, также полисинтетические
20- Кварц 99–101 SiO ₂	Гексагональная [тригональная]. Большею частью неправильные зерна. Псевдобипирамиды, шестики	Исключительно редка	Исключительно редки
21. Скаполиты 104–6 и 93 3Alb. NaCl 3Anort. CaCO ₃	Тригональная. Неправильные зерна; редко призмы	(001) с. и (110) с.	Нет
22. Плагиоклазы 109–27 394–401a № 15 до № 100 пп. 75–80	Триклинная. Таблички, лейсты, микролиты, неправильные зерна	(010) с. и (001) м. с иногда (110)	⊥ (010) [001] ⊥ [001] ∥ (010) [010] и др. пп. 394–401a
23. Мусковит 128–32, 135 KAl ₂ [OH] ₂ [Si ₃ AlO ₁₀] Серицит 132	Моноклиная, псевдогексагональная. Листочки, чешуйки, пластинки, розетки, сферокристаллы, призматические кристаллы (редко)	(001) В • В • с.с.	(001) и (110)
24- Парагонит 137 (Na, K)Al ₂ [OH] ₂ [Si ₃ AlO ₁₀]			с м. мус
25. Каолин 138–9 Al ₂ [OH] ₄ Si ₂ O ₅	Моноклиная, псевдогексагональная. Листочки, чешуйки, веерообразные и червеобразные зерна и агрегаты	(001) с.	Неправильные
26. Тальк 141 Mg ₃ [OH] ₂ Si ₄ O ₁₀	Моноклиная, псевдогексагональная. Пластинки, чешуйки, сферокристаллы	в. в. с. с. (001)	Нет

Хлориты бесцв. 143 (305–11). Змеевики бесцветные 143 (314–18). Основ

Как видно, преломление кордиерита сильно изменчиво, поэтому столь же изменчив

Преломление и ориентировка	Двупреломление в тысячных	$2V$	Удлинение	Диагностика
От 1,532 по Np до 1,562 по Ng $Nm \parallel [100]$, $Ng \parallel [010]$	9–10 опускается до 3	Обыкновенно -40° до -80° , изредка $\pm 90^\circ$ и положительный ¹		Альбит 83 ¹ Нефелин 90 Кварц 98 Санидин 98
20. $Nm = 1,544$ $Ng = 1,553$	9	$+0^\circ$ и очень мал	+	Ортоклаз 53, 57 Санидин 53, 57 Нефелин 89 Кордиерит 98 Альбит 81 Мусковит 103 Серицит 103
21. $1,546-1,610 = Nm$ $1,540-1,570 = Np$	6 до 40; большей частью ок. 25 ± 5	-0° ; иногда очень мал		Мусковит 106 Пироксен 107 Кварц 108 Гипс 103
22. См. н. 109–110 и диаграмму	7–13	+ и – меняющийся		Ортоклаз 111 Кварц 81 Нефелин 82 Кордиерит 83
23- $1,552-1,572 = Np$ $1,588-1,615 = Ng$	36-42	Обыкновенно -30 до -45 , редко до -0°		Скаполит 106 Канкринит 69 Тремолит 133 Пироксен 133 Левьерьерит 135 Лепидолит 136 Тальк 142 Тремолит 178
КОВИТ				
25. $1,561-1,567 Ng \perp (010)$; $Nm (001) = 11^\circ$	6-7	$+0^\circ$ до 90° иногда –	+	Серицит 140 Мусковит 140
$1,539-1,589$	Большой частью ок. 50, иногда 40	-0° до -11° , иногда до -30°		Мусковит 142

ные и промежуточные стекла 143.

и угол $2V$.

изверженных породах, в гнейсах и кристаллических сланцах и в осадочных породах. В этом случае его легко принять за несдвоиникованный альбит, но эта ошибка легко устранима при более точных методах исследования; кварц всегда одноосный ¹ и положительный, альбит – двуосен. Кроме мутных полос, включенных в кварц, в нем наблюдаются мелкие игольчатые кристаллы различных минералов, толщиной 0,02–0,01 мм и еще тоньше. Если иголки относятся к рутилу, то вследствие высокого двупреломления этого минерала, несмотря на тонкость этих иголочек, они должны давать высокие (зеленый, красный или синий) цвета интерференции. Если таких цветов не наблюдается, то при указанной толщине иголочек их нельзя считать за рутиловые. В кварце кристаллических сланцев встречаются игольчатые включения силлиманита, лучистых амфиболов, а также тонкие иголки апатита; последний, вследствие низкого двупреломления, почти не поляризует, и во всяком случае в виде иголочек толщиной ниже 0,02–0,01 мм не может давать в николях даже серых цветов.

102. Для кварца очень характерны: совершенная прозрачность, водянопрозрачность, отсутствие спайности и весьма частое, но не всегда наблюдающееся, волнистое погасание. Кварц можно спутать с санидином (см. пп. 53 и 57), с ортоклазами (см. пп. 53 и 57), с нефелином (см. п. 89), с кордиеритом (см. п. 98). Имейте в виду, что в контактных роговиках с первого взгляда может показаться, что порода состоит из большого количества кварца, биотита и полевых шпатов, а между тем в этих породах может не оказаться ни одного зернышка кварца: часто предполагаемый кварц оказывается двуосным кордиеритом. С кварцем надо быть очень осторожным, особенно в так называемых зеленых сланцах (см. сказанное на этот счет при альбите, п. 81). Это очень легко обнаружить исследованием по федоровскому методу на одноосность, и все исследование займет времени не больше минуты. Я обычно делаю так: беру подряд десять зерен и исследую их на одноосность – на это уходит 3 минуты; все они оказываются двуосными и положительными, что доказывает, что это альбиты, а не кварцы. Если у вас много зерен, так, что можно найти стыки с канадским бальзамом в дырах или па краю шлифа, то можно сделать пробу на дисперсионный эффект или на полоску Бекке, что вас опять-таки легко предохранит от ошибки.

103. В некоторых кварцитах, в особенности сланцеватых, можно легко впасть в ошибку, приняв за кварц мусковит или серицит: в таких кварцитах слюда обычно лежит параллельно сланцеватости своим третьим пинакоидом, и если случайно шлиф прошел параллельно сланцеватости, то вся почти слюда будет срезана по плоскости, близкой к круговому сечению, где цвета интерференции близки к кварцевым. Здесь опять легко избежать ошибки и с помощью дисперсионного эффекта. На федоровском столике также легко сразу

¹В коноскопе можно нередко наблюдать искривление балок и слабое расхождение креста.

обнаружить всю такую слюду, наклонив столик сначала около H , а затем наклоняя его около оси I . Не примите при исследовании глин за кварц гипс; последний двуосен, и преломление у него 1,52–1,53.

Скаполиты

104. Дальше идут **скаполиты** – минералы довольно распространенные. Формула скаполитов следующая: $3XaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$ и $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$, причем первая молекула по имени минерала называется **мариалитовой**, вторая, известьсодержащая, – **мейонитовой**. [Нередко часть $[CO_3]^{2-}$ и Cl^{1-} эквивалентно замещается $[SO_4]^{2-}$]. Как видим, скаполиты состоят, подобно плагиоклазам, из альбитовой молекулы с $NaCl$ и анортитовой с $CaCO_3$, причем обе такие молекулы могут находиться в любых пропорциях [но скаполиты чисто натриевые, с содержанием кальциевого компонента менее 15%, неизвестны]. Сингония тетрагональная. Минерал одноосный отрицательный коноскопия иногда обнаруживает очень небольшой угол оптических осей. Встречается скаполит в виде призмочек, но в породах – гораздо чаще в виде неправильных зерен. Спайность по 3-му пинакoidу; во всех разрезах она должна давать (см. общую таблицу, п. 6а) прямое погасание; но встречается иногда у скаполитов также совершенная спайность по призме (110) с углом 90° . В шлифе скаполит всегда бесцветен. Преломление в зависимости от состава колеблется в пределах: $N_p = 1,540\text{--}1,570$ и $N_m = 1,546\text{--}1,610$. Двупреломление также колеблется в зависимости от состава. Для скаполитов натровых оно опускается почти до 0,006 (но эти скаполиты весьма редки) и поднимается до 0,040 в почти чистых известковых членах – мейонитах, что также бывает очень редко. [Повышение двупреломления связано с содержанием в решетке иона $[CO_3]^{2-}$ и при замене его на $[SO_4^{2-}]$ резко снижается. Ср. также сульфат-канкриниты.] Большинство же скаполитов относится к промежуточным разностям и имеет двупреломление, близкое к пироксеновому, т. е. $0,025 \pm 0,005$, так что эти обыкновенные скаполиты легко с первого взгляда смешать с пироксенами и бесцветными амфиболами. В отношении двупреломления скаполитов следует также отметить то обстоятельство, что эти минералы довольно часто обнаруживают в скрещенных николях мелкопятнистую окраску, – одно и то же зерно распадается на ряд мелких участочков, например, с синими, красными и оранжевыми цветами интерференции, так что в + николях минерал кажется рябым.

105. Скаполиты – минералы довольно стойкие и редко превращаются в кальцит и изотропное вещество, а также, путем замещения под действием гидротермальных процессов, в кварц и бесцветную слюду. Наиболее богатый натром скаполит отвечает плагиоклазу

¹Существуют ли положительные скаполиты, сказать не берусь: у одного из консультировавшихся наблюдался минерал очень похожий на скаполит и положительный, но о результатах химического анализа мне не было сообщено.

№ 15. Скаполиты встречаются преимущественно в метаморфических породах, в особенности в кристаллических известняках [обычно богатые мейонитовым компонентом]. Здесь скаполиты часто бывают совершенно изрешечены мелкими включениями кальцита и сопровождаются диопсидом, форстеритом, тремолитом, сфеном, гранатом и т.п. В известняках, бывших при их метаморфизации углистыми, кальцит иногда совершенно очищается от включений, и тогда все углистые частицы сосредоточиваются внутри скаполитов. Это надо иметь в виду, чтобы не принять последние – в особенности с низким двупреломлением – за андалузиты (хиастолиты). Наконец, скаполит иногда встречается как поствулканический минерал в изверженных горных породах, преимущественно из группы габбро [также в диоритах и гранодиоритах], где он часто замещает плагиоклазы.

106. Скаполит в этих породах замещает плагиоклаз иногда совершенно в таком виде, как и белая слюда, так что здесь его очень легко принять за мусковит. В анализе таких пород обнаруживается присутствие хлора, а между тем вы в них наблюдаете только пироксены, плагиоклазы и, как вам кажется, мусковит или серицит. В таком случае имейте в виду, что минерал, принимаемый за мусковит, включенный в полевой шпат, может оказаться скаполитом. Отличить мусковит от скаполита бывает иногда очень трудно. Угол оптических осей у огромного количества мусковитов колеблется от 30 до 50°, оставаясь всегда отрицательным; скаполит же обнаруживает очень слабую двуосность только в коноскопе. Иногда скаполит можно отличить по его призматической спайности и квадратным разрезам. С мусковитом высокодвупреломляющие скаполиты можно легко смешать в известняках, причем здесь надо иметь в виду, что мусковит в некоторых известняках бывает тоже одноосным или почти одноосным, и следовательно, в этих породах надо быть в отношении различения по углу оптических осей осторожными и разыскивать призматическую спайность или правильные разрезы. Кроме того, в контактово-известковых роговиках у мусковита встречаются иногда двойники, у скаполита их в шлифе не наблюдается. Сверх того, надо иметь в виду, что мусковиты совершенно не разлагаются кислотами, обычные же скаполиты почти совершенно ими разлагаются.

107. Вместе со скаполитами часто встречается пироксен, и начинающие нередко смешивают пироксен со скаполитом. Отличие можно произвести по поведению спайности в разрезах, принимая во внимание, что скаполит – минерал тетрагональный, но легче всего по преломлению: у скаполита преломление меньше оси Nm кальцита во всех разрезах, а у пироксена преломление почти во всех случаях больше оси Nm кальцита. При точных методах исследования: скаполит всегда одноосный отрицательный, а пироксен двуосный и положительный.

108. Я уже говорил, что низкодвупреломляющие скаполиты – дипиры – можно смешать с кварцем, от которого простыми методами они отличаются по наличию трещин спайности. При помощи точных методов исследования эти минералы можно отличить легко

методов исследования эти минералы можно отличить легко и быстро: кварц – одноосный и положительный, дипир – одноосный и отрицательный. Не забывайте того, что о скаполите было уже упомянуто в 3-й группе, п. 93.

Плагиоклазы

109. Теперь перейдем к остальным плагиоклазам (см. 3-ю группу, шп. 75–80, и 394–401а в конце книги) – от № 15 олигоклаз-альбита и до чистого анортита № 100. Сингония, формы, спайность и пр. – см. при олигоклаз-альбите и альбите. Преломление повышается к анортиту, двупреломление также, вообще говоря, повышается к анортиту и не характерно. Ниже приводятся две таблички, характеризующие плагиоклазы в отношении их светопреломляющей способности, причем надо иметь в виду, что *преломление плагиоклазов отклоняется иногда почти до 25 номеров от приводимых цифр*¹. *Наиболее надежной константой, как вообще для всех минералов, является оптическая ориентировка.*

	N_g	N_m	N_p
№ 0–Альбит	1,536	1,529	1,525
№ 13– Олигоклаз-альбит	1,543	1,538	1,534
№ 20– Олигоклаз	1,546 ₅	1,543	1,539
№ 25–Олигоклаз	1,549	1,546	1,541 ₅
Я° 40–Андезин	1,557	1,553 ₅	1,550
№ 52–Лабрадор	1,563	1,558 ₅	1,555 ₅
№ 75– Битовнит	1,573	1,569	1,564
№ 100–Анортит	1,588 ₅	1,583 ₅	1,575 ₅

110. Если назвать параллельным такое положение плагиоклаза (или одной из его двойниковых полосок) и кварца, при котором большей оси сечения N_g' плагиоклаза отвечает большая же ось N_g сечения кварца и меньшей оси N_p' первого ось N_m второго (в любом сечении кварца, как минерала одноосного, находится ось N_m самой индикатрисы минерала), а *скрещенным* – положение обратное, т. е. при параллельности большей N_g' или меньшей N_p' оси сечения минерала меньшей N_m или большей N_g оси сечения кварца, то можно определить состав плагиоклаза с точностью, иногда вполне достаточной. При этом надо: 1) выбирать такие, находящиеся в *непосредственном* стыке, зерна этих минералов, которые погасали бы одновременно или почти одновременно, причем 2) зерна кварца должны иметь по возможности наиболее высокую интерференционную окраску^{1 2} (желтовато-белую в шлифах нормальной толщины – подробности см. «Основы», стр. 151–3).

¹Совершенно достоверно это доказано Дюпарком и Жизеном, Германном (Duparc et Gysin, E. Hermann – см. «Основы», п. 89e) и Коллинсом (Collins).

²Табличку преломлений лучше всего перевести из численной в графическую (см. «Основы», п. 89a), приклеив па картон.

Параллельное положение	Скрещенное положение	№ плагиоклаза	Название
$Np' < Nm \setminus Ng' < Ng$	$Ng' < Nm; Np' < Xg$	0 до 15	Альбит до олигоклаз-альбита
$Np' < Nm; Ng' < Ng$	$Ng' - Am \setminus Np' < C.Ng$	15 до 22	Кислый и средний олигоклаз
$Np' - Nm; Ng' < iNg$	$Ng' - > Nm; Np' < Ng$	22 до 29	Средний и основной олигоклаз
$Np' > Nm; Ng' \sim Ng$	$Ng'^{\wedge} > Nm; Np' < CNg$	29 до 40	Кислый и средний андезин
$Np' > Nm; Ng' > Ng$	$Ng' > Nm; Np' - Ng$	40 до 46	Средний и основной андезин
$Np' > Nm; Ng' > Ng$	$Ng'^{\wedge} Nm \setminus Np'^{\wedge} > Ng$	46 до 100	Основной андезин до анортита

[Указанные выше максимальные отклонения для показателей преломления не подтверждаются, но колебания, несомненно, значительны, и ошибки при определении состава по показателям преломления могут достигать 10 номеров.

Это связано прежде всего с тем, что показатель преломления зависит от степени упорядоченности и несколько понижается для высокотемпературных плагиоклазов.

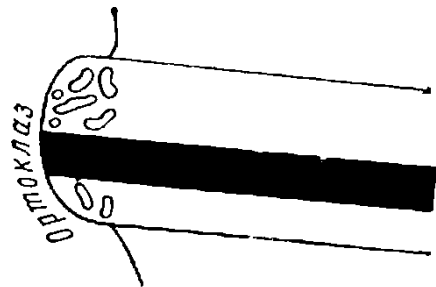


Рис. 14

Более точной считается новая, предложенная Фостером методика определения состава по показателю преломления стекла, полученного сплавлением плагиоклаза (Дир и др. Породообразующие минералы, т. 4, Мир, М., 1965).]

111. Двойниковые полосы в основных плагиоклазах вообще шире, нежели в кислых плагиоклазах (ср. рис. 9 и 14 и см. примечание к п. 79). Имея в виду, что в шлифе получают разрезы пространственных фигур, вы легко на основании этого можете заключить, что чем толще каждый индивид в отдельности, тем больше шансов, что плоскость шлифа разрежет только один индивид двойника, и, наоборот, чем тоньше двойниковые полосы, тем – при прочих одинаковых условиях – больше этих полос разрежется плоскостью шлифа. Вот почему, в то время как в кислых плагиоклазах вы редко не найдете зерна без двойниковых полос, в основных плагиоклазах норитов, габбро и других пород, вы часто наблюдаете зерна, в которых видны только две полосы (т. е. как бы простой двойник), или даже как бы простые кристаллы без двойников. Отсюда понятно, что начинающие очень часто в таких породах находят кварц и ортоклаз, считая за последние минералы плагиоклазы, так как в последних часто не наблюдается двойниковых полос или встречаются простые двойники. Наблюдение преломления (полоска Бекке, дисперсионный эффект) предохраняет и здесь от ошибки.

112. Здесь – при наиболее частых породообразующих минералах – я считаю нужным в нескольких словах остановиться на работе с плагиоклазами с помощью точных методов. При альбитах был уже указан один случай, когда по координатам двойниковых осей альбитового закона нельзя отличить альбита от андезина, – необходимо было обратиться к определению преломления по отношению к кварцу или канадскому бальзаму, либо, что лучше, отыскать спайность по (001). Такое же положение может представиться и в случае основных плагиоклазов. Дело в том, что кривые альбитового и манебахского двойниковых законов, дающих одновременно координаты перпендикуляров соответственно к (010) и (001) по отношению к осям индикатрисы, на диаграмме двойниковых законов пересекаются, если знак координат неизвестен. Координаты точки x пересечения по диаграмме Никитина – Федорова (см. книгу о федоровском методе В. В. Никитина) имеют следующие значения: $xNg = 45^\circ$ (47,5), $xNp = 59^\circ$ (56) и, следовательно, $xNm = 61^\circ$ (61,5), вследствие чего x может быть принят как за \perp (010), что даст № 79 (94), так и за \perp (001), что даст № 66 (78) (в скобках приводятся данные новой диаграммы) В некоторых случаях бывает важно точнее определить состав плагиоклаза (например, при наличии химического анализа породы и необходимости получения состава другого минерала, находящегося совместно с плагиоклазом), и различие в 13% (16%) анортита не является безразличным². В таком случае однозначному решению вопроса поможет либо нахождение другого двойника по [001] (карлсбадского) или по сложному закону перпендикуляра к [001], либо, что легче бывает заметить, нахождение такого зерна, в котором одновременно присутствуют спайности или швы и по (010) и по (001). В последнем случае, обозначая неизвестные пока спайности через x и y , мы должны получить для координат x и y , очевидно, различные значения (плагиоклаз ведь один и тот же), а именно:

$$\begin{matrix} xNg = 45 \\ xNp = 59 \end{matrix} \left\{ \begin{array}{l} \text{или около} \\ \text{этого} \end{array} \right\} \begin{matrix} \text{и одно-} \\ \text{временно} \end{matrix} \begin{matrix} yNg = 42 \\ yNp = 55,5 \end{matrix} \left\{ \begin{array}{l} \text{или около} \\ \text{этого} \end{array} \right\}$$

что дает $x = \perp$ (100) и $y = \perp$ (001) – № 79, или же

$$\begin{matrix} xNg = 39,5 \\ xNp = 67 \end{matrix} \left\{ \begin{array}{l} \text{или около} \\ \text{этого} \end{array} \right\} \begin{matrix} \text{и одно} \\ \text{временно} \end{matrix} \left\{ \begin{array}{l} yNg = 45 \\ yNp = 59 \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \text{или около} \\ \text{этого} \end{array} \right\}$$

что даст $x = \perp$ (010) и $y = \perp$ (001) – № 66. Иногда – то же надо иметь в виду и в случае альбита и андезина – однозначному решению поможет и определение плоскости ограничения исследуемого зерна; в зональных плагиоклазах с оболочками №№ 0–15 помогает расположение осей двойника.

113. Для определения плагиоклазов угол оптических осей не имеет решительно никакого значения, но для генезиса пород, для определения генетических соотношений угол оптических осей может служить важным критерием, почему я и советую при измерениях приводить угол оптических осей плагиоклазов 4. Пока я не знал о легкости различения альбита от андезина по преломлению, я постоянно измерял угол оптических осей, и этот угол для альбитов изверженных горных пород по очень многочисленным измерениям получается в среднем равным ни в коем случае не меньше 78° и очень часто доходит до $80\text{--}82^\circ$. При ^{1 2 3 4}

¹ В. В. Н и к и т и н . Новые диаграммы для определения полевых шпатов Изд. Росс. минер. о-ва, Ленинград, 1929.

² Здесь принято, что точка точно легла на кривые указанных законов. Если же, как это обычно бывает (см. ниже), вы получите: $xNg = 47^\circ$, $xNp = 55^\circ$, т. е. отклонения на 3 и 2° от кривых диаграммы, то альбитовый закон даст № 90; а манебахский № 70, т. е. различие на 20% анортитовой молекулы (данные старой диаграммы).

³ См. сноску 2.

⁴ Необходимо во всех случаях указывать, как получен этот угол: если он получен по двум осям сложением, то рекомендуется писать – $2V = -76^\circ$, т. е. знак угла впереди цифры), если же умножением на два угла между одной из осей и биссектрисой, то $2V = 76^\circ$ – (знак угла позади цифры).

проверке в зеленых сланцах (см. п. 81) зернышек, похожих на кварц, мне пришлось неоднократно измерять угол оптических осей у альбитов, и вот здесь я наткнулся на важное обстоятельство: угол оптических осей в альбитах кристаллических сланцев (Прибайкалье) имеет величину в среднем 74° , причем здесь угол бывает равен чаще всего 75 и 74° и опускается до 70° . Очень интересно было бы подтвердить это обстоятельство на метаморфических породах других районов. Здесь не место останавливаться на подробном объяснении этих явлений, но различие угла $2V$ в альбитах изверженных и метаморфических, т. е. более низкотемпературных, пород сразу бросается в глаза, чтобы не обратить на это внимание. Повторю только, что для пород метаморфических следовало бы еще произвести несколько десятков наблюдений. Вообще нет никакого сомнения, что изменчивость того, что мы называем оптическими константами, изменчивость, например, угла оптических осей плагиоклазов, не позволяющая по величине последних определять их состав, станет в руках будущих исследователей весьма важным генетическим критерием минералогенеза и породообразования. Несколько ниже мы увидим пример недвусмысленной связи между изменением оптических свойств плагиоклазов и физико-химической обстановкой их образования (см. плагиоклазы в эффузивных породах). История паука показывает, что почти во всех научных дисциплинах наблюдалось, что факты, мешающие обобщениям и построению теорий, оказывались в конце концов руководящим для дальнейшего развития научной мысли.

114. Относительно точных методов можно указать еще раз, что те кривые, которые даются на диаграмме двойников и тем самым полюсов плоскостей полевых шпатов, представляют только среднее значение. В действительности мы имеем не кривые, а целые полосы, так что, если при самом точном вашем определении вы нашли, что точка ложится не на кривую, а в $2-3^\circ$ и даже в $4-5^\circ$ от кривой, то этим смущаться не следует. Такие отклонения как в углах оптических осей, так и в координатах двойниковых осей плагиоклаза зависят от многих причин: от примеси главным образом калия, затем бария, стронция, иногда железа и т.д., а также, по видимому, чаще всего от физико-химической обстановки, в которой получился данный плагиоклаз. Если охлаждение шло медленно, то отдельные слои кристаллов и кристаллы с остающимся расплавом могли приспособляться друг к другу, - находиться в равновесии друг с другом, и поэтому никаких натяжений не должно было вообще получаться и, следовательно, отклонения в таких породах от диаграммы будут гораздо меньше, чем отклонения в тех породах, которые охлаждаются быстро. Поэтому не надо смущаться и в том случае, когда, исследуя эффузивные породы, в особенности стекловидные, вы опять будете для двойниковых законов плагиоклаза получать точки, не лежащие на кривых вашей диаграммы.

[В последние годы выяснилось, что плагиоклазы при высокой температуре имеют несколько иную ориентировку оптической индикатрисы, чем при низкой. При быстром остывании породы, т. е. в эффузивах, эта особая ориентировка сохраняется и после остывания (подобно свойствам высокотемпературных каликатровых полевых шпатов). Для определения таких плагиоклазов должна быть составлена особая диаграмма, где линии значительно отойдут от линий обычной диаграммы, чем и объясняется отмеченный В. И. Лодочниковым отход точек от кривой. При определении таких высокотемпературных плагиоклазов по обычной диаграмме получаются завышенные результаты (т. е. больший номер, чем это отвечает химическому составу) приблизительно на 8-10 номеров и следует вводить соответствующую поправку. См. А. Н. Заварицкий. Зап. Вс. мин. общ., ч. 80, № 3, 1951, В. С. Соболев. Федоровский метод, 1964].

115. Зональные плагиоклазы получают и должны получаться с физико-химической точки зрения только в таком случае, если кристаллизация идет достаточно быстро для того, чтобы отлагающиеся друг на друге слои не могли прийти в равновесие один с другим¹. Поэтому в зональных плагиоклазах

¹ Вообще надо иметь в виду, что даже в очень жидкостных металлических сплавах надо принимать особые предосторожности, чтобы получать однородные, незональные, кристаллы.

наблюдаются почти всегда, без исключения, оптические аномалии, выражающиеся в отклонении от констант, обычно приводимых в таблицах или диаграммах. Зональные плагиоклазы должны вообще образовываться при быстром охлаждении, следуя за той диаграммой плавкости плагиоклазов, которую мы теперь хорошо знаем. Богатые анортитом плагиоклазы получаются сравнительно легко путем сухой плавки и тем легче, чем они богаче анортитом. Но уже олигоклаз около № 20 получается таким путем очень трудно, а альбит и олигоклаз-альбит совсем не могут быть получены без плавней или воды [т. к. соответствующий сплав обычно застывает в виде стекла].

116. Эта диаграмма (рис. 15) имеет такой вид: если мы обозначим на оси абсцисс в точке *Ab* 100% альбита, а в точке *An* 100% анортита, то тем самым отдельные точки на этой прямой между *Ab* и *An* будут давать все составы плагиоклазов, начиная от альбита до анортита. Температура плавления у альбитов *T_{ab}* ниже, у анортитов *T_{an}* выше и в виду того, что плагиоклазы образуют непрерывные твердые растворы, сама диаграмма должна иметь вид двух кривых, сходящихся в крайних точках. Если вы имеете какой-нибудь состав плагиоклаза, то вы его можете найти по барицентрическим координатам на прямой. Предположим у нас плагиоклаз такой – 40% анортита и 60% альбита, что по составу отвечает точке *A* абсциссы. Этот плагиоклаз находится пока в расплавленном состоянии. Раз это так, то температуру мы имеем выше верхней кривой (кривая эта называется кривой ликвидус), и точка состояния плагиоклазового сплава будет точка *X*. Если плагиоклаз начинает охлаждаться, то пока не выделяются

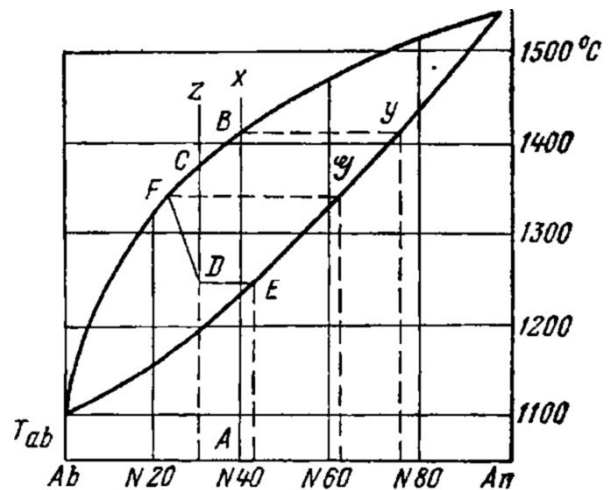


Рис. 15

кристаллы, мы перемещаемся от точки *X* по геометрическому месту точек, одинаково отстоящих от крайних точек *Ab* и *An* (так как состав не меняется), т. е. перемещаемся по перпендикуляру *XA*, восстановленному к абсциссе расплава *AbAn* через точку *X*. Как только мы дойдем в точке *B* до этой верхней кривой ликвидуса, так сейчас же должен начинаться выделяться плагиоклаз, если нет явления переохлаждения. Состав его мы получим, если проведем линию *BY*, параллельную абсциссе, из точки *B* пересечения перпендикуляра *XA* с кривой ликвидуса; таким образом из расплава состава *X*, равного по условию № 40, выделяется сначала плагиоклаз гораздо более основной, в данном случае около № 75 – точка *Y*. Раз выделяется плагиоклаз более основной, то, следовательно, количество анортита в расплаве должно уменьшаться, а раз это так, то мы должны новую точку состава расплава получать влево от взятой точки. Вместе с выделением плагиоклаза понижается и температура, и мы должны будем двигаться одновременно вниз. Поэтому в результате мы при постепенном охлаждении и выделении кристаллов и должны будем двигаться по кривой ликвидуса дающей составы расплавов, а по нижней кривой – *солидус* – будем, начиная от точки *Y*, получать составы кристаллов, выделяющихся из этих расплавов, проводя из точек кривой ликвидус прямые *BY*, *FG* и т.д., параллельные оси абсцисс, до пересечения с кривой *солидус*. В следующие моменты – если выделение происходит достаточно быстро, так что выделившийся вначале кристалл не может прийти в равновесие с оставшейся еще жидкостью – вы будете иметь кристаллизацию все более и более богатых альбитом плагиоклазов, так что при окончательном отвердении сплава вы получите в таких случаях плагиоклаз зональный, со все более и более богатыми альбитом слоями по направлению к наружным зонам плагиоклаза. Отсюда мы видим, как эта диаграмма нам определенно указывает, что при быстром охлаждении, когда выделяющиеся кристаллы плагиоклаза не могут прийти в равновесие с остающейся еще жидкой

частью, мы всегда должны получать зональные плагиоклазы, причем, как видно из этой диаграммы, мы всегда же должны будем иметь в таких условиях, по мере охлаждения, отложение все более и более кислых снаружи слоев зонального плагиоклаза. Если, скажем, из взятого нами плагиоклаза первый выделившийся кристалл остался и не пришел в равновесие с оставшейся жидкой частью, то он будет гораздо кислее исходного состава, ибо, очевидно, валовой состав этого зонального плагиоклаза должен быть, по окончательном отвердении взятого расплава, равен составу последнего.

117. Из этой диаграммы вы видите, что нормальная зональность, т. е. такая, в которой наружные зоны богаче альбитом, *наблюдается при охлаждении*, не сопутствуем явлениями переохлаждения, значит, при переходе из жидкого состояния в твердое. Такое охлаждение и переход из жидкого состояния в твердое мы имеем в изверженных породах, когда изверженная масса индивидуализируется, отвердевая, в горную породу. В изверженных породах мы должны иметь, исходя из диаграммы плавкости плагиоклазов, нормальную зональность. При этом, исходя из только что рассмотренного, легко вывести, что в зависимости от течения процесса охлаждения характер зональности может быть различный. Зональность получается только вследствие того, что выделяющийся при более высокой температуре плагиоклаз не может прийти в равновесие с жидкостью при понижении температуры, и новый слой отлагается на предыдущем еще до того, как этот последний сможет, реагируя с оставшейся жидкостью, переменить свой состав. Очевидно, может случиться так, что от каждого этапа в охлаждении и кристаллизации останется соответствующий недореагировавший слой, субмикроскопически топкий, так что при окончательном затвердевании получится неоднородный кристалл с совершенно постепенно меняющимися по составу слоями. Такой случай теоретически, очевидно, мало вероятен, и поэтому непрерывная зональность должна наблюдаться исключительно редко. Действительно, такая непрерывная зональность, при которой наблюдается совершенно постепенное угасание от одних слоев к другим на протяжении всего зерна, так что последнее в скрещенных николях кажется как бы идеально растушованным снаружи внутрь с более темным ядром и светлой оболочкой, или наоборот, – такая зональность наблюдается исключительно редко. Естественно, гораздо чаще, как это почти всегда имеет место, должна наблюдаться прерывная зональность, когда на одном этапе получается однородный слой, за ним следует новый, иного состава, вследствие меняющейся физико-химической обстановки, за этим новый пояс, в котором на небольшом протяжении осуществляются условия для непрерывной зональности, и т.д. Если теперь задаться вопросом, в какой мере могут отличаться друг от друга наиболее удаленные зоны, т. е. ядро и периферия зонального плагиоклаза, то на это можно опять-таки легко ответить, пользуясь диаграммой рис. 15. Очевидно, валовой состав всего зерна со всеми его зонами должен *в точности* отвечать составу исходного сплава, и поэтому чем больше останется недореагировавших слоев более основных плагиоклазов, аналогичных у рис. 15, тем более кислыми будут внешние слои, состав которых теоретически может опуститься в пределе до чистого почти альбита. Предел этот, правда, никогда не достигается, но довольно часто наблюдается лабрадор (№ 60–№ 70) в ядре и олигоклаз-андезин (например, № 25–№ 35) в оболочке. Изредка наблюдается битовнит в ядре и альбит-олигоклаз в оболочке и т.д. Наконец, естественно, наиболее резкая зональность будет наблюдаться в породах эффузивных, при которых вкрапленники находятся при повышенной температуре, в течение гораздо менее продолжительного времени, чем в интрузивных, благодаря чему гораздо меньше шансов, что диффузия, протекающая особенно быстро при повышенной температуре, сможет сравнять соседние слои плагиоклазов. Из характера жидкостей различного состава плагиоклазов несколько выше точки их плавления (основные довольно жидкотекуче, альбиты при температуре плавления тверды, как смола) непосредственно также следует, что наиболее резкая зональность должна наблюдаться при плагиоклазах промежуточного состава (андезин-лабрадоры). И действительно, наиболее резко зональные плагиоклазы наблюдаются в андезитах, из эффузивных пород, и диоритах и близких к ним разновидностях – среди пород интрузивных.

118. Нормальная зональность, таким образом, наблюдается в изверженных породах, но может случиться и такое явление. Предположите, что вы имеете плагиоклаз определенного состава Z (30% An) в жидком состоянии. Вы начинаете охлаждать расплав, т. е. опускаетесь по геометрическому месту (перпендикуляру к оси абсцисс через точку Z), и в точке C пересечения этого перпендикуляра с кривой ликвидуса должен выделяться плагиоклаз. Но этого, положим, не происходит. Вы знаете, что явления переохлаждения происходят довольно часто. Плагиоклаз, поэтому, может начать выделяться гораздо ниже точки пересечения C , например в точке D . Раз в этой точке начинает выделяться плагиоклаз, то первый выделяющийся кристалл будет иметь состав, получающийся от пересечения линии из точки D , параллельной оси абсцисс, с кривой солидуса, т. е. состав будет такой, который отвечает точке E (43% An). Так как выделение происходит в переохлажденном состоянии, то температура при этом начинает повышаться, — должна выделиться скрытая теплота кристаллизации; мы, следовательно, будем двигаться снова вверх. По так как выделяется состав более богатый анортитом, чем расплав, мы должны будем перемещаться к составу альбитовому, а, следовательно, мы, вообще говоря, сможем сказать, что перемещение будет происходить по направлению к кривой ликвидуса по какой-то равнодействующей DF , направленной налево вверх, и как только дойдем до кривой ликвидуса, переохлаждение кончится, и новые кристаллы или новые слои — и из них первыми (62% An), отвечающие точке G , — должны будут выделяться, как в только что выше разобранным случае.

119. Отсюда вы видите, что при явлении переохлаждения ранее выделившиеся кристаллы или слои должны иметь непременно меньшее содержание анортитовой молекулы, т. е. *при переохлаждении* получается **обратная зональность**. Опять-таки это получится только в том случае, если охлаждение идет достаточно быстро для того, чтобы выделяющийся кристалл пришел в равновесие с оставшимся расплавом, иначе, пока мы дойдем до точки F на кривой ликвидуса, весь плагиоклаз состава E растворился бы. Итак, вы видите, что при быстром охлаждении, *в случае наличия явлений переохлаждения*, могут получиться кристаллы с обратной зональностью — в нашем примере № 43 в самом ядре, № 62 в следующем слое и т.д., когда в ядрах и в слоях, более близких к ним, получают составы более бедные анортитовыми молекулами, чем в слоях более далеких от ядер. Такая зональность называется обратной зональностью.

120. Ясно также, что обратная зональность может получиться и в том случае, если у вас система не постоянная, а изменяющаяся. Скажем, в лавах, когда они идут к земной поверхности, могут происходить изменения в составе вследствие растворения посторонних пород. Если растворяются вещества, богатые окисью кальция и алюминия (например, порода мергель), лава может обогатиться анортитовыми молекулами, и тогда, вследствие загрязнения лавы, может также получиться обратная зональность.

Однако только что приведенное объяснение повторяющейся, т. е. обратной, зональности, может быть приложено к плагиоклазам горных пород, по-моему, только в том случае, если повторение происходит один или быть может максимум Два раза. Но при небольшом сравнительно опыте с породами эффузивного облика, с порфиритами, вы сами заметите (прибегая к точным методам), что зональность иногда повторяется несколько раз. Если объяснять ее только явлениями переохлаждения, то получится, что в физико-химической системе возможны неоднократные явления переохлаждения. Имеем ли мы право допускать это? Если магма довольно жидкоствна, то переохлаждение, вообще говоря, тем труднее, чем она жидкоствней: вам известно, какие надо принимать предосторожности, чтобы переохладить, например, воду или водные растворы. Если же магма вязка, то переохлаждение ведет к застыванию ее в стекло, особенно переохлаждение повторное. Многократному переохлаждению не может быть, поэтому, места. Чем же в таком случае объяснить повторные явления обратной зональности? Если вы скажете, что повторными же явлениями вплавления, то можно ответить, что, во-первых, вплавление чистых или почти чистых известняков может привести к появлению диопсидовых зерен, а никак не к увеличению количества анортитовых молекул

в составе плагиоклазов, так как для этого, помимо CaO , нужен и Al_2O_3 . Если, во-вторых, предполагать, что вплавляется, начисто растворяясь (а иначе это не может повлиять на состав плагиоклазов), какой-либо мергель, то вплавление его гораздо труднее, и многократное вплавление требует такого избытка тепла в магме, что, если бы действительно этот избыток имел место, то мы бы не имели такого постоянства в составе горных пород. Таким образом, и это объяснение очень гипотетично. Между тем, следует только предположить, что магма достигает поверхности земли многочисленными этапами (обратная зональность, повторная неоднократно, наблюдается только в лавах), то объяснение станет более понятным и потому менее гипотетичным. При своем движении к поверхности магма встречает – может встретить – неоднократно места с более низким давлением; моментально в головную ее часть устремляются газы и главнейший из них – водяной пар; происходит гидролиз образовавшихся уже плагиоклазов; последние растворяются (анортитовые молекулы легче растворимы, чем альбитовые), деанортитизируются, а затем в нормальной обстановке начинает выделяться более основной плагиоклаз (жидкость ведь обогатилась анортитовыми молекулами). Новое перемещение магмы в более высокие горизонты в точности повторяет явление, и если оно имеет действительно место, то количеством повторений мы нисколько не стеснены, даже если эти повторения происходят десять с лишним раз.

121. Резюмируя, можно сказать, что зональность плагиоклазов в изверженных породах получается, вообще говоря, при быстром охлаждении, когда выделяющийся плагиоклаз не может прийти в равновесие с оставшейся еще жидкой магмой. Если не происходит явлений переохлаждения или явлений вплавления посторонней массы в огненно-жидкую магму, то зональность должна быть прямой, т. е. в отдельных слоях зонального плагиоклаза должно происходить обогащение от центра к периферии альбитовой молекулой. Если же происходят явления переохлаждения или загрязнения огненно-жидкой магмы вплавлением посторонних пород, то может получиться обратная зональность. Так как жизнь огненно-жидкой магмы очень сложна, то явления переохлаждения могут повторяться неоднократно во время ее остывания, и тогда вы получаете кристаллы с так называемой повторяющейся зональностью. Для этого явления применяется термин – зональность с рекурренцией, т. е. с повторением.

122. Предположим теперь, что у нас происходит выделение не из огненно-жидкой массы, а из раствора, все равно – холодного или горячего. В природе мы имеем обычно водные растворы, причем вода обогащена особенно часто углекислотой. Наблюдая плагиоклаз изверженных горных пород, несколько измененный или сильно измененный, мы на каждом почти шагу встречаем такое явление, что в центре зерна плагиоклазы более разрушены, чем на периферии (в шлифах – на краю разрезов). Иногда наблюдается, что в центре зерен мы не видим и следов плагиоклаза вследствие его разложения, тогда как в оболочке он еще достаточно свеж. Это явление мы наблюдаем непосредственно в природе. Затем известно, что вода, даже чистая, растворяет плагиоклазы; наиболее легко растворимы наиболее основные и наиболее трудно растворимы наиболее кислые плагиоклазы. Что растворение происходит, можно убедиться самому, растерев плагиоклаз какого-либо состава в мелкий порошок, слегка подогрев этот порошок и капнув на него водой. Вы будете видеть, что эта капля воды дает щелочную реакцию, т. е. произошло растворение, и чем растворимое, т. е. основнее, плагиоклаз, тем яснее эта реакция. Если вместо воды взять воду, насыщенную углекислотой, то явление растворения будет идти еще резче.

123. Из этого можно заключить, что как из наблюдений над естественными плагиоклазами в горных породах, так и из опытов над растворением плагиоклазов, ясно следует, что *наиболее основные плагиоклазы растворяются в водных растворах легче, наиболее кислые растворяются гораздо труднее*, и что здесь, следовательно, наблюдаются отношения *обратные* по сравнению с расплавами. Поэтому, если масса индивидуализируется в породе не путем охлаждения из огненно-жидкого состояния, а путем осаждения из растворов (как, например, в кристаллических сланцах), мы должны иметь для зональных плагиоклазов явление, обратное тому, какое имеет место в изверженных породах; а именно – если раствор насыщен плагиоклазом и молекулы доходят до пересыщения, то сначала должны выделяться более кислые плагиоклазы, а потом более основные, и, следовательно, в ядре мы должны иметь более кислые плагиоклазы, а в оболочке более основные¹. Действительно, такая обратная зональность является характерным состоянием плагиоклазов метаморфических пород и кристаллических сланцев. Кроме того, так как в растворах, из которых выделяются минералы этих пород, пересыщение может наблюдаться не в такой резкой форме, как в более вязких огненно-жидких массах, из которых получают изверженные породы, то ясно, что в кристаллических сланцах такого резкого различия в составе зон плагиоклазов, как в изверженных породах, вообще говоря, не бывает. Действительно, в кристаллических сланцах зональность обратная и менее резко выражена, чем в породах изверженных, что уже давно заметил австрийский петрограф Бекке, отказывавшийся, однако, от объяснения этих явлений.

[Новые исследования показывают, что образование зональных плагиоклазов в метаморфических породах бывает связано с более сложными процессами и обычно имеет наложенный характер. Так на Алтае Г. Г. Лепезин доказал, что зональность нередко наблюдается вблизи контактов пород разного химического состава вследствие встречной диффузии. В породах с основным плагиоклазом зональность прямая и краевые части более кислые, а породах более богатых SiO_2 зональность обратная – вокруг кислых плагиоклазов наблюдается более основная краевая зона, т. е. в результате метасоматоза процесс идет в сторону выравнивания составов плагиоклаза. Теперь благодаря применению рентгеновского микрозонда открываются широкие возможности для изучения зональности и в других метаморфических минералах, что, несомненно, послужит ключом к более глубокому пониманию сложного процесса метаморфизма.]

124. Наконец, обращу внимание на один факт в отношении плагиоклазов кристаллических сланцев, а именно, что в последних нередко плагиоклазы заключают многочисленные включения

¹То же самое происходит в том случае, если порода постепенно метаморфизуется при постепенном растворении прежних и отложении новых минералов.

черного углистого вещества. Об этих включениях мы обыкновенно говорим при андалузите (здесь выделяется даже особая его модификация – хиастолит, которая специально отличается содержанием включений углистых веществ), но я не нашел упоминания в учебниках о том, чтобы эти углистые включения были довольно часты (как я отметил и при чтении литературы и в собственных наблюдениях) в плагиоклазах метаморфических пород. Плагиоклазы таких пород (например, в Прибайкалье и в Ленском районе) очень часто содержат в себе мельчайшие включения углистого вещества: около этих углистых веществ также часто здесь наблюдаются иголки рутила, что не позволяет считать, не говоря уже о форме, эти частички рудным минералом. В основных плагиоклазах изверженных пород (габбро, нориты, анортозиты) иногда наблюдаются многочисленные включения тончайших иголок и пластинок ильменита (Тарасенко); в олигоклазах и промежуточных плагиоклазах иногда можно наблюдать многочисленные пластинки ярко-оранжево-красного цвета – это пластинки гематита. Наконец, как указывалось (п. 58), плагиоклазы, прорастая калишпатами, дают антипертиты.

125 Выше уже упоминалось, что основные плагиоклазы гораздо легче растворимы – особенно в воде, содержащей углекислоту, – чем кислые, вследствие чего они гораздо легче, чем кислые плагиоклазы, подвергаются изменению как постмагматическому, так и вторичному. Особенно хорошо заметно это в резко зональных плагиоклазах изверженных пород, где такие плагиоклазы в ядрах бывают совершенно разложены в пелитовые продукты, так что становятся непрозрачными, меж тем как наружные зоны остаются почти совершенно свежими. Совершенно водяно-прозрачные плагиоклазы называются (п. 76) **микротинами**. Продуктами изменения как в основных, так и в остальных плагиоклазах являются пелитовые, глинистые неопределенного состава частицы [как показал Д. С. Коржинский, некоторые мутные плагиоклазы переполнены мельчайшими включениями жидкости], серицит, мусковит и эпидот-цоизитовые минералы. Весьма тонкозернистая смесь эпидот-цоизитовых минералов, альбита, а также иногда кальцита и белой слюды образует иногда полные псевдоморфозы по плагиоклазам основных пород. Такие полные псевдоморфозы называются сосюритами, а явление носит название сосюритизации и часто сопровождается одновременно и амфиболизацией пироксенов. Но иногда – и не исключительно редко – бывает так, что плагиоклазы совершенно разрушены сосюритизацией или другим процессом, а пироксены остаются совершенно свежими, или наоборот, что служит наиболее убедительным доказательством обусловленности этого процесса постмагматическими явлениями а не выветриванием. Сосюритизированные плагиоклазы отличаются от серицитизированных тем, что последние в шлифе бесцветны, сосюритизированные же – вследствие большого светопреломления цоизит-эпидотовых минералов – в проходящем свете кажутся мутноватыми и буроватыми. По интерференционной окраске серицит от сосюрита иногда не отличим.

126. Необыкновенно часто наблюдается в природе деанортитизация плагиоклазов, т. е. их альбитизация, когда анортитовые молекулы, как легкорастворимые, разлагаются, и получаются более кислые плагиоклазы и очень часто серицит. При этом процесс иногда идет так, что разлагается анортитовая молекула, в которой 3Ca замещается H_4K_2 , и получается белая слюда наряду с пелитовыми продуктами¹. Такие испещренные мусковитом почти чистые альбиты весьма часто замещают более основные плагиоклазы в порфириновых и порфириновых породах и диабазах. Как я уже говорил (п. 79), первичность альбита должна доказываться в каждом отдельном случае. Альбитизация же плагиоклазов почти всегда наблюдается в так называемых пропилитах (здесь надо быть осторожным и не принять за альбит цеолиты); помимо отличий, понятных из вышеприведенных свойств цеолитов, надо иметь в виду, что альбит почти всегда так замещает плагиоклаз, что в двойниках замещаемых плагиоклазов и альбит сдвойникован. Цеолиты также нередко замещают основные плагиоклазы. О скаполитизации таких плагиоклазов было уже упомянуто (п. 106). [Наблюдается также замещение основных плагиоклазов пренитом, лотритом (пумпеллиитом) и светлым хлоритом]. Наконец, следует еще упомянуть о магматическом, вероятнее всего, изменении плагиоклазов, по-видимому, наблюдаемом только в изверженных породах (беломорские друзиты и другие породы северного района), когда плагиоклаз в проходящем свете кажется рыжеватым².

127. В изверженных (эффузивных) породах основные плагиоклазы типа основных лабрадоров и основное вместе с кварцем не встречаются, меж тем как в кристаллических сланцах и контактных роговиках такие ассоциации наблюдаются нередко. Это объясняется, несомненно, различной температурой образования этих пород.

В гранитах нормальных обычно мы встречаем олигоклазы (№ 23–25 чаще всего), в диоритах – андезины или андезин-лабрадоры, в габбро – лабрадоры вплоть до анортитов. Для сиенитов характерны олигоклазы, олигоклаз-андезины и андезины, для монцонитов обычны лабрадоры и лабрадор-андезины, а для анортозитов – пород, состоящих почти из одних плагиоклазов, – лабрадоры № 50–60. В эффузивных породах вкрапленники заметно основнее, чем в их интрузивных

¹ Более основные плагиоклазы богаче глиноземом, чем более близкие к альбиту (альбит содержит 19,5%, а анортит – 36,7%), и поэтому, если не весь избыток глинозема, получающийся при деанортитизации, идет на серицит, должны при этом процессе отлагаться глинистые, пелитовые, продукты. Отсюда очень вероятно, что серицитизированные и мутные плагиоклазы получают из более богатых анортитом первоначальных плагиоклазов.

² Такое же помутнение плагиоклазов я имел случай наблюдать, благодаря любезности П. М. Никитина, в порфиритах на другом конце нашего отечества – в Мегринском районе Закавказья. Здесь также плагиоклазы в проходящем свете буровато-розовые, мутные. [Подобное помутнение отмечалось также в основных породах Таймыра, в габбро вблизи гранита в Житомирской области УССР и в других местах. Оно, по-видимому, связано с разложением плагиоклаза при очень высокой температуре с выделением тончайших частиц, играющих роль пигмента, как в окрашенных апатитах.]

аналогах, что понятно из вышеприведенной диаграммы плавкости плагиоклазов¹. Плагиоклазы не встречаются в сравнительно редких и мало распространенных изверженных породах, но они могут получаться также из водных растворов. Я уже упоминал, что в так называемых филлитах весьма часто и в достаточном количестве встречается наряду с кварцем и альбит (хорошо было бы проверять на присутствие альбита исследуемые вами под микроскопом филлиты и глинистые сланцы). Словом, породы – и изверженные, и метаморфические, и осадочные – редко не содержат этого распространеннейшего в земной коре минерала.

Мусковит

128. [Исходя из структуры, мусковиту сейчас приписывается следующая формула $\text{KA1}_2[\text{OH}]_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}$, где водород входит в гидроксильную группу, а «кислотный радикал» представляет собой бесконечные слои кремнекислородных тетраэдров, в которых часть кремния замещена алюминием. [Подобный слоистый радикал характерен и для других силикатов с весьма совершенной спайностью – слюд, хлорита, талька и др. Подробности см. в справочниках и курсах минералогии. Указанная простая формула мусковита осложняется изоморфными замещениями большей части Al на Fe^{st} и Mg, возможностью присутствия некоторого избытка кремнекислоты и различными примесями.]

Сингония моноклиная, псевдогексагональная. Мусковит образует обыкновенно листочки, чешуйки, пластинки, розетки; редко образует сферокристаллы. Мелкочешуйчатый и мелколейстовидный мусковит называется серицитом. Обыкновенно серицит содержит несколько больше воды и несколько меньше калия, чем мусковит. Если в разрезе шлифа вы видите шестоватые или жилковатые агрегаты, то (на основании того, что я вам говорил) это еще не значит, что мусковит или серицит и в действительности являются призматическими, столбчатыми. В разрезе шлифа такие очертания могут дать пластинчатые или чешуйчатые кристаллы и зерна. Мусковит и слюды вообще бывают призматическими, но это наблюдается большей частью в том случае, если эти минералы растут в свободном пространстве, т. е. в выросших кристаллах.

129. Спайность, в высшей степени совершенная по третьему пинакоиду (001), очень характерна, и эта спайность дает всегда в тех

¹ Следует исправить ошибку, переходящую из одних справочников или учебников по петрографии в другие: плагиоклазовые фенокристы липаритов, эффузивных аналогов щелочноземельных гранитов, являются не альбит-олигоклазами, что было бы мало понятно, исходя из того, что плагиоклазы указанных гранитов являются олигоклазами (№ 20–25), а андезинами [а иногда даже лабрадорами]. Это мной установлено на нескольких десятках образцов липаритов из различных мест земного шара; в разрушенных кварцевых порфирах эти фенокристы альбитизированы и потому являются действительно альбитами или олигоклаз-альбитами, т. е. № 10 ± 5.

разрезах, где заметна, прямое погасание. Мусковит имеет, как мы увидим дальше, угол оптических осей, достигающий до 45° . Казалось бы, что он должен был бы, благодаря этому углу, давать в разрезах косое погасание относительно трещин спайности; но можно показать, что в тех разрезах, где он должен был бы дать косое погасание относительно трещин спайности, следов этой спайности не будет видно. Это происходит на основании указанного в кристаллооптике («Основы», стр. 181–184) замечания, что спайность может присутствовать в данном шлифе, но вследствие известного расположения к поверхности шлифа она не будет видна. В мусковите, благодаря достаточно большому углу его оптических осей, нередко наблюдаются двойниковые образования, причем двойниковым швом служит или 3-й пинакоид или призма с символом (110). Кроме того, надо сказать, что двойниковый шов у мусковита иногда бывает совершенно неправильным.

130. В шлифе мусковит совершенно бесцветен, иногда слабо зеленоватый, или слабо буроватый или желтоватый, очень слабо, едва заметно. В стыке с кварцем и плагиоклазом мусковит будет давать в проходящем свете очень слабую синевато-зеленоватую окраску вследствие дисперсионного эффекта. Крайние пределы преломления мусковита в разных направлениях от 1,552 до 1,610. Двупреломление колеблется от 0,036 до 0,042, у серицитов обыкновенно меньше. Выше 0,042 двупреломление у мусковитов почти никогда не поднимается, и это служит хорошим критерием для различия мусковитов или серицитов от тальков, и тех именно тальков, у которых двупреломление доходит до 0,050. Угол оптических осей у мусковитов достаточно велик, для того чтобы быть замеченным даже на федоровском столике; обыкновенно он колеблется от 30° до 45° , редко опускаясь ниже этой цифры. Только в известково-силикатовых роговиках мы находим изредка мусковит с углом оптических осей, опускающимся до 0° [Не исключена возможность, что здесь за мусковит иногда принимают бесцветный флогопит, хотя природный флогопит почти всегда окрашен.

1

131. Мусковит – типичный эпимагматический минерал; бывает часто, что он является пневматолитическим, но особенно часто минералом, заменяющим другие минералы при поствулканических или вторичных процессах. Об этом можно заключить потому, что в большинстве турмалиновых гранитов и в грейзенах вы находите плагиоклазы, очень сильно испещренные или такими пневматолитическими мусковитами или серицитами. Вторичными мусковиты бывают по полевым шпатам, по скаполитам, по биотиту, иногда по оливинам (но тут надо быть осторожным и иметь в виду, что этот мусковит может быть в действительности тальком), иногда по кордиериту, по нефелину (тут тоже надо быть осторожным и иметь в виду, что минерал может быть не мусковитом, а канкринитом), по андалузиту. Встречается вместе с пелитовыми продуктами, как вторичный – постмагматический – продукт по топазу. В свою очередь альбит и кварц бывают вторичны по светлом слюде.

132. Мусковит очень част в гнейсах, слюдяных сланцах, где, как указывалось (п. 103), его можно иногда – по свежести и прозрачности – принять за кварц; довольно част так же в аплитах и пегматитах; сравнительно нередок в глинистых сланцах. Некоторые петрографы указывают, что в сланцеватых глинах белая слюда не имеет строго определенной индивидуальности, и состав ее сильно колеблется, в то время как в глинистых сланцах слюда является мусковитом или серицитом. Глинистые сланцы отличаются от сланцеватых глин еще и тем, что в глинистых сланцах очень часто встречается хлорит, почти всегда отсутствующий в сланцеватых глинах. Серицитом называются мелкочешуйчатые мусковиты. По-видимому, серицит содержит немного меньше калия и больше воды, чем мусковит, но оптически он часто совершенно не отличается от мусковита. Иногда, правда, он имеет меньший угол оптических осей и меньшее двупреломление. Хромсодержащие (Cr_2O_3) мусковиты, в шлифах ясно зеленые и синевато-зеленые, называются фукситами. Последние находятся часто в слюдяно- и талько-карбонатных породах около терпентиновых пород.

133. Мусковит можно спутать со скаполитом (см. п. 106). На первый взгляд его можно спутать с канкринитом; отличается от него преломлением (см. п. 69). Начинаящие смешивают иногда мусковит по его высоким цветам интерференции с бесцветным в шлифе тремолитом или пироксеном. Если нет спайности, трещины которой у мусковита дают прямое погасание, а у амфиболов и пироксенов вообще косое, то у мусковита можно измерить двупреломление; оно будет выше двупреломления пироксена и амфибола. По точным методам эти минералы смешать нельзя: пироксены положительны, а бесцветные амфиболы отрицательны и имеют гораздо больший угол оптических осей (около -80°). Мусковит иногда содержит натрий: богатые натром мусковиты называются **марквардитами**; их можно отличить только химическим анализом. [Исключительно похож на мусковит и почти не отличим оптически также более редкий минерал пирофиллит – $\text{Al}_2[\text{OH}]_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, встречающийся в некоторых кварцитах, сланцах и мета-соматических породах. Отличается от мусковита большим углом оптических осей – 53° – 60° .]

134. Необходимо отметить относительно всех слюдяных минералов: по тем оптическим признакам, которые мы применяем, эти слюдяные минералы сравнительно легко выделить в группу, к которой они относятся, но внутри самих этих больших групп (бесцветные слюды, биотиты, хлоритовые минералы, группа хрупких слюд) различить отдельные виды по оптическим свойствам часто невозможно. [Начинаящие часто, правильно определив мусковит в разрезах со спайностью и высокими цветами интерференции, принимают разрезы, параллельные плоскости спайности с серыми или желтоватыми цветами интерференции, за другой минерал – топаз или даже кварц. Следует обращать внимание на «ситовидное» погасание таких разрезов и прекрасную фигуру дуосного отрицательного минерала, наблюдаемую в сходящемся свете.]

135. Отмечу еще обстоятельство, ясно вытекающее из предыдущего, – по углу оптических осей никак нельзя судить о температуре образования мусковитов. Некоторые полагают, что чем выше угол оптических осей, тем при более высокой температуре образовался мусковит. Относительно этого можно сказать, что термические исследования показали, что мусковит, который имеет угол оптических осей в 35° , только при 1000° (т. е. когда он разлагается) дает угол оптических осей в 0° . Это показывает, что, если даже и существует зависимость от температуры, то очень незначительная, чтобы обращать на это внимание и выводить следствия. Кроме того, надо сказать, что угол оптических осей находится в прямой зависимости от примеси железного мусковита, – вместе с увеличением этой примеси он имеет тенденцию уменьшаться. Словом, повторяю – из величины угла оптических осей нельзя выводить никаких условий относительно происхождения мусковита. Некоторые, добавлю, сомневаются в том, что гидротермальный мусковит может получиться ниже 400°C ¹. Некоторые даже считают его за магматический минерал, с чем нельзя согласиться потому, что никто еще не видел мусковит в виде первичных вкрапленников в эффузивных горных породах. На основании этого я думаю, что от тех, кто считает мусковит первичным, должно требовать совершенно убедительных доказательств того, что мусковит именно первичный, магматический, минерал. С самого начала я сказал, что мусковит вторичный, эпимагматический, минерал.

136. [Литиевые слюды весьма изменчивы по своему составу, они содержат до 10% Li_2O , причем Li в решетке занимает место Al^{3+} и Mg^{2+} , а не K, количество которого остается прежним. Часто содержат железо; иногда очень богаты фтором. В большем количестве, чем в других слюдах, встречаются редкие щелочи: Rb_2O до 2%, Cs_2O до 0,5%.] Под микроскопом мусковит иногда весьма напоминает очень слабо окрашенный в шлифе лепидолит. Последний отличается от мусковита: 1) малым преломлением – $N_p =$ около 1,53, т. е. близко или меньше канадского бальзама и 2) ассоциацией с пневматолитическими минералами – топазом, турмалином и флюоритом. Дает перед паяльной трубкой реакцию на литий. Часто имеет плеохроичные дворники, как у биотита.

Отличие мусковита от талька – см. п. 142.

Парагонит

137. Следующий минерал – парагонит. Формула его та же, что и у мусковита, только вместо калия надо поставить натрий. Содержит он обыкновенно наряду с натрием и калий. По оптическим свойствам парагонит неотличим от мусковита. Об этом вы могли заключить из сказанного только что о мусковите, куда и следует обратиться за дальнейшими подробностями. Парагонит встречается

¹ В самое последнее время осуществлен синтез мусковита при температуре около 300° . При той же температуре удалось получить тому же автору (W. Noll) и каолин.

в кристаллических сланцах и, вероятно, часто то, что мы считаем мусковитом, является в действительности парагонитом. [С этим предположением можно согласиться лишь отчасти. Экспериментальные исследования показали, что парагонит устойчив в очень узком температурном интервале и должен встречаться гораздо реже, чем мусковит.]

Каолин

138. Теперь перейдем к каолину. Специалисты предлагают называть каолином минерал, а каолинитом – горную породу, и с этим нельзя не согласиться. [Такое толкование терминов нужно признать рациональным, так как оно соответствует установившемуся обычаю в петрографии и минералогии; например, амфибол – амфиболит, пироксен – пироксенит и т.д. К сожалению, для каолина в литературе встречается обратное толкование]. Состав его – $H_4Al_2Si_2O_9 = 2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ [Структурная формула $Al_2 [OH]_4Si_2O_5$, ср. серпентин.] Сингония моноклинная, псевдогексагональная. Образует листочки, пластинки, чешуйки, веерообразные и червеобразные формы, зерна. Иногда бывает слабо-желтоватым. Разрезы дает ромбовидные и шестиугольные, иногда не отличимые от форм мусковита; часты зернистые агрегаты. Спайность по третьему пинакоиду совершенная. Нередко обнаруживает неправильные двойникоподобные сростания; бесцветный, обыкновенно слабо мутноватый (в отличие от мусковита, который всегда прозрачен). В мельчайших агрегатах каолин непрозрачен и кажется в проходящем свете черным; поэтому в микроскопе его надо смотреть в отраженном свете, причем он бывает или светлым, белым, или слегка желтоватым. Двупреломление у каолина от 0,006–0,007; преломление 1,567–1,561; угол оптических осей в громадном большинстве случаев отрицательный, но очень нехарактерный, так как меняется от 0 до 90° Ось N_g совпадает с \perp (010), ось N_m образует угол с плоскостью спайности по пинакоиду (001) до 11° (отличие от мусковита). [Сейчас различают три разновидности или даже вида каолина, отличающихся структурой и свойствами: собственно каолин, диккит и накрит. Угол погасания каолина 1–3°, диккита 20–27, накрита 10–12° У каолина угол оптических осей отрицательный, диккит положительный, накрит + или –, $2V$ близко к 90°.]

139. Каолин – типичный минерал осадочных пород. Образуется при явлениях выветривания под мхом, действием гуминовых кислот на самые различные породы; однако, как это недавно доказано, породы должны предварительно разложиться под влиянием выветривания в очень мелкозернистые массы. Каолин образуется пневматолитически, и тогда содержит типичные для пневматолита минералы – топаз, турмалины, литиевую слюду – и залегает «карманами» в изверженных породах, обыкновенно в гранитах, иногда на больших глубинах.

140. Каолин разлагается в серной кислоте, а не в соляной. От подобных слюд каолин отличается оптически по низкому

двупреломлению (иногда оно очень сильно понижается у этих слюд, и тогда каолин от них нельзя отличить), и, самое главное, по косому погасанию. При нагревании перед паяльной трубкой каолин заметно не изменяется даже при самой высокой температуре, что также служит отличием его от слюд. Недавно были отмечены псевдоморфозы каолина по мусковиту, причем в породе наблюдались все переходы от каолина к мусковиту. Для отличия этих минералов пришлось прибегнуть к микрохимической реакции, а именно – метиленовая синь после пятиминутного действия дает темно-синюю окраску для каолина и фиолетовую окраску для мусковита. В каолине тенарова синь образуется с нитратом кобальта только при исключительном жаре.

Тальк

141. Следующим минералом является тальк – $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$ ¹ [$\text{Mg}_3[\text{OH}]_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$], причем к магнезию могут быть примешаны в небольшом количестве закись железа, марганца и никеля. Легко запомнить его химический состав, это – 3 энстатита плюс вода и плюс кварц. Сингония моноклинная. Псевдогексагональный. Образует пластинки и чешуйки (в большинстве случаев). Иногда является, по крайней мере описывается таким, жилковатым и дает также сферокристаллы. Спайность, как у слюд, в высшей степени совершенная по третьему пинакоиду (001). Двойников не дает. В шлифе пли бесцветный, или обыкновенно очень слабо буроватый или зеленоватобуроватый, чем и отличается от мусковита. Двупреломление, что очень характерно для отличия от мусковита, доходит до 0,050, но, к сожалению, падает до 0,040, и в этом случае его по двупреломлению не отличить от мусковита. Преломление в различных направлениях колеблется от 1,539 до 1,589. До последнего времени мы обыкновенно принимали, что у талька угол оптических осей не выше 11° и часто очень близок к 0° , чем во многих случаях его отличали от сходного с ним мусковита, но в последнее время Ларсен дает, что угол оптических осей для талька поднимается до 30° . Тальк типичный эпимагматический минерал, встречается в кристаллических сланцах. В изверженных породах тальк встречается как вторичный продукт по магнезиальным минералам: оливину, ромбическому пироксену, серпентину, тремолиту, хлориту и хлоритоидам; иногда образуется в кордиерите.

142. Тальк иногда без химической реакции совершенно невозможно отличить от мусковита. В таком виде – очень мелкие чешуйки, напоминающие серицит, – тальк встречается на севере РСФСР в кварцитах. Здесь его от серицита можно отличить только микрохимической реакцией. Вообще в некоторых случаях тальк можно отличить от мусковита тем, что двупреломление у него больше 0,045, а у мусковита до этой цифры не поднимается. Если удастся поставить

¹ Легко запомнить коэффициенты – 2, 3, 4; в серпентине имеет место при тех же элементах обратный их порядок – 4, 3, 2, т. е. $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$.

пластиночку талька на ребро и наблюдать преломление на таком тальке, то можно отличить тальк от серицита, так как у талька преломление по оси N_p колеблется от 1,538, т. е. почти равно преломлению канадского бальзама, до 1,545 (максимум), в то время как у мусковита N_p 1,55. Не забывайте (см. условие 8-е, п. 17), что в условиях богатых магниезиальными силикатами пород предполагаемый вами мусковит может быть тальком, и если минерал не определен вами точно, оговаривайте это.

143. В эту же 4-ю группу по преломлению надо отнести и хлориты бесцветные, по мы эти бесцветные хлориты рассмотрим вместе с окрашенными минералами. Сюда надо отнести и серпентины, но мы их рассмотрим в группе окрашенных минералов. Наконец, к 4-й группе относятся основные и промежуточные вулканические стекла. Содержание в них и в кислых стеклах SiO_2 следующим образом связывается (приблизительно, конечно) с преломлением n и удельным весом d (W. O. George и M. Stark):

% SiO_2	75	70	65	60	55	50	46,5
n	1,490	1,506	1,516	1,528	1,544	1,582	1,62
d	2,10	2,35	2,45	2,55	2,65	2,80	3,0

5-я группа; $n = 1,61-1,66$

144. В этой группе ограничения и рельеф отчетливые; ясная шагреневая поверхность (поверхность ватманской бумаги). Преломление заметно больше канадского бальзама и колеблется приблизительно в пределах 1,01–1,63, благодаря чему и дисперсионный эффект и полоска Бекке легко улавливаются. (Таблицу главнейших свойств см. на стр. 108–109.)

Топаз

145. Формула - $(F, OH)_2Al_2SiO_4$, с 21% F и 55% Al_2O_3 . Минерал ромбический, формы толстопризматические, так что в разрезах лейсточек не получается [очень редко игольчатые]. Часто встречается в неправильных зернах. Для топаза характерна спайность по третьему пинакоиду, достаточно совершенная. Двойников не наблюдается. В шлифах всегда совершенно бесцветен. Nm – [010], Ng – [001], Np – [100]. Двупреломление кварцевое – от 8 до 10 тысячных, $+2F = 48-65^\circ$. Преломление от 1,607 до 1,629. Это – типичный пневматолитический минерал. Встречается в грейзенах и в турмалиновых гранитах. Образует с турмалином топазокварцевые породы. Нередко топаз встречается также с бериллом. То, что макроскопически на топазе вы видите в виде желтоватой оболочки, то, что называется макроскопически «лошадиным» или «коровьим» зубом, под микроскопом является смесью глинистого материала и серицита как продуктов изменения топаза.

146. Топаз можно спутать с апатитом. Отличие по двупреломлению. У апатита двупреломление не выше 0,005, для топаза не менее 0,008.

Если разрезов мало, чтобы можно было судить о величине двупреломления, и если смотреть без федоровского столика, то топаз от апатита можно отличить по его мутности, если она наблюдается, так как апатит в кристаллически-зернистых породах, но не в лавах, никогда почти не бывает мутным; апатит минерал очень стойкий. Точными методами апатит с топазом смешать нельзя; топаз – двуосный, положительный, а апатит – одноосный, отрицательный. Наконец, можно отличить еще простым способом – у апатита никогда не бывает так хорошо выраженной спайности, как у топаза, а топаз не бывает тонкопризматическим, как апатит.¹

147. Топаз можно смешать с андалузитом. Отличие по спайности, если она наблюдается: у ромбического топаза спайность пинакоидальная, а у ромбического же андалузита спайность призматическая (см. общую таблицу, п. 6а). Андалузит бывает в очень длинных призмочках, иногда дает в разрезе зерна, которые напоминают зерна овса, а топаз таких разрезов не дает. Наконец, андалузит иногда плеохроирует, топаз бесцветен. Отличить точными методами их очень просто; андалузит двуосный, отрицательный, имеет большой угол оптических осей, а топаз – двуосный положительный, и угол оптических осей у него около 50°.

148. С первого взгляда топаз также можно смешать с цоизитом, мелилитом и везувианом. Но у этих трех минералов наблюдается аномальная интерференционная окраска; везувиан, кроме того, отличается также и своим рельефом в шлифе. Мелилит и везувиан, кроме того, одноосны, топаз – двуосен (см. также п. 7).

Апатит

149. Теперь перейдем к апатитам. Формула апатита такая: $\text{Ca}_4\text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})(\text{PO}_4)_3$, причем на место фтора и хлора могут стать гидроксил, CO_2 , SO_3 , O; вместо CaO могут частично стать редкие земли (0,1–1,3%). В фторапатитах 2,5–4,0% F, в хлорапатитах – 3,0–6,0% Cl.

Апатит дает тонкие призмочки, с обеих сторон заканчивающиеся пирамидками, так что в разрезах (шлифах) получаются соответствующие прямоугольнички или, в поперечном сечении, гексагончики. Высокотемпературный апатит, с которым имеем дело в изверженных породах, как раз имеет удлиненную форму. Низкотемпературный апатит – таблитчатый, и в фосфоритовых жилках по длине располагается ось *Np* и изредка *Nm*. В основных породах апатит часто бывает без хороших ограничений точно так же как и в некоторых контактных роговиках, в то время, как в кислых и промежуточных породах нередко он обнаруживает прекрасные ограничения в виде^{1 1}

¹ [В зависимости от формы кристаллов и от разрезов плоскостью шлифа удлинение получающихся разрезов у топаза (как например, и у дистена) может быть и положительным и отрицательным. Во всяком случае в направлении спайности идет всегда знак –, так как перпендикулярна спайности всегда ось *Ng*.]

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники
27. Топаз 145 (F, OH) ₂ Al ₂ SiO ₄	Ромбическая. Толстопризматические, неправильные зерна	(001) С.	Нет
28. Апатит 149-51 и 156 Ca ₆ (F, Cl)(PO ₄) ₃	Гексагональная. Тонкие призмы, таблички. В основных породах и роговиках неправильные зерна	Нет, иногда отдельность в шлифах (0001) и (1010)	Нет
29. Андалузит 157-9 Al ₂ OSiO ₄	Ромбическая. Призматические, в зернах	(110)	Нет
30. Мелилит 162-4 mCa ₂ (Al, Fe) ₂ SiO ₇ X X«Ca ₂ (Mg, Fe)Si ₂ O ₇ + -fpNa ₂ O + gSiO ₂	Тетрагональная. Таблички, короткие столбики	Очень редко (001)	Очень редко
31. Волластонит 166-7 CaSiOg(Cag[SiOg])	Псевдомоноклинная. Призмы, таблички, радиальнолучистые розетки	(001) с. (100) с. (101) с. (102) с.	(100)
32. Пренит 170-1 Ca ₂ Al ₂ [OH] ₂ Si ₅ O ₁₀	Ромбическая. Таблички, призмы, сферокристаллы, чешуйки	(001)	Подобны, полисинтетиче- ским
33. Тремолит 174-5 Ca ₂ Mg ₅ [OH] ₂ Si ₈ O ₂₂ Ромбические амфиболы- 336-37 Бесцветный турмалин - 181 Кальцит 183 - 6	Моноклинная. Призмы, волокна	(110) с. (010) отдельность (001)	(100) иногда полисинте- тические

Преломление и ориентировка	Двупреломление	$2V$	Удлинение	Диагностика
$N_g = 1,618-1,638$ $N_p = 1,607-1,629$ $N_m = [010]$ – $[001]$	8-10	+48° до +65°		Апатит 146 Андалузит 147 Цоизит 148 Мелилит 148 Везувиан 148
28. $N_m = 1,633-1,655$ $N_p = 1,630-1,651$	2-5	–0° и до –20° (?)	оч. р. +	Нефелин 87 Топаз 146, 152 Андалузит 153 Мелилит 154 Цоизит 154 Везувиан 155 Тремолит 155
29. $N_p = 1,629-1,640$ $N_g = 1,639-1,647$	7-11	ок. –80°		Апатит 153 Топаз 147 Цоизит 160 Мелилит 160 Везувиан 160 Дистен 263 Пироксен 161 Силлиманит 201
30. $N_p (N_g) = 1,639-1,658$ $N_m = 1,632-1,669$	Большей частью 4-5, вообще от 0 до 11	±0°	±	Цоизит 164 Везувиан 164 Андалузит 160 Топаз 148 Апатит 154
31. $N_g = 1,632-1,635$ $N_p = 1,618-1,621$ $N_m = [010]$ $cN_g = ОК. 58°$	14-17	–40° + $\rho > \nu$)	±	Тремолит 168 Эпидоты 169 Апатит 169
$N_p = 1,610-1,635$ $N_g = 1,635-1,665$ $[010] - N_m$. $[001] - то N_g$	20-33	4-68° иногда до +0° $\rho < \nu$ и $\rho > \nu$	±	Томсонит 172 Топаз 173 Волластонит 173 Андалузит 173 Эпидоты 173 Мусковит 173
33. $N_p - 1,599$, $N_g - 1,625$ (без железа) $[010] - N_m < c N_g = 10-20°$	22-33	–>75° до – 88° $\rho < \nu$	+	Андалузит 176 Волластонит 168 Апатит 155 Грюнерит 177 Мусковит 178 Пироксен 179 Эпидот 180 Турмалин 180

призмочек и бывает здесь в виде мелких кристалликов. Он одноосный, отрицательный. Спайности не обнаруживает. Это для него характерно. Иногда обнаруживает отдельность по третьему пинакoidу. [В исключительно редких случаях эта отдельность очень напоминает спайность. Встречается также спайность по призме.] Эти трещины видны в более крупных зернах. Двойников в шлифах не наблюдается. Преломление по $N_m = 1,633-1,655$, $N_p = 1,630-1,651$. Двупреломление от 0,002 до 0,005 и не выше этой цифры¹, так что в шлифах нормальной толщины – это очень характерно и важно – апатит не может дать цветов интерференции выше серых. Иногда наблюдаются оптические аномалии, минерал перестает быть одноосным, и угол оптических осей временами доходит до 20°. Недавно указывался угол больших размеров. Это, я думаю, зависит от свойства микроскопа того лица, которое производило эти измерения (коноскопическое определение в шлифе обычной толщины). Едва ли можно допустить, чтобы в апатитах угол оптических осей повышался больше 20°; не забывайте, что в коноскопе угол $2V$ апатита можно измерять только в толстых шлифах (см. примечание к п. 33).

150. Апатит – типичный магматический минерал в кислых, промежуточных и основных изверженных породах. В основных породах нередко он эпимагматический, пневматолитический. Апатит может быть контактовым минералом, и следует обратить внимание на то, что около посторонних включений в изверженных породах часто сосредоточивается заметное количество апатита в неправильных зернах (более крупных иногда, чем обычно). Это – вероятнее всего пневматолитический апатит, осевший из магмы на более холодном постороннем включении. Часто это можно доказать с несомненностью, когда такие небольшие скопления апатита наблюдаются как раз т о л ь к о около несомненно посторонних включений в породе. Это минерал очень стойкий, и никаких продуктов разрушения его мы не знаем. В этом отношении, как я говорил, его нельзя предполагать в тех случаях, когда вы имеете некоторое разрушение минерала, что встречается в андалузитах и топазах. Апатит никогда не бывает разрушенным. Нередко апатиты, в особенности в эффузивных породах, бывают мутными и окрашенными и плеохроируют, причем схема абсорбции будет такая же, как у биотита. Есть указания на то, что апатит иногда дает турмалиновую схему абсорбции в шлифах; насколько это верно, поручиться не могу. Мутные апатиты бывают в шлифах розоватыми и розовыми, буроватыми и бурыми, синеватыми и фиолетоватыми, а также серыми.

151. В произведенных в РСФСР опытах нагревания апатита (А. И. Цветков и А. С. Гинзберг), полученного при высокой температуре, применявшийся апатит мутнел. Этот очень интересный факт можно сопоставить с тем обстоятельством, что в эффузивных горных породах

¹ Для так называемого **подолита – апатита**, содержащего CO_2 , дается двупреломление 0,0075–0,009 (Б. И. Чирвинский).

при излиянии лавы на земную поверхность происходит процесс окисления, сильно повышающий температуру лавы. В этих эффузивных породах апатит бывает мутным (ср. опацификация) и очень резко для такого минерала плеохроирует. Апатит здесь имеет цвет буровато-розоватый и изменяет этот цвет иногда на синеватый и фиолетоватый. Апатит часто встречается в кристаллических сланцах; как осадочное образование он в виде фосфоритов образует промышленные месторождения. Богатые залежи апатита в щелочных породах открыты недавно в Хибинах; однако на возможность промышленного значения северных апатитов указывал еще Е. С. Федоров.

152. Спутать апатит можно с нефелином (см. п. 87), с топазом (см. п. 146). Отличается от последнего по формам и двупреломлению; топаз положительный и двуосный, при разложении иногда дает каолин и серицит; затем, по наличию спайности в топазе.

153. Апатит можно спутать с андалузитом, так как нередко и андалузит встречается в хорошо ограниченных кристаллах, так что в разрезе видны удлиненные прямоугольнички. Отличие: 1) по отсутствию пирамидальных конечных граней у андалузита – у апатита они очень часто наблюдаются и 2) по наличию в поперечных разрезах апатита шестиугольничков, в то время как андалузит в таких сечениях (поперечных) дает ромбы и прямоугольнички, а если иногда и может дать неправильные шестиугольнички, то они будут заметно поляризовать в серых и светло-серых цветах (у апатита шестиугольнички разрезов в скрещенных николях черные или серо-черные, или черносерые). В породах, где нет сланцеватости, вы различите эти минералы по интерференционной окраске; у андалузита наблюдается белый или желтовато-белый интерференционный цвет, совершенно недопустимый для апатита в шлифах нормальной толщины. Наконец, апатит точным методом вы очень легко отличите от андалузита. Андалузит двуосный, отрицательный, с большим углом оптических осей (около 80°).

154. Можно спутать апатит с мелилитом. У мелилита удлинение бывает положительное, а у апатита последнее очень редко (в фосфоритах). У мелилита есть спайность и характерная для него аномальная интерференционная окраска, совершенно отсутствующие у апатита. Апатит можно смешать также с цоизитом. Здесь отличие по аномальной интерференционной окраске последнего. У цоизита, кролю того, удлинение может быть одинаково часто и положительным и отрицательным. Затем по наличию в цоизите спайности. Очень редко наблюдается цоизит, у которого аномальная окраска выражена очень слабо или совершенно отсутствует в некоторых сечениях. Цоизит иногда бывает одноосным, но он всегда положительный.

155. Можно еще спутать апатит с везувианом. Но у везувиана очень высокое преломление, а также большею частью резкая аномальная интерференционная окраска. Едва ли можно спутать апатит с тремолитом, разве в том случае, когда вы имеете с пяток разрезов последнего с низкой интерференционной окраской. В таких сечениях

у тремолита есть спайность, и удлинение у него всегда положительное. Также нельзя смешать эти минералы при коноскопическом исследовании. Тремолит вам даст в сечении ясную интерференционную фигуру. Апатит очень трудно дает интерференционную фигуру, в которой даже белых цветов вы в шлифах нормальной толщины не увидите.

156. С апатитом надо быть очень осторожным потому, что вследствие указанных в основах кристаллооптики обстоятельств, влекущих за собой появление интерференционной фигуры в том случае, когда у вас на столике микроскопа никаких веществ нет (эта фигура дает видимость одноосного положительного кристалла), вы можете наблюдать у апатита двуосность или положительный знак. Только проверка на толстых шлифах или на федоровском столике предохранит вас от ошибок.

Андалузит

157. Следующий минерал андалузит – $\text{Al}_2\text{SiO}_5 = 1 \text{ мол. Al}_2\text{O}_3 + 1 \text{ мол. SiO}_2$; очень незначительное количество Al_2O_3 может замещаться Fe_2O_3 и частью Mn_2O_3 ¹. Это очень богатый глиноземом силикат, содержащий в молекулярном отношении столько же кремнезема, сколько и глинозема. Андалузит ромбической сингонии. Призматические кристаллы; иногда в разрезах дает параллелограммы и ромбы. Это относится к крупнокристаллическим андалузитам; нередко встречается в зернах, иногда в виде, так сказать, ячменных. Спайность призматическая по 3-й призме (110) с углом, очень близким к прямому (89° с лишним). Двойников у андалузита не обнаружено. Андалузит обыкновенно бесцветен, но иногда бывает окрашен в мясно-розовый и желтовато-розовый цвет, причем эта окраска (что является очень характерным) обычно распределяется по одному и тому же зерну андалузита неравномерно. Иногда он гуще окрашен в центре, иногда к краям, иногда окраска идет пятнисто. Он плеохроирует, причем плеохроизм почти всегда таков, как у ромбического пироксена: по оси *N_p* розовый оттенок, а оси *N_g* зеленоватый оттенок.

158. Андалузит типичный контактовой минерал. Он особенно часто наблюдается в контактах интрузивных пород с углистыми глинистыми сланцами. В этом случае он иногда содержит многочисленные включения углистых веществ, располагающихся по кристаллографическим направлениям андалузита, и дает в поперечном сечении крест, а в продольных сечениях параллельные

¹ В марганцевом андалузите находится до 7% Mn_2O_3 . Весьма редкий минерал [виридин] ярко-зеленый в шлифах, резко плеохроирующий до яркого зеленовато-желтого цвета с $2V = + 71^\circ$, $N_g - N_p = \text{ок. } 0,030$ и $N_g = \text{ок. } 1,69$. Обнаружен недавно Д. С. Коржинским в районе Тимптона (Алданский округ) и Н. И. Бородаевским на Урале (еще точно здесь не доказан). В последнее время найдено еще 5-е месторождение этого минерала в Бельгии (Корэн) и 6-е в Минусинском крае (В. Д. Тимофеев).

длине полоски углистого вещества. Такие андалузиты называются хиастолитами. Двупреломление у андалузита колеблется от 7 до 11 тысячных. Преломление колеблется от 1,629–1,64 по N_p до 1,639–1,647 по N_g . Угол оптических осей около -80° .

159. Как указано, андалузит типичный контактово-метаморфический минерал. Встречается также в изверженных породах, но, подобно кордиериту, является здесь чужаком, получившимся от сплавления в эти изверженные породы посторонних масс. В кристаллических сланцах андалузит редок. Здесь его заменяют дистен и силлиманит.

160. Андалузит можно смешать с апатитом (п. 153), с топазом (п. 147), с дистеном (см. и. 263), с мелилитом, цоизитом и везувианом. Удлинение у последних трех минералов может быть и положительным и отрицательным; у апатита оно почти всегда бывает отрицательным, за исключением некоторых фосфоритов. Таким простым способом мы иногда сразу можем исключить эти минералы. Кроме того, последние имеют гораздо большее преломление.

161. Очень легко спутать андалузит с ромбическими пироксенами, в особенности с гиперстеном. В случае наличия ясно удлиненных зерен отличить андалузит от гиперстена можно легко и быстро – андалузит имеет почти всегда отрицательное удлинение, гиперстен всегда имеет положительное удлинение. Затем эти же минералы можно отличить по преломлению. У андалузита преломление не может быть выше 1,65, а у ромбического пироксена преломление не опускается ниже 1,655. Наконец, можно, пожалуй, если не руководствоваться химизмом, спутать андалузит с тремолитом (см. п. 176), а также иногда с силлиманитом (п. 201).

Мелилит

162. Следующий минерал **мелилит**. Он состоит из молекул **геленита** – $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{SiO}_7$, **аккерманита** $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_7 + \text{Na}_2\text{O}$ (**сарколит**) + избыток SiO_2 . Это минерал очень сложного состава, и конституция его до сих пор хорошо неизвестна. Мелилит – минерал тетрагональный. Образует тонкие таблички, которые в разрезе дают или более или менее изометрические формы, или лейсты. Это одноосный минерал; он может быть и положительным и отрицательным, и даже в одном и том же зерне может в одной части быть положительным, в другой части отрицательным. Удлинение лейсточек – и положительное и отрицательное. Спайность в шлифах наблюдается очень редко и выражается обыкновенно 1–2 трещинками. Спайность эта пинакоидальная и, следовательно, в разрезах должна давать прямое погасание при любом наклоне трещин к плоскости шлифа (пока эти трещины видны – см. пятое правило, п. 17), так как мелилит одноосный минерал. Дает еще спайность по 3-й призме. Но в шлифах этой спайности (110) не наблюдается. Мелилит в шлифах реже бывает бесцветным, чем окрашенным. Но окраска его очень слабая. Это, скорее, оттенок – буроватый или желтовато-буроватый. Преломление по N_p (N_g) 1,639–1,658; по N_m 1,632–1,669. Двупреломление колеблется от 0,004 до 0,005. Иногда это колебание бывает очень резким и доходит до 0,007 (дают даже 0,011) и не так редко падает до 0, так что минерал становится изотропным. Это понятно из того, что мелилит в одном и том же зерне может быть и положительным и отрицательным. Следовательно, иногда может делаться и тем и другим, т. е. становится изотропным.

88

163. Мелилит – очень редкий минерал. Он встречается в сильно основных щелочных изверженных породах. Встречается поэтому с нефелином, а также в основных щелочных породах с большим количеством пироксена и оливина. В РСФСР мелилит известен на Крайнем Севере. [Турий мыс, Африканда, Ёна], а в последнее время открыт в Горной Шорин. По-видимому, мелилит получается очень часто при гибридизации пород, а именно при «плавлении» в породы известковых масс. [Встречается также как контактовый минерал в известняках, например на р. Н. Тунгуске.]

164. Мелилит имеет аномальную интерференционную окраску, очень низкую, так что очень часто дает очень тусклую чернильно-синюю или нейтральтиново-синего цвета интерференционную окраску. В этом случае его легко бывает спутать с цоизитом, но цоизит никогда не бывает окрашенным в шлифах нормальной толщины, так что в этом случае различение этих двух минералов очень простое, так как мелилит чаще бывает окрашенным, хотя и очень слабо. С другой стороны, точными методами эти минералы легко отличить. Мелилит большей частью одноосный отрицательный, цоизит – двуосный положительный, редко одноосный и также положительный. У мелилита спайность наблюдается очень редко и в виде небольшого числа трещинок; у цоизита спайность выражена в шлифах отчетливо.

165. Мелилит можно спутать также с везувианом, который может давать точно такие же аномальные цвета интерференции, как и мелилит. Отличие будет по преломлению, гораздо более высокому у везувиана, и по ассоциации. Везувиан – контактовый минерал и сопровождается контактными минералами – пироксеном, волластонитом, гранатом и т.д. Мелилит можно спутать с андалузитом. У андалузита цвет интерференции всегда нормальный и заметно выше, чем у мелилита.

Волластонит

166. Следующий минерал – волластонит – CaSiO_3 . Это минерал простого состава, т. е. он содержит одинаковое молекулярное количество окиси кальция и кремнекислоты; это такой же, так сказать, силикат в отношении извести, каким является андалузит в отношении глинозема. Но в то время как последний минерал обычен в контактных богатых глиноземом породах, волластонит в контактных известняках гораздо более редок. Иногда наблюдается в нем примесь магнезии, немного глинозема и небольшой избыток кремнекислоты. Волластонит – псевдомоноклинной (триклинной) сингонии. Дает таблитчатые или удлиненно-призматические кристаллы, а также листочки, радиальнолучистые образования и иногда розетки. Спайность совершенная по двум пинакоидам, 3-му и 1-му, с углом между трещинами этих спайностей на плоскости 2-го пинакоида, равным около 74° . У волластонита наблюдается еще спайность по призмам (101) и (102). Двойники встречаются но такой же форме, как и у пироксенов и амфиболов, т. е. по (100). Преломление по N_g от 1,632 до 1,635 и по N_p от 1,618 до 1,621. N_m – [010], $<$ [001] $N_g = \text{ок.} 58^\circ$ Характерно, что волластонит имеет низкое двупреломление, колеблющееся от 0,014 до 0,015 и не поднимающееся выше 0,017. Также характерен небольшой отрицательный угол оптических осей, около 40° , и также типична отчетливая наклонная дисперсия, наблюдающаяся в шлифах, причем в противоположность тремолиту $\rho > \nu$.

167. Волластонит сравнительно редкий контактово-метаморфический минерал, встречающийся в известковых породах. Это минерал высокотемпературный.

168. Волластонит можно спутать с тремолитом. Самое легкое отличие, по которому можно его сразу распознать при помощи простой манипуляции, это то, что тремолит имеет положительное удлинение, а у волластонита удлинение бывает и положительным и отрицательным. Следующий простой способ различения можно сразу произвести в разрезах, где имеются две спайности. У тремолита в разрезах с двумя спайностями угол между последними не может быть выше 60° У волластонита он равен 74° или несколько ниже, в зависимости от разреза, но никогда не может быть ниже 60° , даже если измерять угол между наклонными трещинами. Кроме того, у тремолита двупреломление колеблется от 22 до 32 тысячных, у волластонита не поднимается выше 0,017. Наконец, тремолит имеет угол оптических осей не ниже 75° и отрицательный, у волластонита угол оптических осей около 40° и также отрицательный, причем у тремолита $\rho < \nu$, у волластонита $\rho > \nu$. Я так долго останавливаюсь на сравнении этих двух минералов потому, что и тот и другой встречаются часто в известняках, и, следовательно, легко один из них принять за другой.

169. Волластонит можно спутать с эпидотовыми минералами. Он отличается по гораздо более низкому преломлению и по аномальным цветам интерференции у эпидотовых минералов. Волластонит имеет преломление 1,61–1,63 и нормальные цвета, не выше оранжевых и красных в шлифах нормальной толщины. В некоторых разрезах волластонит можно спутать еще с апатитом. Если в шлифе зерен мало, то может случиться, что все они будут в таком положении, что интерференционная окраска будет не выше серой. В таком случае мы будем иметь отличие от апатита по удлинению. У волластонита это удлинение и положительное и отрицательное, у апатита удлинение всегда (кроме некоторых фосфоритов) отрицательное. У апатита спайности нет. Наконец, при точном методе эти минералы спутать никак невозможно. Апатит и волластонит в сечении, близком к оптической оси, даже на коноскопе будут резко отличаться друг от друга: у апатита фигура неясная или почти незаметная, у волластонита в сечениях, близких к оптической оси, получается ясная фигура двуосного минерала с малым углом оптических осей.

Пренит

170. Следующий минерал будет у нас **пренит** с эмпирической формулой $(\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$, и иногда с примесью Fe_2O_3 и следами Mg, Mn и щелочей. Сингония ромбическая; встречается в виде табличек, призмочек, иногда в виде лучистых агрегатов, а также в виде зернышек, напоминающих чешуйки мусковита; нередко бывает столбчатым; удлинение разрезов то положительное, то отрицательное. [Знак удлинения обычно отрицательный (в таблитчатых кристаллах), реже положительный (в призматических), но знак зоны спайности всегда – 1. Спайность отчетливая по моноэдру (001). Двойниковые образования встречаются довольно часто, причем

наблюдается нечто вроде полисинтетических двойников, перекрещивающихся в зависимости от разреза под углом, близким к прямому; иногда минерал распадается на сектора, ориентировка которых несколько различна, но в шлифах ясно заметна, причем характер этого образования установить не удастся. [Иногда просто наблюдается волнистое погасание]. Вероятно, часто пренит образует также субмикроскопические двойниковые образования, благодаря чему и появляется у него аномальная интерференционная окраска. Nm – [010], [001] – Ng . Преломление в пределах 1,615 до 1,665. Двупреломление у пренита колеблется (и это обстоятельство очень важно отметить, потому что в некоторых таблицах этого нет) от 20 почти до 33 тысячных (справочники обыкновенно дают 0,033); некоторые уральские и алтайские прениты имеют двупреломление от 24 до 26 тысячных. Угол оптических осей большей частью довольно постоянен – плюс 68° , плюс 69° , но иногда опускается до 0° . В этом случае эти прениты как раз и дают сильную дисперсию $\rho < \nu$ и аномальную интерференционную окраску, совершенно отчетливую даже в тонких шлифах. Пренит с большим углом оптических осей до 60° почти не диспергирует, причем дает $\rho > \nu$. Он бесцветный или очень слабо буроватый.

171. Встречается пренит обыкновенно в пустотах основных пород, иногда в жилках, пересекая последние; встречается часто с такими минералами, как кальцит и цеолиты; иногда указывают, что в тех местностях, где находится пренит, с ним бывают связаны медные месторождения. Пренит часто встречается также в амфиболитах и кристаллических сланцах, являясь всегда типичным постериорным минералом. Иногда нацело псевдоморфизует плагиоклазы.

172. Пренит можно спутать с цеолитом – томсонитом. Этот минерал встречается иногда в совершенно аналогичных прениту условиях. Отличие возможно по дисперсии (п. 170, конец) и по преломлению. У пренита преломление не опускается ниже 1,61, а у томсонита в большинстве сечений преломление меньше, чем у канадского бальзама.

173. Затем пренит можно спутать с топазом, волластонитом или андалузитом, но у пренита гораздо большее двупреломление. От эпидотов его отличает положительный знак и преломление (отсутствие ясной шагренево́й поверхности). От мусковита пренит отличается по знаку $2V$ [и знаку удлинения (спайности)].

Тремолит

174. Следующий минерал **тремолит**. Обыкновенно писали формулу его так: $CaMg_3Si_4O_{12}$, теперь пишут $Ca_2Mg_5[OH]_2Si_8O_{22}$.

Тремолит иначе еще называется **грамматитом**; относится он к группе моноклинных амфиболов, о которых подробно буду говорить в группе окрашенных минералов. Тремолит встречается большей частью в виде удлиненных призм и, как вы знаете, называется лучистым камнем. Иногда толщина призмочек опускается до толщины волокон, как я уже говорил, и такой тремолит может находиться в виде

включений в кварце. Спайность, как у всех амфиболов, по 3-й призме (110), с углом около 56° , и ни в каких разрезах этот угол между спайностями призмы не может в шлифах подниматься выше 60° ¹. Это можно вывести из указанных вам в основах кристаллооптики соображений. Затем, как у всех амфиболов, наблюдается спайность по 2-му пинакоиду, и в этом отношении надо быть очень осторожным, потому что эта спайность по 2-му пинакоиду, если она нормальна или близка к нормальности шлифа, может дать вам прямое погасание, и вы легко можете ошибиться и принять этот тремолит, скажем, за мусковит. Кроме того, в тремолите иногда встречается отдельность по 3-му пинакоиду. Двойники по 1-му пинакоиду $\perp (100)$ – так называемый обыкновенный для амфиболов и пироксенов закон. Иногда наблюдаются полисинтетические двойники, но имейте в виду, что полисинтетические двойники могут только казаться такими, на самом деле являясь простыми двойниками. Если шов наклонный и один индивид перекрывает другой, то шов у вас будет представляться в виде топкой полоски перекрытия, где может получиться другой интерференционный цвет, отличающийся от цвета обоих индивидов двойника; вы будете иметь как бы полисинтетический двойник, состоящий из трех индивидов. Между тем средняя полоска (третья) является результатом перекрытия первого индивида вторым или наоборот. В шлифах тремолит всегда должен быть бесцветным. Заметьте, если вы имеете слабо-зеленоватый оттенок, то это будет не чистый тремолит (магний замещается железом в небольшой мере), а актинолит.

175. Ось $Nm \perp (010)$, угол погасания $Ng [001] =$ от 10 до 20° . Преломление меняется в пределах от 1,60 до 1,63, а двупреломление, как я уже указывал, от 22 до 32 тысячных. Угол оптических осей отрицательный, не меньше 75° обыкновенно же несколько больше 80° , и до 88° . Дисперсия заметна при коноскопическом исследовании даже в тонких шлифах и, как для большинства амфиболов, имеет символ $\rho < \nu$. Удлинение у тремолита всегда положительное и это тоже очень характерно для всех обыкновенных (не щелочных) амфиболов. Тремолит – типичный эпимагматический минерал по магнийсодержащим силикатам: оливину, ромбическим пироксенам и т.д. Минерал этот встречается часто и в кристаллических известняках.

176. Спутать можно тремолит с андалузитом; отличается он от последнего легче всего по своему положительному удлинению, а также по двупреломлению; у андалузита не может быть цветной интерференционной окраски или заметен только желтоватый цвет, а у тремолита ясные интерференционные цвета: желтые, синие, фиолетовые и т.д. Угол спайности у андалузита около 90° , у тремолита не может быть выше 60° .

177. Тремолит можно спутать также с волластонитом (см. п. 168), апатитом (см. п. 155) и почти бесцветным в шлифе редким амфиболом – грюнеритом. Здесь отличие возможно только по преломлению:

¹ См. «Основы», примечание к п. 100.

у тремолита оно меньше, чем у апатита, и колеблется от 1,004 до 1,630, а у грюнерита больше 1,7 [у амфиболов ряда куммингтонит – грюнерит N_p от 1,627].

178. Иногда в очень маленьких зернах тремолит можно спутать с мусковитом; в случае наличия спайности такое смешение невозможно, потому что у мусковита во всех сечениях должно быть прямое погасание относительно спайности, у тремолита почти всюду будет косое погасание относительно трещин призматической спайности, и только в исключительных случаях может получиться прямое погасание. Но двупреломлению тремолит также можно отличить от мусковита: у тремолита оно очень редко доходит до 32 тысячных; у мусковита всегда почти около 0,040–0,042. Наконец, от тремолита легко отличить мусковит по преломлению (не выше 1,6), у тремолита до 1,63.

179. Тремолит можно спутать иногда с пироксеном, который, особенно в контактных роговиках, легко принять с первого взгляда за тремолит. Тремолит отличается по углу погасания разрезов относительно спайности или относительно удлинения, если спайность не видна, а именно: в разрезах, дающих синеватые, зеленоватые или зеленовато-желтоватые цвета интерференции второго порядка, у тремолита угол погасания не может быть выше 20° , у пироксенов он больше 35° . Придется еще раз отметить относительно угла погасания таких зерен пироксенов и роговых обманок. При достаточном количестве зерен этих минералов в шлифе гораздо проще и не менее точно можно произвести некоторые измерения на простом микроскопе, чем тратить время на производство измерений на федоровском столике. Если вы в шлифах нормальной толщины будете выбирать зерна амфиболов и пироксенов, дающих сине-зеленую или зеленую, еще лучше желто-зеленую интерференционную окраску, и будете измерять угол погасания этих зерен относительно удлинения, то этот угол погасания едва ли будет отличаться от угла погасания самого минерала более чем на $1-2^\circ$, повторяю, – только в шлифах нормальной толщины. Точными методами тоже легко отличают тремолит от пироксена; тремолит отрицательный минерал, пироксен всегда положительный (отрицательный, очень редко бесцветный в шлифе пироксен – эгирин, редкий минерал).

180. Наконец, тремолит можно спутать и с эпидотом – минералом, который встречается в той же ассоциации, что и тремолит. Во всяком случае, в тех породах, где встречается тремолит, его можно отличить по нормальной интерференционной окраске и по положению плоскости оптических осей; у эпидота она перпендикулярна к длине минерала, у тремолита расположена по длине кристаллов. Поэтому у эпидота удлинение может быть и положительным и отрицательным; у тремолита удлинение всегда положительное. Эпидот в длинных разрезах имеет обыкновенно низкую интерференционную окраску и дает точное прямое погасание по удлинению или почти прямое погасание; у тремолита – погасание косое (погасание у тремолита может быть прямым, но, очевидно, только на плоскости 1-го или 3-го

пинакоидов). Наконец, уже при небольшом навыке оба эти минерала легко отличить на глаз по преломлению – у тремолита оно не выше 1,63, у эпидота выше 1,7. Тремолит никогда, в отличие от эпидота, не бывает окрашен. От бесцветного в шлифе турмалина тремолит легко отличим по положительному удлинению, наличию спайности, двуосности и косому угасанию во всех высокопреломляющих разрезах.

181. В эту же пятую группу следовало бы отнести бесцветный в шлифе турмалин, который мы рассмотрим вместе с остальными турмалинами в группе окрашенных минералов, а также и кальцит, который удобнее опять-таки рассмотреть вместе с остальными карбонатами.

6-я группа; $n = 1,66-1,78$

182. В шестой группе ограничения и рельеф резкие; совершенно отчетливая или даже резкая шагреневая поверхность в связи с только что приведенными числами коэффициентов преломления. Полоска Бекке и особенно дисперсионный эффект совершенно отчетливы (таблицу главнейших свойств минералов этой группы см. на стр. 120-123).

Карбонаты

183. На первом месте мы поставим здесь **карбонаты** – $R''CO_3$, где R'' чаще всего представлен Ca, Mg, Fe и Mn, гораздо реже Zn и еще реже Co и Pb. В породообразующих карбонатах последние три (и даже четыре) элемента можно не рассматривать совсем.

Кальцит встречается большей частью в зернах, шестиках и шестоватых агрегатах и почти никогда не дает ромбоэдров, т. е. в разрезе шлифа – ромбов, что очень характерно для кальцита. Доломит также встречается большей частью в зернах, но очень характерно для него, в отличие от кальцита, что он часто дает хорошо ограненные ромбоэдры, которые имеют в разрезе форму ромбов. Магнезит встречается обычно в мелких зернах или в плотных агрегатах. Сидерит встречается в зернах, шестоватых и жилковатых агрегатах, иногда бывает радиальнолучистым (сферосидерит). Кальцит и бурый шпат встречаются также в оолитовых образованиях. Для всех карбонатов очень характерна весьма совершенная спайность по основному ромбоэдру (1011). Двойники, очень часто полисинтетические, по косым граням (0112), иногда (0221) и (1011), двойники по (0001) под микроскопом оптически не могут быть обнаружены. Вообще двойники очень часты для кальцита, что очень характерно для него. Для доломита двойниковое образование довольно редко, что может служить также характерным отличием этих двух минералов; по-видимому, у доломитов двойникообразование связано исключительно с механическим воздействием на минерал (породу), т. е. доломит дает только двойники давления. У магнезитов двойников не наблюдается.

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники
34- Карбонаты 183–6,9 R"CO ₃ R"=Ca, Mg, Fe, Mn и др.	Гексагональная. Зерна, шестигранники, плотные агрегаты, сферокристаллы, оолиты, ромбоэдри	(1011) В. С.	0112 (0221) 1011 Полисинтетические
35. Силлиманит 199, 200 Al ₂ OSiO ₄	Ромбическая. Призматические зерна, иглы, волокна	(010)	Нет
36. Оливин 202–9 (Mg, Fe) ₂ SiO ₄	Ромбическая. Преимущественно зерна	Очень редко (001) и (010)	Крестообразные очень редко в эффузивах
37. Ромбический пироксен 215–222 и 228 (Mg, Fe)SiO ₃	Ромбическая. Зерна, призматические кристаллы	(210) с; отд. (100), (001) и призм. слож. симв; (210)=ок. 87°	Крестообразные очень редко в эффузивн. породах
38- Клиноэнстатит (и клиногиперстен) 227 (Mg, Fe)SiO ₃ Моноклинные пироксены 229–235 См. н. 229	Моноклиная. Таблитчатые и призматические зерна Моноклиная. Таблитчатые длинные и короткостолбчатые шестоватые	(110) с., ∠ ок. 87° (110) с., ∠ ок. 87° (010) и отд. (001) и (100)	Полисинтетические (100) (001), (100), (101), (011). (122) крест, в эффузивн. породах
40- Цоизит 249–51 Ca ₂ Al ₃ [OH] O [Si ₂ O ₇] [SiO ₄]	Ромбическая. Призматические, широкотаблитчатые, шестоватые, радиальнолучистые	(100), редко (001)	Нет

Преломление и ориентировка	Двупре-ломление в тысячных	2V	Удлине-ние	Диагностика
34. $N_p = 1,486-1,633$ $N_m = 1,658-1,875$ см. пп. 191-196	172 до 242	-0°, иногда очень мал		Мусковит 187 Сфен 188 Канкринит 188 Карбонаты 183 190-7 Доломит 198, 197 Магнезит 197
$N_p = 1,657-1,667$ $N_g = 1,677-1,684$ $N_m - [010]$; $N_g - [001]$	20-25	+24°+30° $\rho > 0$	+	Андалузит 201 Дистен 264 Цоизит 201 Тремолит 201 Ромбич. пирокс. 201
36. $N_p = 1,635-1,720$ и до 1,835 $N_g = 1,670-1,750$ и до 1,886 [010] - N_p ; [100] - N_g	30-40 опускается до 23 и поднимается до 51	+75° до -85°		Форстерит 209 Фаялит 209 Монокл. Пирокс. 210 Ромб. пирокс. 211, 226 Эпидот 212 Мусковит 213 Гумит 214
37. Энстатит $N_p = 1,656-1,66$ $N_g = 1,663-1,671$ Гиперстен. $N_p - 1,68-1,71$ $N_g = 1,695-1,73$ Ag -[001]; $N_p - [010]$; $N_m - [100]$ $cN_g = [001]$; $N_g =$ до 10°	9 до 13; доходит до 20	+60v до -48°	+	Андалузит 161 Монокл. пирокс. 223-5 Оливин 226, 211 Силлиманит 226
38. $N_p = 1,651$, $N_g = 1,660$ - [010], $cN_g = 22^s$	9	+55°		Пироксены 227
$A_p = 1,651-1,739$ $N_g = 1,681-1,757$ $N_m - [010]$ $N_g [001] - cN_g =$ от 36 до 69°	18 до 32	Чаще всего +45° до +60°, реже +60° ДО +70°, редко до +0°	+	Диопсид 236-7,8,248 Авгит 237, 240, 248 Геденбергит 238 Магн. диопсид 239 Жадеит 241 Салит и пижонит 242 Диаллаг 243 Омфацит 244 Фассаит, байкалит и малаколит 245 Ромбич. пироксен 246 Паргасит 246 Эпидот 247
40- $N_p = 1,696-1,700$ $N_g = 1,702-1,706$ $\alpha - N_g \parallel [100]$, $N_m \parallel [010]$ $\beta - N_g \parallel [100]$, $N_m \parallel [001]$	3 до 7 аномалии	+0° до + 60°		Апатит 154 Мелилит 164 Везувиан 252 Эпидот 253 Клиноцоизит 253

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники
41. Эпидот 234–55 Клиноцоизит $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3[\text{OH}]\text{O}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$	Моноклинная. Вытянутые таблитчатые, шестоватые, радиальнолучистые, сферокристаллы	(001) С. и хуже (100) \angle ок. 65°	(001) и (100) нечасты
42. Везувиан 257–8 $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg,Fe})_2(\text{OH, F})_4\text{Si}_9\text{O}_{34}$	Тетрагональная. Короткостолбчатые агрегаты, шестоватые, зерна	Несовершенная	Нет в шлифах
43- Дистен Al_2OSiO_4 260–4 Ставролит бесцветный– см. пп. 376–77	Триклинная. Столбчатые и призматические кристаллы	(100) с., (010) с отд. (001)	Разн. и. 261 крестообразные

У сидеритов двойники такая же редкость, как и у доломита. В шлифах карбонаты бывают чаще всего бесцветны; те, которые содержат железо, в шлифах бывают окрашены в слабые оттенки буро-желтоватого цвета от разлагающихся соединения железа, причем в таком случае плеохроируют; схема абсорбции $Nm > Np$, и по направлению Np минерал почти бесцветен, по Nm буроват.

184. Все эти минералы характерны тем, что обладают необыкновенно высоким двупреломлением – 0,172 для кальцита и выше для остальных карбонатов; для доломита 0,177, магнезита 0,191, сидерита 0,242. Благодаря высокому двупреломлению для всех этих карбонатов в связи с их твердостью получают в скрещенных пиколях перламутровые цвета интерференции, напоминающие по своей нежности перламутр и изменяющиеся по небольшим участкам внутри каждого отдельного зернышка; незначительное изменение в толщине шлифа вызывает у карбонатов заметное изменение интерференционной окраски, а так как эти минералы обладают спайностью и небольшой твердостью, то отрывы мелких частиц при шлифовке почти неизбежны, благодаря чему и получается такая пестрая, перламутровая, окраска. Это явление очень характерно для всех карбонатов.

185. Карбонаты – характерные минералы осадочных пород. Иногда они бывают гидротермального происхождения, а также могут получаться как химические осадки. Кальцит в изверженных породах является постериорным минералом, замещая в этих породах ранее бывшие на его месте минералы. Очень часто, как это ни странно, кальцит находится в щелочных породах, очень бедных самих по себе окисью кальция; здесь кальцит является минералом или эпимагматическим, или вторичным, отлагаясь по трещинам фельдшпатидов (нефелина, лейцита, содалита, нозеана). Кальцит нужно также считать и гибридным минералом, т. е. минералом, образовавшимся за счет вовлечения в изверженную массу посторонних известковых

Преломление и ориентировка	Дву- пре- ломление в тысячных	$2V$	Удли- ние	Диагностика
41. Эпидот $N_p = 1,71-1,73$ $N_p = 1,72-1,78$ Клц. $N_p-1,725$; $N_g = 1,735$	15-51	-68° до 90°	\pm	Моноклинный пироксен 247 Оливин 212 Везувиан 256 Цоизит 253
42. $N_m = 1,705-1,732$ $N_o = 1,701-1,726$	10-15 аномалии	$+(80^\circ-85^\rho)$		Цоизит 252 Топаз 148 Ме ли лит 165, 259 Андалузит 160
43. $N_g = 1,713-1,717$ $N_p = 1,728-1,729$ $N_p \perp (100)$; с $N_g = \text{ок. } 30^\rho$	1 до 6 аномалии	-0° (исключ. ++ 0°)		Апатит 259, 156 Андалузит 263 Силлиманит 264
	12 до 16	ок. -80°		

пород. Очень легко — легче всех минералов — кальцит перекристаллизовывается под влиянием повышенной температуры, причем вместо микроскопически очень тонкозернистой массы получают ясно- или крупнокристаллические известняки, мраморы или контактовые известняки.

186. Для всех карбонатов очень характерна псевдоабсорбция, увеличивающаяся по своей резкости от кальцита к магнезиту. Явление псевдоабсорбции обусловлено тем, что по одному направлению у этих карбонатов преломление почти одинаково с преломлением канадского бальзама, вследствие чего ни спайности, ни трещин, находящихся в зернах, не видно; по другому направлению преломление здесь гораздо выше, чем у канадского бальзама, и это последнее преломление встречается во всех разрезах карбонатов, потому что этому преломлению соответствует ось N_m карбонатов. Благодаря этому высокому преломлению, все трещины спайности, все неровности на поверхности шлифа сразу выявляются, если колебание поляризатора происходит по направлению оси N_m , так что минерал меняет свою картину очень резко: в одном направлении — по N_p' — он почти бесцветный с ровной поверхностью, в другом направлении — по оси N_m (имеется в каждом сечении) — он с шагреневой поверхностью и сероватый.

Для карбонатов очень характерны перламутровые цвета интерференции.

Карбонаты, обладая косою (по ромбоэдру) спайностью, должны давать в разрезах относительно этой спайности всегда косое погасание л только в исключительных случаях в разрезах для кальцита и других карбонатов можно наблюдать прямое погасание.

187. Некоторые начинающие смешивают кальцит с мусковитом, не замечая перламутровых цветов интерференции первого; перламутровые цвета очень нежны, в то время как мусковит дает резкие синие, зеленые, красные и т.д. цвета в скрещенных николях.

Кроме того, у мусковита преломление во всех сечениях больше канадского бальзама; у мусковита относительно спайности должно получаться во всех сечениях прямое погасание, у карбонатов же прямое погасание относительно спайности может наблюдаться только в исключительных случаях. Наконец, у мусковитов двойники наблюдаются очень редко; у кальцита двойники и при этом полисинтетические – самое обычное явление.

188. Весьма легко спутать карбонаты со сфеном. Надо помнить, что карбонаты никогда не могут дать в шлифе цвета такой ясной окраски желто-бурой и оранжево-бурой, как это наблюдается у сфенов. У сфена преломление во всех сечениях гораздо больше, чем у канадского бальзама и у окружающих минералов, так что, например, где имеется пироксен, сфен с кальцитом смешать нельзя; у последнего преломление будет меньше, чем у пироксенов; у сфена преломление большое и заметно больше, чем у пироксена. Затем, карбонаты все отрицательные и одноосные, сфен – минерал двуосный и положительный, что лучше всего видно коноскопически. Начинаящий может иногда спутать кальцит с канкринитом, но у последнего преломление меньше, чем у канадского бальзама, во всех сечениях, и перламутровых цветов интерференции у него никогда не бывает; погасание относительно трещин призматической спайности у канкринита может быть в разрезах и прямым и косым (вертикально стоящие трещины такой спайности и многие наклонные дают – см. общую таблицу – прямое погасание), у кальцита это погасание почти всегда косое.

189. Следует отметить, что кальцит под влиянием высокой температуры разлагается: $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$. При атмосферном давлении такое разложение имеет место в промежутке ок. 700–900° в зависимости от примесей, особенно глинистых, понижающих температуру диссоциации. Плавления CaCO_3 произвести поэтому при атмосферном давлении нельзя – еще до плавления минерал должен разложиться. Отсюда ясно, почему в излившихся породах кальцит может быть только эпимагматическим минералом.

190. Как различить карбонаты между собой? Как мы видели, карбонаты содержат слишком много разновидностей для того, чтобы их можно было определять совершенно однозначно только микроскопическим способом, а именно – в карбонатах наряду с постоянно повторяющимися элементами кальция, магния, железа и марганца встречаются также цинк и очень редко кобальт и свинец. Если отбросить эти последние три элемента, то в карбонатах будут 4 почти постоянно повторяющиеся составные части – окись магния, окись кальция, закись железа и закись марганца. Следовательно, входят 4 разных карбонатных компонента, а карбонаты могут различаться микроскопически по двум коэффициентам преломления; поэтому совершенно очевидно, что только по коэффициентам (обоим) преломления карбонаты отличать друг от друга невозможно. В ответственных случаях приходится прибегать к определению удельного веса. Это выходит 3-я переменная, а у нас компонентов 4. Отсюда

понятно, что в ответственных случаях без определения коэффициентов преломления, удельного веса и без качественных хотя бы химических проб отличать карбонаты друг от друга нельзя. Вообще же говоря, доломиты очень редко дают двойники [причем у встречающихся двойников шов совпадает с плоскостью спайности, что не бывает в кальците] и этим они отличаются от кальцита, имея, кроме того, большее преломление. Магнезит никогда не имеет полисинтетических двойников. У анкерита один из показателей преломления почти не отличается от канадского бальзама; правда, ось Np присутствует далеко не во всех сечениях карбонатов. Сидерит, наконец, отличается определенно от всех остальных карбонатов тем, что у него во всех сечениях преломление больше канадского бальзама, а в одном направлении по оси Nm преломление очень высокое, достигающее цифры 1,87.

191. Что касается количественной характеристики, то для кальцита ¹ преломление Np – 1,486 и Nm – 1,658; Np' – на пластинках по плоскости спайности (а вы всегда наблюдаете это сечение при иммерсионном методе) равен 1,566. Для того чтобы иметь представление о том, как по преломлению можно сделать некоторые заключения о составе, я вам приведу количества входящих в кальцит других карбонатных молекул, а именно: кальцит может содержать до 7% $FeCO_3$ и до 10% магнезитовой молекулы $MgCO_3$. Встречаются также кальциты такого состава: около 75% $CaCO_3$ и около 25% магнезитовой молекулы $MgCO_3$; наоборот, встречается смесь из 25% кальцитовой молекулы и 75% магнезитовой молекулы. Последнее – достаточно редко. Но из этих первых цифр вы можете сделать заключение, в каких пределах может колебаться коэффициент преломления кальцитов, если принимать во внимание коэффициент преломления чистого $CaCO_3$ и преломление входящих в него молекул, имея в виду, что здесь коэффициент преломления изменяется более или менее пропорционально входящим компонентам.

192. Дальше – доломит: $Np = 1,502$; $Nm = 1,679$; Np' – на плоскости спайности – 1,588. Доломит может содержать до 2–3% родохрозитовой молекулы, т. е. $MnCO_3$. Количество кальция в доломитах довольно постоянно, но может превышать содержание, требуемое формулой $CaMg[CO_3]_2$, тоже на величину около 5%. Иногда в доломите наблюдается до 16% кальцитовой молекулы.

193. Дальше магнезит $MgCO_3$; $Np = 1,509$; $Nm = 1,701$; Np' – на плоскости спайности – 1,599. Магнезит содержит обыкновенно не больше 10% кальцитовой молекулы, не больше $2^{1/2}\%$ родохрозитовой молекулы, дает изоморфные смеси всех составов с сидеритом; наиболее близкая к магнезиту смесь, встречающаяся часто в серпентинах и содержащая от 5 до 20% сидеритовой молекулы, называется брейнеритом.

¹ Кальцит растворяется с шипением на холоду в слабой HCl и даже в уксусной кислоте. Доломит в HCl растворяется только в порошке и, следовательно, в черте. Магнезит в HCl растворим только при нагревании.

194. Анкерит. Состав его можно выразить таким образом: $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})[\text{CO}_3]_2$, преломление – $Np = 1,530$; Nm обычно до 1,72. Количество родохрозитовой молекулы MnCO_3 обыкновенно не больше 2–3%.

195. Сидерит: $Np = 1,633$; $Nm = 1,875$; на плоскости спайности $Np' = 1,747$. Сидерит, как указывалось при магнезитах, может содержать любое количество магнезитовой молекулы, т. е. возможны все переходы по составу между сидеритом и магнезитом. *

196. Родохрозит, марганцовый шпиг, имеет такие показатели преломления: $Np = 1,597$; $Nm = 1,817$; на плоскости спайности $Np' = 1,701$. Родохрозит может содержать во всех отношениях примеси сидеритовой, магнезитовой и смитсонитовой молекул [вероятно, также CaCO_3]. Наконец, смитсонит – ZnCO_3 имеет такие константы: $Np = 1,621$; $Nm = 1,849$; железосодержащий смитсонит называется магнейтмитом.

[В кальците Ca^{2+} может изоморфно замещаться Mn^{3+} с образованием широкого ряда минералов, переходных от кальцита к родохрозиту, с соответствующими переходными свойствами. По показателю преломления эти карбонаты можно принять за доломит или анкерит и только химический анализ позволяет дать их точное определение, что очень важно при поисках марганцовых месторождений.]

197. Из сравнения всех этих цифр и из сказанного выше вы можете вывести заключение, в какой мере вам могут помочь показатели преломления, только одни показатели преломления, для суждения о составе карбонатов. Очень хороший полевой способ для различения доломита [если другие исключены, т. е. в доломитизированных известняках] от кальцита дает Райт (Wright). Породу вы тонко растираете в ступочке, если она у вас есть, или просто на более твердом камне, и тонко растертый порошок помещаете на предметное стекло; затем покрываете порошок каплей альфа-монобром-нафталина, имеющего коэффициент преломления 1,658, т. е. равный Nm кальцита; все покрываете снова покровным стеклом (порошка брать совсем немного) и смотрите в лупу через полученный таким образом препарат на небо, поставив между этим препаратом и небом палец; благодаря последнему у вас получится косое освещение, а при таком косом освещении мы – вследствие совершенной одинаковости коэффициентов преломления кальцита и альфа-монобром-нафталина – будем иметь окрашенные в синий и красный цвета края около зерен кальцита, в то время как около зерен доломита почти никакой окраски наблюдаться по будет. Таким образом, уже в поле вы будете иметь возможность легко отличить, имеется ли в вашей породе доломит, и в какой мере доломитизирован известняк. Если вам надо будет прибегнуть к более точному способу, т. е. к химическим пробам, то рекомендуется растворять исследуемый карбонат на холоду при температуре 1–2° в уксусной кислоте, консистенции 0,1. При помешивании в течение 2 часов эта уксусная кислота растворит весь кальцит, а весь тог доломит и магнезит, которые были в породе,

останутся нерастворенными. Но количеству нерастворимого остатка вы можете судить о примесях.

198. Я потому достаточно долго останавливался на различии доломитов и кальцитов, что в последнее время вышла сводка, из которой явствует, что очень часто месторождения цветных металлов ассоциируют именно с доломитизированными известняками и с доломитами в тех областях, в которых наряду с известняками находятся изверженные массы. Вам, может быть, в поле придется следить за усилением доломитизации при поисковых работах, а тогда этот способ Ранга оказывает в этом случае неоценимые услуги.

Силлиманит

199. Далее у нас идет силлиманит. Он имеет такой же состав, как андалузит, – Al_2SiO_5 ; наблюдается некоторая примесь Fe_2O_3 , замещающего Al_2O_3 . Но по сравнению с андалузитом этот минерал высокотемпературный. Сингония его ромбическая. Встречается он обыкновенно в удлиненных призмах без концевых граней. Поперечное сечение этих призм – прямоугольники, очень близкие к квадратам, и ромбы. Иногда силлиманит в виде очень тонких иголок пронизывает кварц и полевой шпат. Это надо иметь в виду, чтобы не сметать его со встречающимися иногда в таком же отношении к кварцу апатитами, тремолитами, рутилами и т.д. Иногда силлиманит встречается в виде тончайших призм, приобретая под микроскопом вид волосовидных кристаллов, часто изгибающихся и т.д. Такой силлиманит называется фибролитом. Вследствие высокого преломления силлиманита в таких тонковолокнистых его кристаллах происходят явления псевдохроизма, т. е. силлиманит приобретает буроватую окраску. Но это не есть окраска, не есть поглощение, а есть явление дисперсионное. И такой фибролит – я должен вас предупредить, потому что их называют действительно окрашенными, – не является окрашенным фибролитом, а представляется окрашенным вследствие своего высокого коэффициента преломления. Спайность силлиманита по второму пинакоиду и плоскость оптических осей расположена как раз в этом втором пинакоиде, т. е. по длине минерала, причем удлинение всегда положительное – $[001]-Ng-$ в отличие от андалузита и цоизита. В шлифе обычной толщины силлиманит всегда бесцветный. В толстых шлифах, до полумиллиметра толщиной, он дает отчетливый плеохроизм в синеватых или лиловатых тонах. Преломление его меняется в пределах от 20 до 25 тысячных; угол оптических осей – положительный и тоже изменчив – от 24° до 30° ; наблюдается дисперсия оптических осей, отчетливая во всех случаях, причем для красных лучей угол оптических осей больше, чем для фиолетовых – $\rho > \nu$. Преломление силлиманита несколько колеблющееся: по Ng от 1,677 до 1,684 и по Np от 1,657 до 1,667.

200. Силлиманит минерал контактный; встречается в контактах, иногда почти непосредственных, с изверженными породами, а потому

ясно, что он может встречаться и в самих изверженных породах, как продукт сплавления богатых глиноземом масс. Иногда встречается вместе с андалузитом или дистеном в кристаллических сланцах. Силлиманит характерен также для кристаллических сланцев, более высокотемпературных. Силлиманиты имеют иногда характерные включения шпинели, ставролита и, не так характерно, биотита.

201. Силлиманит можно спутать с андалузитом. У андалузита удлинение отрицательное, а у силлиманита положительное. Кроме того, у силлиманитов двупреломление почти в два раза выше, чем у андалузитов. Силлиманит можно спутать с цоизитом. У цоизита удлинение опять-таки бывает отрицательным, потому что у цоизита плоскость оптических осей расположена перпендикулярно к удлинению кристалла; у силлиманита она параллельна удлинению кристалла. Наконец, силлиманит можно еще спутать, может быть, с тремолитом. У силлиманита, как ромбического минерала, пинакоидальная спайность будет вести себя иначе, чем призматическая спайность моноклинного амфибола. Это раз. Во-вторых, силлиманит – минерал положительный и с малым углом оптических осей; тремолит – минерал отрицательный и с большим углом оптических осей. Наконец, у силлиманита большее преломление, чем у тремолита. По цветам интерференции они почти не будут отличаться друг от друга. В сильно удлиненных разрезах силлиманит будет давать почти всегда прямое погасание; тремолит в огромном большинстве случаев – косое погасание. От ромбических пироксенов силлиманит легко отличается по спайности, обычно более высокому двупреломлению и по углу $2V$; от дистена – см. п. 264.

Оливин

202. Оливин – $(Mg, Fe)_2SiO_4$; он содержит иногда примеси никеля (0,1–0,5% NiO), марганца (0,1–0,5% MnO), хрома (0,02– 0,2% Cr_2O_3), титана (0,05–0,5% MnO_2), а закись железа и окись магния могут входить в оливин во всех пропорциях, давая различные его разновидности.

Оливин – минерал ромбической сингонии. Наиболее характерная форма, по которой легко заключить о наличии оливина в породе, даже если в последней от его вещества ничего не осталось, представлена на рис. 16, I, где показана и ориентировка оливина. Очень характерны вертикальные разрезы подобной формы, представленные на рис. 1С, II и 16, III, – в зависимости от соответственно большего или меньшего (подобно рис. 16, IX) развития второго пинакоида (010) – и на зарисовках 16, IV–VII, сделанных по шлифу из породы. В сохранившихся кристаллах бывает иногда, как на чертеже 16, II, две системы трещин спайности по первому и третьему пинакоидам, причем – в отличие от моно- и ортопироксенов, а также андалузита – оливин должен погасать прямо по направлению обеих трещин (см. таблицу п. 6). При исчезновении из комбинации рис. 16 или 16, IX (последняя представляет обычные формы фаялитов) формы(010), в вертикальных

разрезах получают ромбовидные разрезы, подобные рис. 16, X, сделанному по шлифу базальта, и снова очень характерные для оливинов. Легко представить, что при небольшом округлении ребер

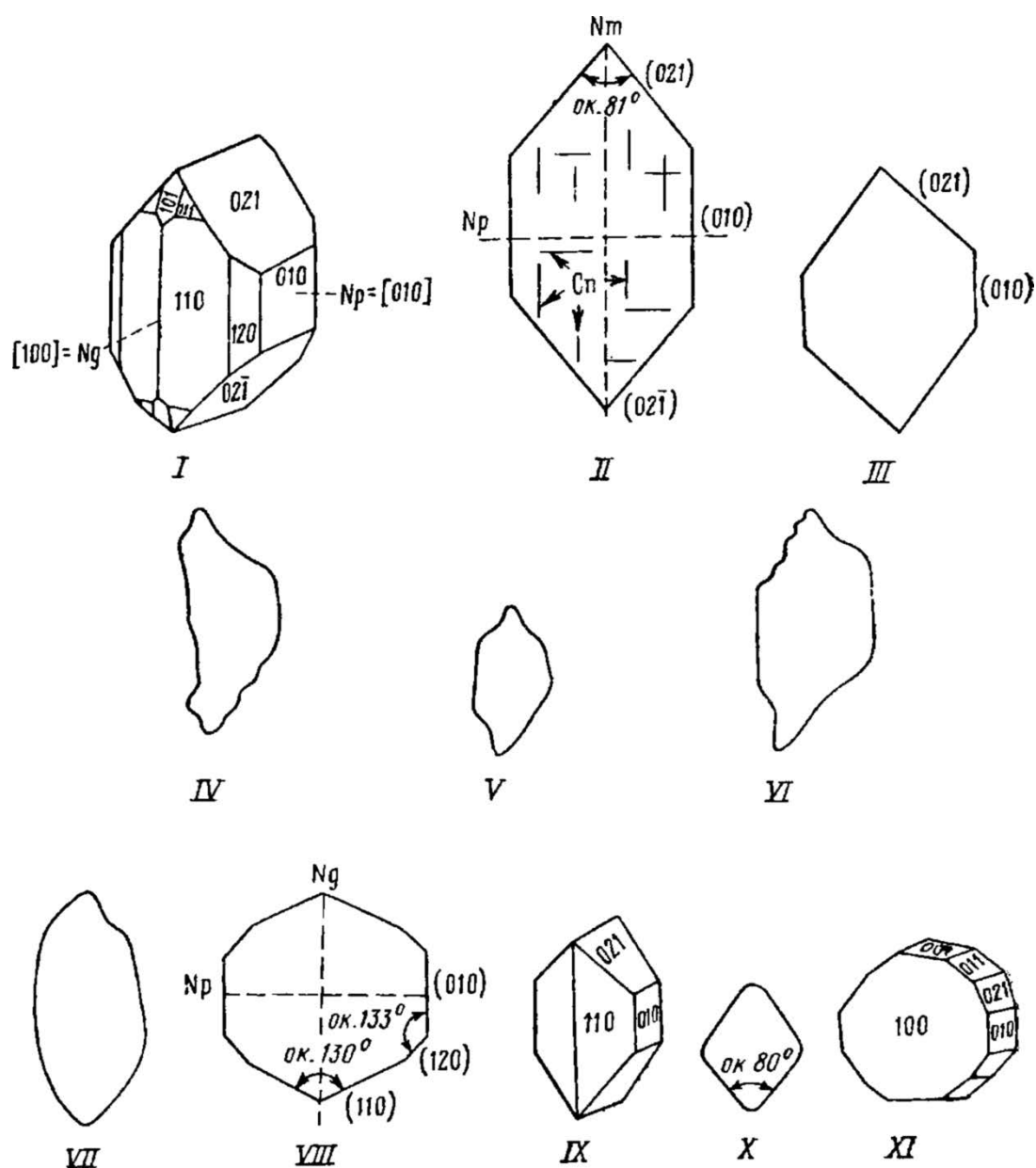


Рис. 16

и несколько более косых разрезах могут получиться из форм, близких к 16 и 16, IX, сечения в виде очень характерных для оливина двояковыпуклых чечевиц, приближающихся по форме к рис. 16, X. Однако округленные формы разрезов оливинов получаются не всегда вследствие оплавления кристалла оливина, а по причине того обстоятельства, что оп имеет — см. рис. 16, XI — очень много кристаллических граней, очень близких по положению. Наконец, на чертеже 16, VIII представлен разрез кристалла рис. 16, VII через

$NgNp$, также характерный для оливинов. Спайность у оливина в шлифах наблюдается очень редко и не характерна для него, но в эффузивных породах, в базальтах, оливин обнаруживает иногда прекрасную спайность, особенно оливин несколько измененный (см. рис. 16, II). Это будет спайность по второму и третьему пинакоидам, следовательно, отличная от призматической спайности ромбических пироксенов. Если эти спайности оливина находятся в положении, перпендикулярном к поверхности шлифа, то они должны давать в оливине прямое погасание, в то время как у ромбического пироксена спайности, пересекающиеся под прямым же почти углом, будут давать всегда косое погасание. В этом случае такие оливины базальтов нельзя спутать даже с первого взгляда с пироксенами, приняв их пинакоидальную спайность за призматическую спайность пироксена. Обыкновенно весьма характерны для оливина в измененных породах грубые неправильные и изгибающиеся трещины, часто заполненные постериорными продуктами, прежде всего магнитным железняком и серпентином. Образование этих трещин становится вполне понятным, если принять во внимание, что оливин минерал не стойкий и гораздо чаще встречается в разрушенном виде, чем в свежем, причем при изменении превращается в водный силикат, увеличивается иногда в объеме и потому растрескивается: трещиноватость минерала находится таким образом в полной связи с химическими свойствами этого минерала.

Двойники очень редки, и так как оливин минерал ромбический; то пинакоидальных быть не может, а встречаются двойники по различным призмам. Эти двойники крестообразны, но встречаются в шлифах исключительно редко и исключительно же в породах эффузивного габитуса (см. сказанное в п. 76, конец).

203. В шлифах оливин совершенно бесцветный, белый, чем легко отличается от всегда почти буроватых в базальте пироксенов; следует только немножко присматриваться к исследуемым минералам в простом свете, чтобы никогда почти не пропускать в этом проходящем свете оливин в базальтах, спутавши его с пироксеном. Только в исключительных случаях оливины бывают в шлифах окрашены. Но это встречается чересчур редко, так что можно считать, что для оливина весьма характерна, в отличие от пироксена, его бесцветность в шлифах. При разложении оливин окрашивается прежде всего окислами железа; при магматическом разложении он иногда окаймляется непрозрачной каемкой выделяющихся при диссоциации окислов железа.

204. Как уже указывалось, оливин – минерал редко свежий. Большею частью бывает разрушен и превращен чаще всего в серпентин и магнитный железняк. Последний отлагается по трещинам. Серпентин также пересекает его в шлифе в виде ленточек по всем направлениям. Из оливина иногда образуются скопления, агрегаты тремолитовых кристаллов, заполняющих весь первичный кристалл оливина, так называемые пилиты. Затем оливин достаточно редко, но все же превращается в тальк. Но надо иметь в виду, что он иногда

превращается и в мусковит, так что здесь отличие бывает достаточно трудным. Затем иногда оливин превращается в биотит или биотитовидный минерал, так называемый иддингсит, или бовлингит, что, по-видимому, одно и то же. Эти постериорные биотитовидные продукты замещения оливина имеют сильно колеблющиеся и состав, и оптические свойства. Большею частью цвет их биотитовый, значит бурый, красно-бурый, оранжево-бурый, иногда красный. Они ведут себя совершенно так же, как биотит, и отличаются от последнего иногда только по преломлению и двупреломлению. Иногда в оливинах встречается синеватый в шлифе слюдообразный минерал, который нужно отнести к категории иддингситов и бовлингитов. Наконец, при низких температурах, а также при явлениях выветривания оливин иногда целиком превращается в смесь карбонатов – причем несмотря на то, что оливин содержит магний, этими карбонатами бывает обыкновенно чистый кальцит, т. е. происходит привнос кальция и вынос вместе с кремнеземом магния и железа. В некоторых базальтовых породах вы можете заметить характерные формочки оливина, окаймленные по краям окислами железа, а внутри замещенные или опалом, или мелкозернистым кварцем, или халцедоном. Окислы железа принадлежат к водным соединениям – гётиту и лимониту.

205. Оливин весьма характерный минерал для основных изверженных горных пород, как эффузивных, так и интрузивных. Из последних он встречается нередко в габбро, является родовым минералом для перидотитов и очень часто в пироксенитах. В эффузивных породах это родовой минерал для базальтов и иногда встречается в диабазах; оливин также родовой минерал для лимбургитов, пикритов, базанитов и прочих щелочных и щелочноземельных пород. Вообще, оливины получают очень легко искусственным путем и сухой и мокрой плавкой. Иногда оливин встречается в кислых и промежуточных эффузивных породах, особенно стекловатых. Здесь большею частью он бывает железистым. Встречается также оливин в виде **форстерита** Mg_2SiO_4 в контактных образованиях и прежде всего в богатых магнием контактово-метаморфических известняках наряду с серпентином, являющимся иногда продуктом изменения оливина. Эти контактово-метаморфические известняки называются иногда офикальцитами. Оливины в виде контактово-метаморфического образования бывает также в виде железистой разновидности – фаялита. Наконец, нужно еще отметить, что легкая разлагаемость оливина и увеличение его в объеме при этом разложении почти на 25 с лишком процентов также обуславливают характерные явления, наблюдаемые в некоторых габбро или, в особенности, в троктолитовых породах, содержащих только оливин и плагиоклазы. Именно при таком увеличении объема оливин этот давит на окружающие плагиоклазы и обуславливает то, что плагиоклазы совершенно растрескиваются и дают грубые, иногда неправильные трещины, так несвойственные этим минералам. Присматриваясь к породам, вы в таких оливиновых габбро и троктолитах можете

заметить, что эти трещины расходятся радиальнолучисто от превращенного нацело или почти нацело в серпентин зерна оливина, совершенно аналогично трещинам, получающимся от удара в стекло. Затем эти трещины заполняются в плагиоклазе большей частью эпидот-цоизитовым минералом, имеющим несомненно либо эпимагматическое, либо вторичное происхождение.¹

206. Наконец, отмечу еще одно характерное, связанное с оливином явление, наблюдаемое в горных породах, – это то, что оливин нередко окружается оболочками ромбического пироксена, иногда моноклинным пироксеном, иногда обоими вместе, причем может идти сначала ромбический пироксен, потом моноклинный, иногда (гораздо реже) наоборот. Изредка эти оболочки продолжаются и далее. Следующая оболочка состоит уже из биотита, иногда присоединяется к этому вероятнее всего гибридный минерал – гранат – и амфибол. Получается группа друзитовых пород или друзитов, где одно минеральное поколение, представленное одним видом, как бы окаймляется, как скорлупой, другим минеральным поколением, другим минеральным видом. Такое явление наблюдается не только в изверженных породах и не только в абиссальных изверженных породах, как было предположено впервые при установлении друзитовой структуры (Е. С. Федоров), но наблюдается также и в породах эффузивного габитуса или, во всяком случае, жильных. Такая друзитовая или венчиковая структура описана для жильной породы из Ленского золотоносного района (В. К. Котульский), так что считать друзиты за абиссальные породы уже по одному этому нет никакого основания. [Настоящие друзиты являются несомненно метаморфизованными породами и оторочки имеют реакционно-метаморфическое происхождение.]

207. При этом я должен вам заметить еще одно: в сущности говоря, всякая структура интрузивной породы, где наблюдается определенный порядок выделения минералов, должна быть, грубо говоря, друзитовой, потому что, подобно тому как пузырьки жидкости сливаются один с другим, так и кристаллы в изверженной породе при наличии жидкой массы очень часто стремятся соединиться один с другим, благодаря чему получают кучки кристаллов. Естественно, что в такой кучке в центре должен быть ранее выделившийся минерал, а по краям должны располагаться все более и более поздно выделяющиеся минералы. На это обстоятельство уже давно обращено внимание немецким петрографом Розенбушем.

208. Двупреломление у большинства обыкновенных оливинов колеблется от 0,030 до 0,040. У фаялитов доходит до 0,051. Надо иметь в виду, что некоторые уральские оливины дают двупреломление ниже 0,030, скажем, около 0,025 и до 0,023. [Пониженные величины двупреломления оливина, по-видимому, связаны с наблюдением в более тонких шлифах. Отсутствие в таких породах кварца не позволяет надежно измерить толщину, а механические свойства оливиновых пород дают возможность шлифовальщику незаметно для себя делать шлифы тоньше стандартных], так что при таких оливинах

надо быть особенно осторожным, чтобы не спутать их с пироксенами. Угол оптических осей обыкновенно положителен от $+70^\circ$ до $+90^\circ$, но может быть и отрицательный около -90° , -85° . У фаялитов угол оптических осей отрицательный и сравнительно малый – 50° N_p – [010]; N_g – [100]. Что касается преломления, то у самых бедных железом разностей преломление 1,635 по одной оси и 1,670 по другой. Это в наиболее бедных или совсем не содержащих железа оливинах; у обычных оливинов мы имеем 1,655 до 1,690, в более богатых железом преломление доходит до 1,750 и, наконец, у фаялитов преломления по оси $N_p = 1,835$ и по оси $N_g = 1,886$, т. е. достигает уже очень высокого значения. Для оливинов очень характерна легкая их подверженность замещению эпимагматическому – серпентином, тремолитом, тальком и т.д., или вторичному – низкотемпературными минералами, кальцитом и кремнеземом, которые далеко не всегда бывают, однако, вторичными, т. е. продуктами выветривания. Также очень характерна для оливина совершенная бесцветность и отчетливая шагреневая поверхность, гораздо более отчетливая, чем это нужно было бы для минерала с таким преломлением, и вероятнее всего это обуславливается тем, что оливин не обладает, вообще говоря, спайностью и обыкновенно дает раковистый излом. По степени подверженности разложению минералы можно расположить в такой ряд: оливин, ромбический пироксен и, наконец, наиболее устойчивый по отношению к агентам изменения низкотемпературным или высокотемпературным, – моноклинный пироксен.

209. В ряду оливина различают несколько разновидностей: чистый или почти чистый магнезиальный с незначительной примесью железа оливин называется форстеритом. Наименьшие коэффициенты преломления даны для этого вида. От железистых оливинов форстерит отличается по коэффициенту преломления, по точно определенной его величине; встречается же этот минерал в контактово-метаморфических богатых магнием породах и кристаллических сланцах. Затем, собственно оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$, обычно встречающаяся разность, в которой количество окиси магния преобладает над закисью железа. Фаялит – железистый оливин Fe_2SiO_4 . Еще выделяют разности между чистым железистым оливином, фаялитом, и оливином, в котором больше окиси магния, чем железа, а именно – гортонолиты и гиалосидериты. Чтобы выделить из группы оливина собственно оливин, последний называют иногда хризолитом; название это мало удобное, потому что мало отличается от термина «хризотил». Гортонолиты и гиалосидериты будут промежуточной разностью между хризолитом и фаялитом, а именно форстерит – 0–10% Fe_2SiO_4 , $2V +86^\circ$; хризолит (оливин) – 10–35% Fe_2SiO_4 , $2V = +88^\circ$ до -81° ; гиалосидерит – 35–60%, $81-69^\circ$ и гортонолит 60–75%, $-69-61^\circ$ и фаялит 75–100%, $2V$ до -47° . Фаялит легко отличается от собственно оливинов по указанным выше константам. Иногда фаялит в шлифах окрашен. При изменении иногда бывает очень густо окрашен в буровато-красный цвет, причем

часто одновременно с буровато-красной окраской появляется и прекрасная спайность.

210. Спутать оливины можно с моноклинным пироксеном. Оливин, как уже указывалось, минерал в шлифах в проходящем свете совершенно бесцветный и обладает более резко выраженной шагреневой поверхностью, чем сходный с ним по преломлению моноклинный пироксен, который к тому же в породах всегда слегка буроватый или зеленоватый. В базальтах в проходящем свете нельзя обычно не заметить оливина по его бесцветности среди буроватых пироксенов; моноклинные пироксены исключительно редко дают буроватые потеки окислов железа, нередко наблюдаемые в оливине. Как указывалось, иногда оливин дает прекрасную спайность, но так как эта спайность пинакоидальная, она должна отличаться от призматической спайности пироксенов по своему поведению под микроскопом в разрезах шлифов (см. табл, в пункте 6а). Наконец, моноклинный пироксен положительный и имеет угол оптических осей большей частью 45–60° Оливин положительный с большим углом оптических осей или даже отрицательный. Обыкновенно, как я говорил, оливин имеет двупреломление значительно выше, чем моноклинный пироксен, но надо иметь в виду, что уральские оливины имеют двупреломление, опускающееся до 0,023, т. е. до величины, возможной для моноклиновых пироксенов. Такие же двупреломляющие оливины встречены мной в Прибайкалье (Ильчир).

211. Оливин можно спутать также и с ромбическим пироксеном. Богатые железом ромбические пироксены – гиперстены, правда, плеохроируют, но этот плеохроизм иногда едва заметен. Нельзя путать двупреломление гиперстена, поднимающегося до 0,020 с двупреломлением оливина, которое не меньше 0,023. Кроме того, у тех ромбических пироксенов, которые дают высокие интерференционные цвета, угол оптических осей отрицательный и не больше 70° Иногда, когда нет возможности измерить величину двупреломления, оливин от ромбических пироксенов отличить очень трудно. Единственным критерием является величина двупреломления, измеренная точным методом, или измерение по трещинам, или по методу Шона, или двупреломления таких минералов, как плагиоклазы, или определенный уже в шлифе моноклинный пироксен. Для этих плагиоклазов можно взять двупреломление равным 0,008 и переходить к соответствующему двупреломлению исследуемого минерала, а для моноклинного пироксена можно взять двупреломление равным 0,024. В некоторых серпентиновых породах, где от оливина и от ромбических пироксенов остаются только жалкие остатки, а вам нужно определить первоначальную породу, бывает очень трудно отличить оливин от ромбических пироксенов. Для этого нужно искать в первом, во втором или третьем шлифе спайность, и тогда по ориентировке отличить эти минералы. Это отличие будет самым надежным. Именно у оливинов N_g совпадает с первой осью, а N_{rn} с третьей осью, у пироксенов N_g совпадает с третьей кристаллографической осью, а N_p – со второй кристаллографической осью. Среди серпентинов, следовательно, часто

наблюдаются остатки минерала, который бывает очень похож на оливин. Необходимо быть осторожным, чтобы не принять за оливин остатки наиболее устойчивых в этих условиях моноклинных пироксенов. Оливин в отличие от ромбического пироксена изменяется при нагревании шлифа, желтеет и краснеет (Giimbel).

212. Оливин можно спутать также с эпидотом. У эпидота прежде всего должна вам броситься в глаза аномальная интерференционная окраска. Чтобы не повторять об этом, сейчас скажу, что эпидот почти бесцветный минерал, а в скрещенных николях нормальная интерференционная окраска может сильно изменяться или вследствие собственной окраски минералов (т. е. окраски в проходящем свете), или вследствие аномалии в двупреломлении. Поэтому, если минерал высокодвупреломляющий дает цвета интерференции, мало отличающиеся от нормальных (мы называем их нормальными), то цвета интерференции этого минерала должны совершенно соответствовать цветам интерференции, наблюдаемым у кварцевого клина. Следовательно, соответствующую цветовую интерференционную окраску у нормально двупреломляющих бесцветных минералов вы всегда найдете у кварцевого клина, сдвигая его больше или меньше в диагональном к колебаниям николей положении. Если же интерференционная окраска у бесцветного или почти бесцветного минерала аномальна, тогда соответствующую окраску у кварцевого клина при помощи тех же самых манипуляций вы уже не найдете. На эту аномальную окраску высоких цветов вы всегда обращайте внимание, приучаясь отличать ее от нормальной, если имеете в шлифе точно определенный эпидот. Еще раз должен повторить, что это касается тех минералов, которые сами по себе бесцветны и у которых поэтому интерференционная окраска не может изменяться от окраски самого минерала. В цветных минералах аномальную окраску так просто не распознать, так как интерференционные цвета цветного минерала могут меняться именно потому, что и сам минерал окрашен. Если вы заметили или приучили себя так наблюдать интерференционную окраску, то вы никогда в шлифах не спутаете эпидот с очень сходным с ним оливином или моноклинным пироксеном; к такому способу различения окраски я вам советую обратиться, когда вы убедитесь, что исследуемый вами минерал эпидот. Непременно возьмите кварцевый клин в скрещенных николях и, вдвигая последний в диагональном к николям положении, постарайтесь убедиться, что ни при каком положении этого клина вы не наблюдаете очень густых и ярких желто-оранжевых, зеленых, сине-зеленых и малиновых цветов, как в некоторых сечениях эпидота. Кроме того, у эпидотов часто наблюдается неоднородность интерференционной окраски, и иногда вы можете уже быть совершенно уверенными, что перед вами минерал с высокой аномальной интерференционной окраской, если заметите, что, например, ярко-оранжевая окраска переходит в чернильно-синюю, уже легко отличаемую от нормальной, низкую аномальную окраску.

С окрашенным эпидотом, имеющим фиолетово-зеленую окраску в шлифах, оливин спутать нельзя, потому что оливин бесцветный в шлифе минерал. Оливин можно отличать от эпидота по присутствию в последнем спайности. Если в тех породах, где можно ждать оливина, вы увидели спайность, то она, будучи развита по пинакоидальной плоскости, должна вести себя иначе у ромбического оливина, чем спайность по (001) или (100) у моноклинного эпидота (см. таблицу в п. 6а). У оливина также не бывает никогда достаточно ясно или даже резко удлиненных шестиугольных разрезов, которые наблюдаются нередко у эпидота; но удлиненный разрез у оливина, если бы встретился, должен иметь в большинстве случаев высокую интерференционную окраску. Кроме того, эпидот минерал достаточно стойкий, так как он сам по себе эпимагматичен, и никаких вторичных железистых потеков около эпидотов быть не может. Если вы видите в зерне, которое вы считаете эпидотом, серпентин, то это зерно не может считаться эпидотом.

213. Иногда начинающие смешивают оливин с мусковитом. Оливин отличается от последнего тем, что у мусковита прекрасная спайность, меньший рельеф и ясной шагренево-поверхности никогда не имеется; кроме того, мусковит – минерал с малым углом оптических осей, отрицательным, не выше 45° .

214. Еще с одним минералом можно спутать оливин, о котором я не говорил ввиду редкой сравнительно встречи его, – это с **гумитом** $[\text{Mg}(\text{F}, \text{OH})]_2\text{Mg}_5\text{Si}_3\text{O}_{12}$, встречающимся во многих случаях, как и оливин, в контактово-метаморфических, богатых магнием, известняках. И тут надо быть осторожным. У гумита, если обратиться к точным методам, угол оптических осей, вообще говоря, меньше, чем у оливина, и равен около $+68^\circ$. Некоторые гумиты плеохроичны, и тогда с оливинном их спутать невозможно. Наконец, у гумитов коэффициент преломления не бывает выше 1,652. Химически гумит содержит гидроксил и фтор. Гумит – один из немногих минералов, который имеет [при обычном габитусе в сечениях с положительным удлинением] турмалиновую схему абсорбции, т. е., когда его длина в разрезе совпадает с направлением колебаний поляризатора, он становится светлым, а в противоположном направлении – более темно окрашенным. [Более распространенные минералы группы гумита – хондродит и клиногумит – также несколько похожи на оливин, но относятся к моноклинной сингонии, и в них нередко наблюдаются полисинтетические двойники. Кроме того, большей частью они окрашены и плеохроируют в желтых, иногда даже в оранжево-желтых тонах с максимальной окраской по Np .]

Ромбический пироксен

215. Дальше идет ромбический пироксен. Состав такой же, как у оливина, только меньше оснований $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$. Наблюдаются примеси Са, Al, Fe (трехатомного) и титана, иногда марганца и КЮ (0,05–0,5%). Разделение на виды чисто произвольное. Обыкновенно те,

которые содержат до 5% закиси железа, называются **энстатитами**; те, которые содержат закись железа в пределах от 5 до 14%, называются **бронзитами**, а с большим содержанием железа называются **гиперстенами**.¹ Минералы ромбической сингонии; дают призматические кристаллы, зерна, часто ясно удлинённые, причем удлинение всегда положительное, что очень характерно. Спайность у ромбических пироксенов такая же, как и у моноклинных, по третьей призме (110) [в моноклинных пироксенах эта призма имеет символ (110)]. Заметим себе, что в разрезах, перпендикулярных к третьей оси, эта спайность ведет себя совершенно так же, как и в моноклинных пироксенах, но при точных методах такие разрезы, наоборот, очень благоприятны: на федоровском столике в разрезах с двумя нормальными к шлифу трещинами спайности у ромбических пироксенов сохраняются обе темноты, у моноклинных только одна; в коноскопе – у ромбических пироксенов виден в центре выход оси Ng . Нередко наблюдается, скорее всего, отдельность, а не спайность, по первому пинакоиду, совершенно такая же, как и у моноклинных пироксенов. Некоторые ее называют спайностью. Наблюдается еще отдельность по 3-му и 2-му пинакоидам, а также по формам сложных символов. Двойники по призмам первого рода в интрузивных породах наблюдаются исключительно редко. В фенокристаллах эффузивных пород (ср. п. 76) эти двойники иногда пересекаются крестообразно.

216. Энстатит в свежем состоянии должен быть в шлифе бесцветен, бронзит едва заметно окрашен, гиперстен иногда бывает заметно окрашен, но эту окраску нельзя назвать окраской в собственном смысле этого слова, а это, скорее, заметно розоватый или зеленоватый оттенок. Этот гиперстен плеохроирует совершенно так же в некоторых случаях как андалузит, а именно: по оси Np – цвет нежно-розовый или мясно-красный, по оси Nm – различные оттенки желтоватого цвета и по оси Ng – зеленоватый или зеленовато-голубоватый цвет, т. е., как видите, совершенно то же, что и в некоторых разностях андалузита. Характерно, что окраска по всему зерну для ромбических пироксенов бывает всегда однообразна, в то время как у андалузитов эта окраска нередко располагается пятнами по зерну или постепенно убывает к периферии. Преломление у энстатита $Np = 1,656$ (до 1,66) и $Ng = 1,665$ (до 1,671); у гиперстена $Np = 1,68$ (до 1,71) и $Ng = 1,695$ (до 1,73). Двупреломление ромбических пироксенов колеблется от 0,009 для богатых магнием и до 0,013 для гиперстенов. Но я должен вас предупредить (этого вы не найдете в справочниках), что

¹ В петрографии положительные с углом $2V = +60^\circ$ (до 90°) обычно называются энстатитами, отрицательные с $2V = -90^\circ$ (до -40°) – гиперстенами. Связь между составом и углом оптических осей, ввиду невысокого двупреломления минералов и присутствия примесей MnO , Fe_2O_3 , CaO и Al_2O_3 , не может быть однозначной и грубо (Уинчел) может быть выражена следующим образом: 10% $FeSiO_3$ – $2V = +82^\circ$, 14% – $+90^\circ$, 20% – -82° , 40% – -63° ; 53%, $FeSiO_3$ – -52° Таковую же приблизительно зависимость приводил в 1897 г Е. С. Федоров.

двупреломление у гиперстена в поднимается до 0,020; не зная этого, можно легко принять такой гиперстен за моноклинный пироксен. Высокое двупреломление у гиперстенов, должен отметить, встречается не так уж редко, и это надо иметь в виду. Далее – угол оптических осей у энстатита от $+60^\circ$ до $+80^\circ$ Бронзитами называют ромбические пироксены у которых угол оптических осей очень близок к 90° – от $+80^\circ$ до -80° ; и гиперстены – такие ромбические пироксены, у которых угол оптических осей может колебаться от -48 до -80° ¹.

217. Оптическая ориентировка для ромбических пироксенов дается у различных авторов различная. У русских авторов, французских, а также англо-саксонских обыкновенно дается такая ориентировка: Np – первая кристаллографическая ось и Nm – вторая кристаллографическая ось. Немецкие авторы дают Np – вторая ось, а первая кристаллографическая ось Nm . Константы русских авторов относятся к ромбическим пироксенам, не находящимся в сростании с другими минералами, – с моноклинным пироксеном или роговой обманкой. Вторые данные, где Np совпадают со второй кристаллографической осью, также верны (я сам их наблюдал); они относятся, по-видимому, только к тем случаям, когда ромбические пироксены сростаются с моноклинными пироксенами или роговыми обманками.

[В ромбических минералах наименование пинакоидов является совершенно условным, и потому в общем нельзя говорить о правильности или неправильности установки. Иное дело в моноклинной сингонии, где второй пинакоид отвечает плоскости симметрии, т. е. выбирается всегда однозначный. Сравнение структуры ромбических и моноклинных пироксенов подтвердило близость строения кристаллических сеток тех граней, по которым эти два минерала сростаются, поэтому естественно придать этим граням одинаковые символы. Исходя из этого условия, следует признать предпочтительнее вторую установку, т. е. такую, когда в ромбических пироксенах символ $[010]$ приписывается направлению, совпадающему с Np . Соответствующие изменения сделаны нами в таблицах. Однако в справочниках до сих пор встречаются по этому поводу разноречивые данные, что и следует иметь в виду.]

218. Во всяком случае это обстоятельство различной ориентировки надо иметь в виду, и еще больше надо иметь в виду то обстоятельство, что ромбические пироксены, которые при точных методах ^{1 1}

¹ Как иногда опасно проводить корреляции между $2V$ слабо двупреломляющих минералов и их составом (см. например, п. 78), показывают новейшие данные (Sundius) относительно железистого гиперстена, содержащего до 42% FeO и имеющего тем не менее $2V$ около -81° (ср. с данными Уинчела в примечании к стр. 133). Этот железистый гиперстен содержит, впрочем, 3,88% MnO, – окисла, иногда резко меняющего свойства содержащих его в виде примеси минералов [Новейшие данные (Henry, Walls) показывают, что вместе с увеличением молекул FeSiO₃ угол $2V$ сначала резко повышается, достигает максимума для 50% FeSiO₃, а затем снова падает, так что, например, ортопироксены с 30 и 78% FeSiO₃ имеют один и тот же угол $2V = -70^\circ$.]

должны иметь угол погасания, т. е. угол между N_g и 3-й кристаллографической осью, равным нулю градусов, да ю т и н о г д а о т к л о н е н и я . В пределах точности наблюдений этот угол у ромбических пироксенов может достигать до 7–8 и даже 10°, т.е. ромбические пироксены иногда отклоняются от ромбической сингонии. Опять-таки этого вы ни в одном справочнике не найдете, а между тем работник, производящий исследования по федоровскому методу и имеющий дело с ромбическими пироксенами, наблюдает – и не очень уж редко – такие отклонения. Указания па эти отклонения имеются и у русских и у иностранных авторов, хотя ни в одном случае я не нашел анализа, подтвердившего бы правильность отнесения такого ромбического пироксена с косым угасанием действительно к этой разновидности с химической точки зрения. Однако по всем признакам (физические, ассоциации, сростания, одинаковая трактовка самыми различными авторами – Bayley, Bowen, Collins, Лодочников, Белянкин, Кротов, Татаринев), такие минералы с косым погасанием надо отнести к ромбическим пироксенам. Вероятнее всего это косое угасание обусловлено субмикроскопическим (криптопертитовым) сростанием ромбических пироксенов с моноклинными.

219. Ромбические пироксены изменяются почти так же, как оливин, часто превращаясь в серпентины, особенно в пластинчатый серпентин, **бастит**, который нередко замещает ромбический пироксен в виде одного сплошного кристалла, – так называемая гомоосевая псевдоморфоза. Сравнительно редко ромбический пироксен превращается в тальк и амфибол. Вторичное изменение приводит к тому же, что и у оливина, т. е. к образованию кальцита, карбонатов и различных модификаций кремнезема, что, естественно, может быть обусловлено и постмагматическими процессами. Нередко также наблюдается и хлорит в виде постериорного продукта по ромбическому пироксену. Искусственным путем очень бедные или совсем лишенные FeO ромбические пироксены получают легко сухой плавкой. (При сухой плавке получается моноклинная модификация – протоэнстатит. Для получения ромбических пироксенов нужно понизить температуру плавления добавлением соответствующих примесей, например фтора.¹

220. Важный породообразующий минерал – ромбический пироксен встречается в норитах, габбро, перидотитах и пироксенитах. В перидотитах ромбические пироксены образуют довольно часто порфирировидные зерна. Иногда порода состоит только из ромбического пироксена, но такие породы нигде не встречены в больших массах. Особенно часто встречается ромбический пироксен (из эффузивных пород) в андезитах, часто бывающих ортопироксеновыми, и порфиритах; в порфиритах обыкновенно он изменен в бастит. Нередко ромбический пироксен также встречается в промежуточных породах – дацитах, изредка в трахитах и липаритах, также в кислых интрузиях, как, например, в чарнокитовых породах, в гранодиоритах и мангеритах. Гиперстен в первых породах в большинстве случаев

является, по-видимому, минералом, чуждым самой породе, происшедшим от загрязнения ее посторонними продуктами; по крайней мере, судя по описаниям, так надо думать о ромбических пироксенах, встречающихся, например, в южно-русской кристаллической полосе в породах упомянутого состава. Что касается мангеритов, т.е. монцонитовых пород с достаточным количеством гиперстена, то, вероятно, здесь гиперстен может быть минералом, принадлежащим по существу к составу породы. Надо иметь в виду, что ромбический пироксен (это понятно из только что сказанного) нередко является контактными минералом, и в таких породах нужно быть очень осторожным в смысле нахождения кордиерита в тех контактных роговиках, где вы заметили ромбический пироксен.

221. Ромбические пироксены содержат больше железа, чем те моноклинные пироксены, которые обыкновенно встречаются в изверженных горных породах. В связи с этим нередко наблюдается диссоциация ромбических пироксенов в эффузивных породах. При этой диссоциации происходит так называемая **опацитизация** ромбических пироксенов, т. е. превращение в непрозрачное вещество, относящееся к магнетиту, – процесс, чаще наблюдающийся, как увидим, в биотитах и наиболее часто в роговых обманках эффузивных пород.

222. В интрузивных породах ромбическими пироксенами, как указывалось, нередко обрастают оливины, чаще всего непосредственно; очень редко первую оболочку вокруг оливина образует моноклинный пироксен, вторую ромбический. Обрастание ромбическим пироксеном оливинов сделалось отчасти понятным после того, как было доказано, что оливин при плавлении плавится не непосредственно, а сначала превращается в ромбические пироксены.

Ввиду важности ромбических пироксенов в ряду породообразующих минералов, на рис. 17 приведена диаграмма плавкости или равновесная диаграмма для системы $\text{SiO}_2\text{--MgO}$, в которой получают четыре твердых искусственных минерала: чистый магнезиальный ортосиликат форстерит Mg_2SiO_4 , содержащий, как и в природе, 57% MgO и 43% SiO_2 (весовые проценты) и плавящийся при $1890^\circ \pm 20^\circ$, непосредственно – конгруэнтное плавление – в расплав форстеритового же состава (точка *For* на правой вертикали диаграммы); чистый же магнезиальный силикат – протоэнстатит (вместо встречающегося в породах энстатита) MgSiO_3 – плавится уже не непосредственно в протоэнстатитовый же расплав, а с разложением – инконгруэнтная плавка: при плавлении его кристаллов выделяется при $1557^\circ \pm 2^\circ$ (точка *D* диаграммы) жидкость более богатого кремнеземом, чем MgSiO_3 , состава и твердый, кристаллический форстерит, а затем уже начинает плавиться и последний, вступая в реакцию с полученным расплавом, и однородная жидкость протоэнстатитового состава получается только после *полного* исчезновения жидкой фазы при 1577° . Третьей твердой фазой в системе является чистый кремнезем в форме кристобалита с температурой плавления $1700^\circ \pm 10^\circ$ (точка *Kr* диаграммы), и четвертой – не вошедшей на рис. 17 (диаграмма справа оборвана пределами чистого форстерита) – кристаллический MgO , отвечающий природному периклазу, встречающемуся, однако, только в контактово-метаморфических известняках, а в магматических породах неизвестному. Для понимания процессов, происходящих при отвердевании или плавлении смесей различного состава, добавлю еще, что черточный пункт *ForD* кривой *ForD* дает кривую плавкости форстеритовых с протоэнстатитом смесей, причем *эта кривая дает начало выделения только одного форстерита*; что точка

D есть **точка превращения** выделившихся уже из сплавов форстеритов в протоэнстатит, что кривая **DE** дает кривую выделения одного только протоэнстатита и что, наконец, точка **E** есть эвтектический состав протоэнстатита и кристобалита, т. е. состав, отвечающий наиболее низкой температуре отвердевания ($1543 \pm 2^\circ$) при атмосферном давлении смеси (это можно измерить на диаграмме) из 87,5% протоэнстатита и 12,5% кристобалита. Сторона диаграммы влево от точки **E** для нас не интересна, и надо также добавить, что эвтектической смеси протоэнстатита и кристобалита в магматических породах не бывает, так же, впрочем, как и многого другого из соотношений, представленных на диаграмме.

Посмотрим теперь, как это мы делали в и. 116 для плагиоклазов, что должно происходить при остывании смесей различного состава. Рассуждаем совершенно аналогично н. 116. Состав из равных количеств Mg_2SiO_4 и $MgSiO_3$ отвечает точке **z** диаграммы, находящейся как раз посередине между точками

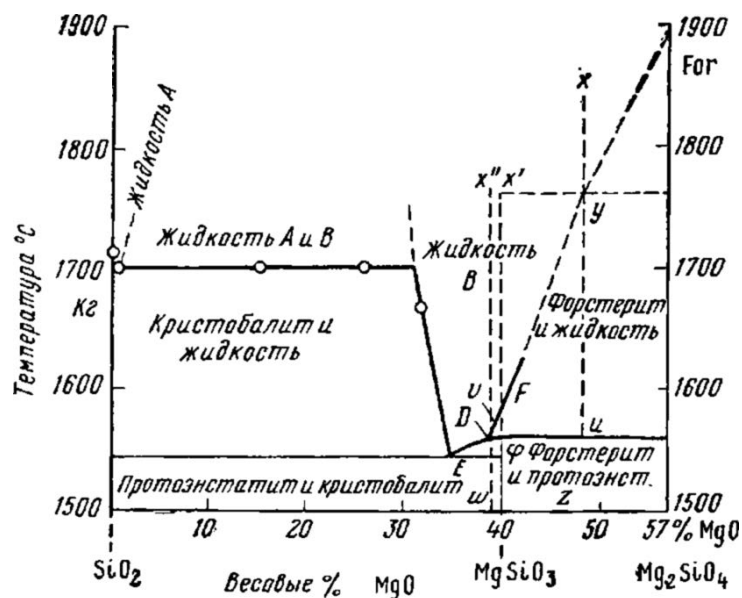


Рис. 17

этих соединений. Если этот состав *полностью расплавлен*, то такому его состоянию должна отвечать – в зависимости от температуры – какая-либо из точек на перпендикуляре **zu** к основанию диаграммы *выше точки y*. Положим, что *состав – состояние* смеси представлен точкой **x**, по высоте которой можно найти из диаграммы, что мы предположили исходную температуру в 1850° (см. температурный масштаб на правой или левой вертикали). Охлаждая расплав, мы, пока ничего кристаллического не выделяется, движемся вниз от точки **x** по перпендикуляру **xz** до точки **y**. В этой последней, так как мы очутились *на кривой плавкости форстерита DFor*, должен начать выделяться форстерит, и мы – при постепенном и непременном *понижении* температуры – будем перемещаться влево (относительное количество Mg_2SiO_4 в жидкости уменьшается, ибо форстерит кристаллизуется) и вниз (температура понижается) по кривой равновесия. Так должно продолжаться дело до тех пор, пока мы остаемся на кривой плавкости форстерита, т. е. *вплоть до точки D*, несмотря на то, что мы при этом перейдем даже влево за точку **F** чистого протоэнстатитового состава (в этом и состоит инконгруэнтное плавление). В точке превращения **D** пересекаются кривые плавкости **DFor** форстерита и **ED** протоэнстатита, т. е. здесь Должны образоваться уже одновременно и форстерит и протоэнстатит, а потому – согласно правилу фаз – пока происходит это одновременное образование двух твердых фаз, наряду с присутствующей жидкой фазой, температура должна оставаться постоянной. *При сохранении равновесия* так дело и происходит: выделившийся ранее из расплава форстерит, реагируя с остающейся жидкостью, превращается в протоэнстатит, и такое превращение продолжается вплоть до

полного исчезновения всяких следов жидкости состава точки D при температуре этой точки ($1557^{\circ} \pm 2^{\circ}$). В результате получается смесь кристаллов форстерита и протоэнстатита в одинаковых весовых количествах, так как ведь из такой смеси мы исходили и охлаждали ее, ничего не присоединяя и не убавляя. Как видно из диаграммы рис. 17, совершенно так же должно идти дело, если взять точку x' , отвечающую чистому протоэнстатиту при 1850° : в точке x все жидко; в точке F , после понижения температуры до 1584° , выделяется форстерит (мы на кривой этого соединения), несмотря на то, что во взятом составе его нет; в точке D – при установлении равновесия – весь форстерит должен превратиться в протоэнстатит, и как только это произойдет, вся жидкость исчезнет, и мы будем иметь смесь только из кристаллов протоэнстатита. Даже из смеси состава x'' , отвечающей составу w (как можно измерить по диаграмме: $41,5 \text{ мм} : 42,5 \text{ мм} = 0,975$ весовых частей MgSiO_3 и $2,5\% \text{ SiO}_2$) выделяется в точке v опять-таки форстерит (мы снова на кривой $DFor$ форстерита), который в точке превращения D весь – при установлении равновесия! – должен превратиться (при постоянной температуре) в протоэнстатит, и только после этого – при понижающейся уже температуре! – начнет выделяться протоэнстатит до точки E , где одновременно будут выделяться – уже при постоянной температуре – MgSiO_3 и SiO_2 (эвтектика из $87,5 \text{ MgSiO}_3$ и $12,5 \text{ SiO}_2$),

Предположим теперь, что равновесие не может установиться или 1) вследствие быстрого охлаждения, или 2) вследствие того, что форстерит, по причине полного облекания протоэнстатитом всех выделившихся его зерен, не может реагировать с жидкостью для его превращения в нужное количество протоэнстатита, или, наконец, 3) вследствие того, что форстериты скопляются в одном месте отсасывающего сплава, и диффузия жидкости недостаточна, чтобы новые и новые ее порции могли придти в соприкосновение (для реагирования) с этими форстеритами. Тогда во всех разобранных выше случаях, а не только в последнем, предполагавшем особый состав x'' или ему подобные ($m\text{SiO}_2 + n\text{MgSiO}_3$), не все нужное количество форстерита превратится в точке D в протоэнстатит. А раз это так, то в затвердевшем сплаве форстерита окажется больше, чем в исходном сплаве, а так как состав получающейся кристаллической смеси должен в точности отвечать составу взятого сплава, то всякое недореагировавшее, т. е. избыточное, количество форстерита должно будет вызвать образование соответствующего количества SiO_2 , чтобы восполнить *недостающее* количество протоэнстатита, ибо $2\text{MgSiO}_3 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$.

Мы получаем таким образом, что *из всякого рода жидких смесей* $m\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + n\text{MgSiO}_3$ *может получиться* – вследствие неустановления равновесия – кристаллическая смесь $p\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + q\text{MgSiO}_3 + r\text{SiO}_2$, т. е. *смесь форстерита, протоэнстатита и кварца*. Получается объяснение встречи – хотя и очень редкой – в породах кварца наряду с форстеритом, и прекрасно – на первый взгляд – объясняется окружение ромбическим пироксеном оливина, уже *нередко* наблюдаемое и в горных породах.

Однако должен *настоятельнейшим* образом предупредить, что если с *физико-химической* точки зрения диаграмма совершенно безупречна и потому принимается без оговорок многими петрологами – мало того, применяется последними *для широко идущих обобщений* – то с петрологической точки зрения диаграмма далеко – а, по моему, очень далеко или даже вовсе – не безупречна.

Прежде всего, условия остывания природных расплавов (магм) самым резким образом отличаются от только что разобранных случаев, так как в *перидотитах* (все смеси от точки x' до правого конца диаграммы в отношении соединений типа MgSiO_3 и Mg_2SiO_4) совершенно *несомненно наличие*, кроме MgO и SiO_2 и других окислов, между прочим *воды*¹: диаграмма *доказана только для безводных сплавов!* Во-вторых, во всех перидотитах заключается не менее 6% по весу – часто гораздо больше – окислов железа, а на диаграмме мы имеем чистые магнезиальные мета- и ортосиликаты. В-третьих, в непосредственной связи с только что сказанным,

¹ По моим соображениям, в магмах, давших перидотиты, должно было заключаться не менее 5% воды по весу.

буквально все кристаллические соединения разобранной диаграммы не соответствуют природным магматическим минералам: о периклазе было сказано выше; чистый магнезиальный (безжелезистый) форстерит *никогда* не встречается в перидотитах; протоэнстатит, опять-таки никогда не безжелезистый, встречается изредка в диабазах, во всех же породах встречаются ромбические пироксены, более или менее железистые, и, наконец, кристобалит (а не кварц), также редкий минерал.

Так обстоит дело с точки зрения состава. Но ничуть не лучше – по-моему – и с самим *протеканием* процессов в природе и в опыте, а значит, и с результатами этих процессов, т. е. со структурой. Обратите внимание, что превращение форстерита в протоэнстатит идет при температуре 1557° сравнительно (для температур данных на диаграмме¹) низкой, всего на 14° ($1557-1543^\circ$) отличающейся от температуры 1543° , при которой все отвердевает. Я хочу этим сказать, что вероятность явлений неустановления равновесия даже при этих высоких температурах, тем самым, становится довольно значительной², и значит, появление магматического кварца наряду с оливином должно было бы наблюдаться не очень редко, а в природе, наоборот, такое сонахождение кварца и оливина даже в диабазах довольно редко, а в перидотитах первичный кварц и совсем не па- блюда лея никем. Если далее Припятть во внимание небольшое различие в скоростях роста оливинов и ортопироксенов, и если иметь в виду, что ортопироксены начинают образовываться при температурах градусов на 200 более низких, чем оливины (гарцбургиты заключают обычно 10–20% ортопироксена), когда диффузионные и конвекционные явления гораздо менее интенсивны и, следовательно, рост кристаллов замедлен, – если, я говорю, принять во внимание эти два обстоятельства, то казалось бы, что во всех перидотитах оливин должен встречаться в виде гораздо более крупных, порфирированных, зерен, чем ортопироксен, и что образование более крупных зерен ромбического пироксена наряду с более мелкими оливинами невозможно; однако, как указывалось, в природе *довольно часто* (см. п. 220 в начале) ромбические пироксены как раз наоборот образуют более крупные (иногда раз в десять в поперечнике и более) зерна, чем оливины. Оставляя в стороне менее важные возражения против возможности приложения диаграммы к природным условиям, т. е. породам, должен обратить внимание еще на одно обстоятельство.

Положим, мы исходим из твердых продуктов и желаем узнать, как будет протекать процесс плавления, например, твердой смеси состава $z(\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{MgSiO}_3)$. При повышении температуры от g до k все остается твердым, ибо мы находимся в поле твердых фаз. В точке u , соответствующей по температуре точке D (1557°), начнет плавиться инконгруэнтно протоэнстатит, т.е. получатся вместо последнего форстерит и жидкость более богатого SiO_2 состава, и такое разложение будет идти *при постоянной температуре*, несмотря на продолжающийся приток тепла, пока не произойдет исчезновения всего энстатита и пока не получится жидкости состава D плюс зерна форстерита; при дальнейшем повышении температуры начнет плавиться этот последний, а при температуре точки y исчезнет и последняя твердая фаза – форстерит. Диаграмма, таким образом, показывает, что и при прямом и при обратном процессах плавления и отвердевания подучается одно и то же явление – форстерит остается твердым *всегда* при более высокой температуре. Казалось бы, поэтому, что при плавлении или нагревании твердых смесей указанного состава энстатит *никак не может появиться позднее оливина* при повышении температуры, если опять-таки осмеливаться делать переход от диаграммы рис. 17 на природные процессы. Между тем при нагревании серпентина получается, как это определено и химически и рентгенографически доказал Гаральдсен (Haraldsen), что сначала образуется оливин (серпентин можно представить в виде 1 части оливина + 1 части энстатита + вода), так что при 700° рентгенограмма хорошо согласуется

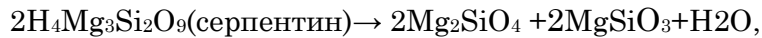
¹ В магмах тех горных пород, которые мы наблюдаем на земной поверхности, таких температур *безусловно* не наблюдается.

² Если, конечно, осмелиться сравнивать процессы, происходящие в природе, с явлениями, наблюдаемыми в связи с разбираемой диаграммой.

с оливиновой, и только при 1200° получаются несомненные линии энстатита так что приходится писать:



причем стрелка указывает в сторону повышения температуры. Исходя из вышеприведенной диаграммы, можно было бы ожидать вероятнее всего следующей реакции:



а никак не



которую приходится писать Гаральдсену. на основании фактических данных. Опять результаты, которые очень трудно связать с данными диаграммы. [Образование оливина в системе $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, изученной сейчас Боуэном и Туттлом, при температурах более низких, чем ромбический пироксен, отнюдь не изменяет наших представлений о порядке кристаллизации минералов из расплава.]

Я привожу вам все это для того, чтобы показать, что переносить *explicito* т. е. без оговорок, данные *сухих* плавов на природные условия *недопустимо*. Это, впрочем, совершенно понятно и логически; раз обстановка *опыта* не соответствует сколько-нибудь природным условиям, то некоторые совпадения (в нашем случае появление прямой и обратной зональности в плагиоклазах – пп. 116–72, редкое сонахождение оливина и кварца, а также нередкое облекание оливина ромбическим пироксеном) могут служить только совпадением, *случайностями*, а не решением вопроса (можно случайно получить верное решение задачи, ошибившись не один, а несколько раз). Вы спросите, как же быть нам, не имеющим ни достаточного петрологического опыта, ни достаточной подготовки по физической химии? Старайтесь получать возможно больший опыт, накапливайте сами достаточное количество фактов или собирайте последние из книг, и тогда уже философствуйте независимо от авторитетов. Самое главное для петролога это знать *хорошо проверенные и несомненные данные физической химии*¹, без этого в современной петрологии работать нельзя.

[Новейшие исследования рассмотренной системы при высоких давлениях подтвердили зависимость типа диаграммы плавления от изменения условий. В сухой системе уже при сравнительно невысоких давлениях порядка 4 кбар плавление MgSiO_3 становится конгруэнтным, т. е. реакционные явления при кристаллизации исключаются. Однако в системах с H_2O происходит не только понижение температур плавления, но инконгруэнтность MgSiO_3 сохраняется, по крайней мере, до давления в 15 кбар, причем расстояние X_1X_2 (см. рис. 17) здесь даже увеличивается (Kushiro I.; Yocler H. S.; Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite. *Bul. J. Geol. Soc. Amer.*, v. 79, № 12, 1968).]

Нередко гиперстен в норитах и в тех породах, где появление его можно ожидать по химическому составу пород, превращается при посредстве поствулканических процессов в биотит; исключительно редко наблюдается превращение ромбических пироксенов в иддингсит, минерал, указанный выше, как постериорный по оливину.

¹ Как раз, например, те, что выше приводились, ибо они в отношении сухих сплавов и безупречны и проделаны одним из известнейших авторитетов в этой области с величайшей тщательностью. Но этот физико-химик может быть для вас авторитетом только в этих вопросах, а не в вопросах петрологии.

Срастается нередко гиперстен с моноклинным пироксеном, причем это срастание иногда бывает необыкновенно тонким, напоминающим тончайшие пертитовые срастания в полевых шпатах (ср. п. 218, конец). [Эти срастания напоминают тонкие полисинтетические двойники, за которые их иногда и принимают.] Вероятно, эти срастания имеют ту же причину, что и пертитовые срастания полевых шпатов. Также иногда ромбический пироксен срастается и с роговой обманкой, относительно которой можно иногда сказать, что она несомненно постериорна, и тем не менее она отлагается в определенной оптической ориентировке к гиперстену, и именно так, что Np гиперстена совпадает с осью Nm роговой обманки. При превращении ромбических пироксенов в бастит обыкновенно первый пинакоид ромбического пироксена совпадает с третьим пинакоидом бастита.

223. Спутать можно ромбический пироксен с андалузитом (см. п. 161). Затем можно очень легко спутать ромбический пироксен с моноклинным пироксеном, имея в виду, что у ромбических пироксенов, как указывалось, двупреломление нередко повышается до величины 20 тысячных; но, вообще говоря, двупреломление у него низкое, так что, если при десятке – двух зерен пироксена интерференционная окраска не выше оранжевой ни у одного зерна, то это, скорее всего, ромбический пироксен. В этом отношении моноклинный пироксен от ромбического можно отличить, во-первых, если ромбический пироксен обнаруживает плеохроизм и, во-вторых, по поведению спайности, потому что, как видно из общей таблички п. 6а, спайность призматическая у ромбических и моноклинных пироксенов на различных разрезах должна вести себя различно. Если вы измеряете угол погасания, не сообразуясь с тем сечением, которое у вас перед глазами, то вы можете впасть в очень грубую ошибку, приняв ромбические пироксены за моноклинные; а, именно – надо иметь в виду, что у ромбических пироксенов спайность, наиболее частая как раз также по призме, чаще будет давать косое погасание в разрезах, чем прямое. Совершенно неверно утверждение, что спайность ромбических пироксенов, дающая косое погасание, всегда сопровождается другой спайностью, которую не хотят просто заметить. [Однако в ромбических пироксенах, чаще чем в моноклинных, наблюдается еще пинакоидальная спайность, дающая преимущественно прямые погасания.] На плоскостях, перпендикулярных к 3-й оси, призматическая спайность и ромбических и моноклинных пироксенов должна вести себя совершенно одинаково; и там и здесь мы должны иметь две системы трещин спайности, нормально стоящих к плоскости вашего разреза по 3-му пинакоиду, и обе эти спайности и для моноклинных и ромбических пироксенов должны давать один и тот же угол погасания, – должно происходить симметричное погасание, причем этот угол равен $43,5^\circ$ и для моноклинных и для ромбических пироксенов (ср. со сказанным в п. 212). Отсюда ясно, что в тех разрезах, где в ромбических пироксенах видны две спайности, угол погасания будет косой. Но этого мало, – как вам известно из кристаллооптики («Основы», и. п. 99, с., 104 б), спайность

видна только до определенного предела своего наклона к плоскости шлифа, и именно для ромбических пироксенов можно сказать, что спайность становится невидной в таких разрезах, при которых она наклонена к нормали шлифа более, чем на $30\text{--}35^\circ$, причем мы имеем в виду при этом спайность, не заполненную вторичными продуктами или воздухом (первая будет видна до тех пор, пока видны сами зерна, а спайность, заполненная воздухом, до наклона в 60°). Простое вычисление показывает, что в целом ряде сечений вы можете наблюдать только одну спайность в разрезе ромбических пироксенов, спайность при этом нормальную, т. е. стоящую перпендикулярно к плоскости шлифа, и эта спайность тем не менее будет давать косое погасание (у гиперстена, с $2V =$ около 50° , достигающее до 39°). Если предполагать, что ромбические пироксены не могут давать угла оптических осей ниже 48° , то угла большего 39° в разрезе ромбических пироксенов, угла погасания относительно спайности, вы получить уже не можете. Эту максимально возможную цифру далеко нельзя считать достигаемой для ромбических пироксенов, и поэтому можно вообще сказать, что если у вас наблюдается в разрезе нормально стоящая трещина и она дает угол погасания того разреза относительно спайности больше 35° , то это уже не ромбический пироксен, а моноклинный, если больше ни на каком минерале остановиться нельзя.

224. Резюмируя, отметим себе, что у ромбических пироксенов погасание, косое относительно спайности, в разрезах может наблюдаться столь же часто, как и прямое погасание, а так как их дву-преломление доходит до такой же величины, как и моноклинных, то вы видите, что иногда ромбический пироксен от моноклинного иначе, как путем точных измерений, отличить нельзя. Единственным критерием для такого отличия при массовой петрографической работе могут служить два признака: во-первых, отчетливо наблюдающийся плеохроизм, указанный для гиперстена выше¹, и, во-вторых, то обстоятельство, что удлиненные прямоугольникообразные разрезы с нормально стоящими трещинами спайности должны давать в ромбическом пироксене прямое погасание, а в моноклинном пироксене косое погасание^{1 2}. При этом вы должны иметь в виду сказанное уже ранее – что нередко угол погасания самого минерала, т. е. угол между третьей осью и осью Ng , у ромбического пироксена доходит до $7\text{--}8$ и даже 10° . При точных методах ромбический пироксен от моноклинного отличить легко; ромбический пироксен или отрицательный, или имеет большой угол оптических осей, если положительный. Обыкновенно вы не можете встретить (разве только в исключительных случаях) угол оптических осей у ромбических пироксенов ниже $+75^\circ$, в то время как

¹ Поэтому, чтобы не пропустить ромбических пироксенов в шлифе, бывает иногда полезно заказать более толстый шлиф, где плеохроизм должен быть более ясным.

² Последний признак не решает вопроса однозначно, так как у моноклинных пироксенов может присутствовать спайность по (010), дающая в указываемых условиях прямое погасание.

моноклинный пироксен всегда положителен, и угол оптических осей у моноклинных пироксенов обыкновенно ниже 60° и не выше 70° . (Густо окрашенные эгирины, понятно, исключаются из рассмотрения.)

225. В тех породах, где вы встретили – убедившись тем или другим способом, что это именно так, – ромбический пироксен наряду с моноклинным, если эти породы хоть немного изменены, в таких породах обыкновенно без анализатора уже можно отличить ромбический пироксен от моноклинного по тому обстоятельству, что ромбические пироксены, вообще говоря, гораздо легче подвержены изменениям, чем моноклинные. Часто вы можете наблюдать, что в то время как моноклинные пироксены остаются совершенно свежими, прозрачными, ромбические пироксены начинают у трещин спайности мутнеть, покрываются землистыми грязновато-зеленовато-буроватыми или буровато-зелеными продуктами разложения. И вот по такому различному отношению этих двух пироксенов к агентам изменения, их и н о г д а весьма легко различить даже без анализатора. Нередко в ромбических пироксенах встречаются включения пластинчатого, очень мелкого, ильменита. Такое же явление наблюдается и в моноклинных пироксенах.

226. Можно спутать также ромбические пироксены с оливином; но оливин, как указывалось, всегда бесцветен, ромбические пироксены окрашены, хотя и очень слабо (в шлифах обычной толщины). Для неокрашенных ромбических пироксенов, именно тех, которые можно было бы еще спутать с оливином, двупреломление не может быть выше 0,015, у оливина оно не может быть ниже 0,023 – так что различие по двупреломлению определенное. Но в некоторых серпентинах (породах)¹, где от первоначальной породы остались только жалкие остатки, вы часто имеете разрозненные небольшие зернышки минерала, напоминающие и оливин и ромбические пироксены. Здесь без точного измерения величины двупреломления иногда отличить оливин от ромбических пироксенов невозможно. Я говорю – без точного измерения величины двупреломления, потому что в серпентинитах вам не за что зацепиться, чтобы судить о толщине шлифа. Правда, надо всегда иметь в виду, что шлифы скорее толстые, чем тонкие, и едва ли толщина шлифа, без специального изготовления, может быть меньше 0,025 мм. [Для оливиновых пород это не совсем верно, см. примечание, п. 208.] Приняв эту толщину шлифа, вы можете легко отличить по двупреломлению ромбические пироксены от оливина. Иногда результаты бывают совершенно недвусмысленные, даже в том случае, если возьмем для толщины шлифа маловероятную цифру – 0,02 мм; из многочисленных шлифов, толщину которых я проверил, почти ни

¹ В дальнейшем для того, чтобы не прибавлять всякий раз скобок для указания на то, что дело идет не о минерале (серпентине), а о породе, я буду называть серпентиновые породы **серпентинитами** (кварц – кварцит, пироксен – пироксенит и т.д.).

одного не встречалось, который бы имел указываемую толщину в 0,02 мм. Изредка встречаются шлифы в 0,025 мм толщины, а большей частью толщина бывает около 0,030 мм (см. также сказанное при оливине в п. 211).

Наконец, от силлиманита ромбические пироксены отличаются по N_g-N_p и $2V$ наличием окраски (иногда), отсутствием волосовидных образований и наличием пироксеновой спайности.

227. Дальше идут «клиноромбические» пироксены, а именно клиноэнстатит и клиногиперстен. Клиногиперстен в земных породах не встречается (он встречается только в метеоритах). Что касается клиноэнстатита, то он наблюдается в диабазах, изредка в базальтах, в виде таблитчатых и призматических зерен со свойствами: $N_p -$

$$1,651, N_g 1,660 \text{ и } N_g - N_p = 0,009; 2V = +55 \text{ и } c N_g =$$

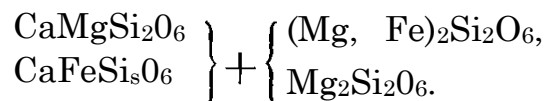
22° . Для него характерны тонкие полисинтетические двойники по первому пинакоиду, впрочем, не всегда наблюдающиеся. Угол погасания самого минерала, а не разрезов, колеблется для клиноэнстатита от 22 до 29° , следовательно, он не доходит до значений для моноклинного пироксена и не опускается до нуля, как у ромбического. Клиноэнстатит, как вы видите, можно узнать только точными измерениями. Сравнивая числовые характеристики моноклинного пироксена, ромбического и клиноэнстатита, вы видите, как их можно отличить друг от друга при помощи этих точных методов.

228. Для того чтобы закончить о ромбических пироксенах, я еще должен добавить, что нередко в ромбических и моноклинных пироксенах (в ромбических чаще) встречается отдельность по второму пинакоиду; она обыкновенно выражена прекрасными, идущими через все зерно трещинами, не прерывающимися, так что на спайность трещины эти не похожи (см. п. 6). Я прошу вас иметь в виду это обстоятельство, чтобы не спутать ромбический пироксен с моноклинным. Вы будете иметь вертикальный разрез, спайность (или, вернее, отдельность) будет стоять вертикально к поверхности разреза и давать прямое погасание. Как будто бы из этого следует, что перед вами ромбический пироксен. Если вы примете во внимание, что спайность по 2-му пинакоиду моноклинных пироксенов ведет себя так же, как и пинакоидальная спайность ромбических минералов, то легко убедитесь, что при отсутствии ясного плеохроизма и других указанных выше различий, без применения точных методов иногда не обойтись (см. примечание к п. 224).

Моноклинные пироксены

229. Теперь моноклинные пироксены. Здесь мы разберем моноклинные пироксены бесцветные или почти бесцветные, отнеся ясно окрашенные в шлифе моноклинные пироксены, как мы это делаем, в группу минералов окрашенных (см. пп. 365–371). Состав моноклинных пироксенов складывается из различных молекул, причем эти молекулы, как химические единицы, толкуются различными авторами различно.

Совершенно одинаково всеми авторами признается, что главные-составные части моноклинных пироксенов это два типа молекул:



Это для моноклинных пироксенов диопсидового ряда. Нередко бывает небольшая примесь глинозема, изредка хрома (1–2%) (в перидотитах) и щелочей.

Затем, в авгитовых пироксенах, сверх указанных молекул, имеются так называемые молекулы Чермака:



получаемые из предыдущих замещением 6-атомных групп CaSi и MgSi шестивалентными же Al_{1.2} и Fe₂³⁺

Другие вместо этих Чермаковских молекул берут для авгитовых пироксенов состав просто диопсида и затем говорят, что авгит представляет собой диопсид с примесью молекул MgSiO₃ и (Al, Fe)₂O₃¹ Кроме того, надо иметь в виду, что в состав моноклинных пироксенов (всех вообще) входит также иногда марганец (0,1–0,4% MnO), очень редко хром (0,02–0,2% Cr₂O₃) и цинк, довольно часто титан TiO₂ (окись титана) и Ti₂O₃ – доходящая иногда, хотя редко, почти до 5%, затемно Трёгеру, 0,01 Sc₂O₃, 0,01–0,1% V₂O₅; по 0,01 – 0,1% NiO, SrO, BaO; в хром-диопсидах количество Cr₂O₃ доходит до 3% и, наконец, очень редко наблюдается также, как это недавно указано, в моноклинных пироксенах и наличие фтора. В последнее время описаны, наконец, моноклинные пироксены, совершенно свежие и содержащие H₂O [?].

230. Наиболее обычная форма и разрез для авгита приведены соответственно на рис. 18, I и 18, II; очень характерны для диопсидовых пироксенов форма 19, I и разрез последней перпендикулярно, как и 18, II, к [001] на рис. 19, II. Сингония моноклиная; форма длинно- или короткостолбчатая, таблитчатая (рис. 19, III – авгит, рис. 19, IV – диопсид), шестоватая. Исключительно редко моноклинные пироксены дают сферокристаллические образования. Спайность такая же, как и у ромбических пироксенов, по третьей призме (110) с углом между трещинами около 87° Затем нередко наблюдаются спайность и отдельность по второму пинакоиду;

¹ [Последнее время по предложению Гесса (Hess) многие авторы отказались от ранее общепринятого определения авгитов. Сюда теперь стали относить магматические пироксены, характеризующиеся некоторым избытком компонента (Mg, Fe) SiO₃ по сравнению с формулой диопсида, независимо от содержания Al₂O₃ и Fe₂O₃. При таком определении в «авгиты» попадают и пироксены с невысоким cNg, порядка 37–40°. Подобное изменение содержания в понимании достаточно установившегося определения вносит большую путаницу в терминологию пироксенов. Подробности по этому поводу см. Дир и др. Породообразующие минералы. М., 1965 и В. С. Соболев. Федоровский метод. Недра, М., 1964.]

это надо иметь в виду, потому что она будет вести себя так же, как и пинакоидальная спайность ромбических минералов (см. п. 228). [Спайность по (010) несовершенная.] Также наблюдаются, вероятно, отдельности по первому и третьему пинакоидам.

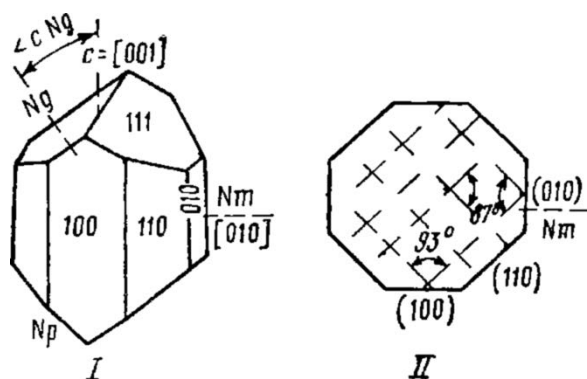


Рис. 18

Авгиты некоторых основных эффузивных пород иногда совершенно не обнаруживают спайности и макроскопически дают раковистый излом. Двойники довольно часты по первому – обыкновенный закон – и третьему пинакоидам, причем они бывают и полисинтетическими. Затем редко наблюдаются двойники по пинакоиду (101), а также по призматическим граням (011) и (122).

Эти двойники нередко бывают во вкрапленниках эффузивных пород (ср. п. 76, конец), давая крестообразные формы.

231. Моноклинный пироксен в шлифе бесцветен, сероват, буроват, очень светло-зеленоватый, иногда травянисто-зеленоватый, но очень светлый; и очень характерно, что даже в сравнительно ясно окрашенных моноклинных пироксенах плеохроизм в шлифах обычной толщины почти не заметен. При такой же бледной окраске некоторых амфиболов, плеохроизм в этих последних резко и сразу бросается в глаза, а в ромбических пироксенах нетрудно улавливается.

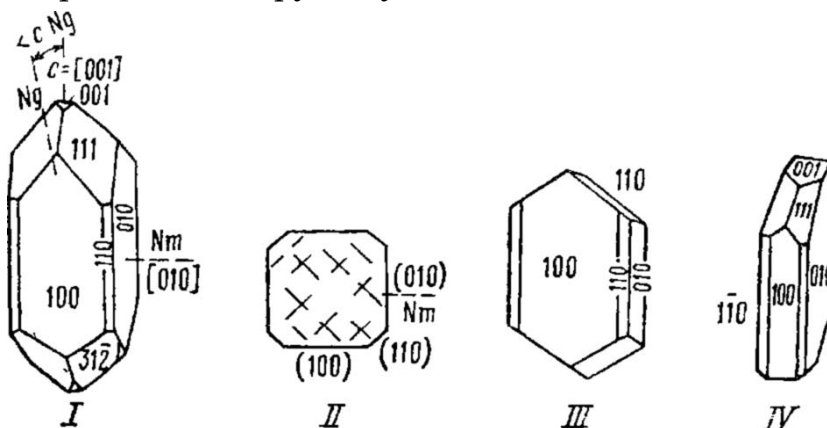


Рис. 19

В этом, как уже давно указывалось, состоит одно из хороших отличий моноклинных пироксенов от слабо окрашенных роговых обманок.

232. Двупреломление у моноклинных пироксенов колеблется от 0,018 у геденбергита до 0,032 у диопсида, N_p для различных членов ряда колеблется в пределах от 1,651 до 1,739; N_g в пределах от 1,681 до 1,757. Угол оптических осей всегда положительный, большей частью

колеблется от 45 до 60°; для некоторых магнезиальных членов ряда дает более низкие цифры, спускаясь у магнезиального диопсида до 0° [пироксены по составу переходные от диопсида к клиноэнстатиту], и едва ли часто угол оптических осей моноклинных пироксенов может достигнуть 68–70° Ось *Nm* совпадает со второй кристаллографической осью. Угол погасания самого минерала, а не разрезов, т. е. угол *Ng* [001] = *cNg* колеблется для различных членов описываемого ряда от 36 до 69°

233. Моноклинный пироксен наиболее распространенный минерал основных и ультраосновных изверженных пород, пироксенитов, перидотитов, диабазов, габбро, часто встречается в более основных диоритах, почти всегда в тех породах, которые можно назвать монцонитами; иногда он встречается даже и в кислых породах, но, вероятно, в кислых интрузивных породах моноклинный пироксен, как и ромбический, представляет собой минерал, чуждый этим кислым породам, т. е. является в них эндоконтактовым. [Также нормальный минерал субщелочных гранитов.] Затем, несомненно, первичный моноклинный пироксен очень часто наблюдается в стекловатых эффузивных породах, даже самых кислых – липаритах. Это надо иметь в виду, потому что это все-таки можно химически обосновать. Искусственное получение диопсидов и авгитов так же легко, как и оливинов. Моноклинный пироксен легко получается плавлением амфиболов, которые после плавки дают пироксен (ср. опацизацию), а не амфибол. Затем моноклинный пироксен часто наблюдается как контактовый минерал, особенно диопсид, а другие, как, например, геденбергит или фассаит, являются исключительно контактными минералами.

234. Затем моноклинный пироксен является частым минералом в кристаллических сланцах, а, именно, в высокотемпературных или, как говорят, в кристаллических сланцах глубокой зоны. Нередко наблюдается пертитовое срастание моноклинных пироксенов с ромбическими, иногда такой тонкости зерна, что едва различимо при самых сильных увеличениях микроскопа¹, сравнительно реже с роговой обманкой, причем иногда эта роговая обманка по всем своим признакам, несомненно, эпимагматична; иногда же с моноклинным пироксеном, по-видимому, может срастаться и первичная роговая обманка. Моноклинный пироксен иногда обрастает оливин и ромбический пироксен и в свою очередь нередко окаймляется роговыми обманками. Иногда опять-таки эти роговые обманки, несомненно, эпимагматичны, потому что такое окаймление наблюдается, например, только в стыках моноклинных пироксенов с разрушенными полевыми шпатами; иногда, по-видимому, обрастание роговой обманкой первично. Изменение моноклинных пироксенов подобно таковому же

¹ Отсюда логически следует, что тонкость зерна при таких срастаниях может перейти и за грань разрешительной силы микроскопа, вследствие чего делаются попятными косые угасания у ромбических пироксенов, и вообще отклонения в углах *cNg* пироксенов (ср. п. 218).

для оливинов, причем наблюдается нередко превращение их в хлорит и так называемый уралит, т. е. в гомоосевую псевдоморфозу роговой обманки по пироксену, причем одно зерно пироксена замещается одним же зерном амфибола с сохранением формы пироксена. Вообще же амфиболизация моноклинных пироксенов – явление довольно частое и является процессом эпимагматическим, иногда ясно контактовым.

235. Амфиболизация моноклинных пироксенов наблюдается довольно часто в тех породах, где рядом с пироксенами расположены полевые шпаты. Чем сильнее идет разложение полевых шпатов, тем сильнее амфиболизация пироксена. Но надо сказать, что, вероятно, при таких изменениях идут какие-то селекционные процессы, в разных случаях совершенно различные, потому что иногда наблюдается что плагиоклазы совершенно свежи, а моноклинные пироксены совершенно амфиболизированы. [Характер изменения зависит от концентрации различных компонентов в растворе, особенно кальция и щелочей.] Иногда бывает как раз наоборот; плагиоклазы превращены сплошь в глинистые и цоизитовидные образования, так что под микроскопом вы их видите почти совершенно непрозрачными, а в то же время моноклинные пироксены остаются или совершенно нетронутыми, или едва только измененными. Это с несомненностью указывает на эпимагматическую, а не поверхностную природу изменений.

236. Для моноклинных пироксенов указывается очень много разновидностей, – я отмечу только те, согласно нашей цели, которые встречаются чаще, чем остальные. Прежде всего **диопсид** $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Это чистый диопсид. Нередки примеси закиси железа; иногда небольшие количества глинозема. Коэффициент преломления для чистого диопсида по N_g – 1,694, по N_m – 1,671, по N_p – 1,664; двупреломление у диопсидов колеблется от 0,022, никогда не спускаясь ниже этой цифры, и до 0,032. Угол погасания от 36° для чистого диопсида до 48° в непрерывных изоморфных смесях с геденбергитом, причем угол этот повышается в зависимости от повышения содержания геденбергитовой молекулы. Угол оптических осей положительный – от 54 до 60° . Ясная дисперсия оптических осей – r больше o . Плоскость оптических осей совпадает с плоскостью второго пинакоида. [В некоторых случаях геденбергит бывает резко окрашен (см. п. 368).]

237. Для диопсида очень характерны удлиненно-призматические короткостолбчатые кристаллы и зерна, причем очень характерно их поперечное сечение; вы видите в таких сечениях сравнительно небольшое развитие плоскостей призм и большое развитие плоскостей пинакоидов, так что в поперечном разрезе получается (см. рис. 9, II) восьмиугольник, в котором четыре стороны заметно больше четырех других, между первыми расположенных, – это весьма характерное и, пожалуй, единственное надежное отличие под микроскопом диопсида, и вообще диопсидовых пироксенов, от авгита и авгитовых пироксенов (см. рис. 18, II).

238. Диопсид, как указывалось, может смешиваться во всех пропорциях с геденбергитом, т. е. с $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$. Коэффициенты преломления для чистого геденбергита будут $N_g = 1,757$, $N_m = 1,745$ и $N_p = 1,739$. В шлифе он иногда бывает, как и диопсид, слабо зеленоват и очень слабо плеохроирует. В то время как диопсид макроскопически иногда почти совершенно бесцветен или слабо-зеленоват, грязуо-зеленоват, чистый геденбергит макроскопически зелено-черный. Двупреломление характерно для геденбергита, а именно оно равно 0,018 для чистого геденбергита. Угол погасания для чистого геденбергита 48° Угол оптических осей около $+60^\circ$ Характерна очень для геденбергита наблюдающаяся иногда аномальная интерференционная окраска, и ее можно легко распознать указанным ранее (п. 212) способом, так как геденбергит в шлифе никогда не бывает густо окрашен. Диопсид с геденбергитом связан переходами, и это касается всех буквально их свойств, так что вы можете получить в указанных пределах все углы погасания и все величины двупреломления и т.д.

239. Следующая разновидность моноклинных пироксенов это энстатит-авгиты, или иначе магнезиальные диопсиды, или иначе пижониты. Раньше энстатит-авгиты называли салитами, но теперь название салит применяется для членов, промежуточных между диопсидом и геденбергитом. Правда, благодаря этому получается очень большая путаница. Энстатит-авгиты содержат CaO в пределах от 16 до 6%. Энстатит-авгиты в шлифах только в исключительных случаях могут быть слабо окрашены. Преломление по N_g колеблется от) 1,710 до 1,744; по N_p от 1,69 до 1,714. Двупреломление около 0,024; угол погасания 40° ; угол оптических осей положительный, как у всех слабо окрашенных пироксенов, и от 40° вплоть до 0° . Плоскость оптических осей, как у всех моноклинных пироксенов, есть плоскость второго пинакоида. Иногда плоскость оптических осей перпендикулярна к плоскости 2-го пинакоида. Энстатит-авгиты встречаются, как я уже указывал, не очень редко в диабазах. На федоровском столике они распознаются весьма просто измерением угла оптических осей. Он оказывается малым – 40° и меньше. Точно так же очень просто в соответствующих сечениях можно убедиться, что перед вами пижонит или энстатит-авгит, по интерференционной фигуре, дающей малый и положительный угол оптических осей, так что обе гиперболы находятся в пределах поля зрения. Энстатит-авгит в метаморфических породах не встречается.

240. Затем идет авгит, глиноземистый пироксен (см. выше, п. 229). Иногда он бывает окрашен в зеленовато-буроватый и красноватый топа, но плеохроирует очень слабо, и зеленоватый авгит весьма легко отличается от такого же гиперстена, во-первых, гораздо меньшей резкостью плеохроизма в шлифах и, во-вторых, тем, что по оси N_p у такого слабо плеохроирующего зеленого авгитового пироксена будет зеленая окраска, а у гиперстена всегда по оси N_p – окраска розовая. Я уже указал, что авгиты иногда совершенно не обнаруживают спайности ни микроскопически, ни макроскопически.

Двупреломление у авгитов никогда не бывает больше 0,025, и это может служить отличием от диопсидов, бедных геденбергитовой молекулой, потому что в промежуточных салитах, как можно судить по цифровым данным, двупреломление тоже равно 0,025. Угол погасания у авгитов в зависимости от примеси Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 (Ti_2O_3 ?) колеблется от 38 [обычно от 43°] до 55°; угол оптических осей такой же, как у диопсида. Ясная дисперсия – р и; для сильно железистого авгита дисперсия оптических осей будет $\rho < \nu$, и для этих сильных, железистых авгитов наблюдается иногда дисперсия осей эллипсоида. [Нередко наблюдается зональное строение.]

241. Жадеит – $NaAlSi_2O_6$. Я упоминаю здесь его не потому, что он часто встречающийся минерал, – это минерал очень редкий в чистом виде, но потому, что его молекулы входят в состав как диопсида, так и эгирина. Так что существует переход от жадеита с одной стороны – к диопсиду, с другой стороны – к эгирину. Молекулы жадеита, несомненно, находятся в некоторых авгитах. [В настоящее время выяснилось, что жадеит имеет более широкое распространение, чем это предполагалось ранее, в некоторых метаморфических породах. Для него приводятся следующие константы, несколько колеблющиеся в зависимости от содержания других компонентов: $Np = 1,640 - 1,648$, $Nm = 1,645 - 1,663$, $Ng - Np = 0,012 - 0,013$, $2V = +67^\circ$ до $+70^\circ$, $cNg = 33^\circ - 40^\circ$. Таким образом типичный жадеит можно отличить от диопсида по меньшему углу погасания, меньшему углу преломления и несколько меньшему показателю преломления. При нахождении крупных кристаллов или жадеитовой породы следует обратить внимание на более высокую твердость. Такие жадеитовые породы встречаются в некоторых массивах гипербазитов, например на Урале и в Восточном Саяне. Более широкое распространение как породообразующий минерал жадеит имеет в метаморфических породах с глаукофаном, лавсонитом, альбитом, а иногда также с кварцем. Иногда заполняет бывшие миндалины метаморфизованных основных эффузивов, образуясь за счет анальцима. В этих породах он нередко содержит примесь эгиринового компонента – хлоромеланит. При небольшом содержании эгиринового компонента двупреломление остается низким и появляются аномальные цвета интерференции, так что минерал легко спутать с клиноцоизитом и следует обращать внимание на пироксеновые углы погасания.]

242. Упомяну еще некоторые разновидности пироксенов, часто встречающиеся в литературе при описании.

Салиты – это разности, промежуточные между диопсидом и геденбергитом, и свойства их – промежуточные между свойствами этих двух крайних членов. Раньше салитами называли энстатит-авгиты.

243. Затем **диаллаг**. Диаллаг обыкновенно макроскопически коричневатый пироксен с металлическим блеском, обладающий тонкой отдельностью по 1-му пинакоиду. Эта отдельность иногда доходит до такой степени совершенства, что диаллаг можно с первого взгляда

принять за биотит. Такие диаллаги называются, по Е. С. Федорову, эрнитами. Угол оптических осей у диаллагов опускается до 47° . Иногда диаллагами называются вообще – и это надо считать совершенно правильным – все пироксены, и моноклинные и ромбические, с очень тонкой отдельностью по первому пинакоиду. Надо сказать, что диаллаги встречаются почти исключительно в глубинных породах.

244. Омфациты. Макроскопически омфациты имеют цвет незрелого винограда, зеленоватый; встречаются без кристаллографических ограничений исключительно в кристаллических сланцах и характерны для эклогитов. Микроскопически омфациты слабо зеленоваты. В составе омфацитов находится жадеитовая молекула.

245. Фассаит – это макроскопически луково-желтый или желто-зеленый авгит метаморфических известняков с очень сильной наклонной дисперсией оптических осей и дисперсией осей эллипсоида. Если он встречается в более или менее хорошо образованных кристаллах, то для него характерно совершенное отсутствие пинакоидальных граней. Байкалит – это темный, макроскопически грязнозеленый диопсид. Малаколит – это светло-зеленый, зеленовато-серый диопсид с хорошей отдельностью по третьему пинакоиду. Байкалит, малаколит и фассаит встречаются в метаморфических породах.

246. Моноклинные пироксены можно спутать с ромбическими (п. 223–5) и с оливином (п. 210). Затем со слабоокрашенным амфиболом, – отличие по углу между спайностями, который у роговых обманок не может быть больше 60° ; но иногда, не упустите этого из виду, и у моноклинных амфиболов и у моноклинных пироксенов наблюдается отдельность или спайность по второму пинакоиду, и может получиться другой угол между вторым пинакоидом и плоскостью призм, т. е. между двумя видными в шлифе трещинами спайности. Затем у амфиболов угол погасания (у тех, которые можно спутать с пироксенами) не больше 20° . У пироксенов, как мы видели, всегда больше 20° . Для амфиболов угол оптических осей отрицательный, но нужно быть осторожным с паргаситом, который едва ли совершенно определенно можно отличить от моноклинных пироксенов иначе, как точными методами.

247. Моноклинные пироксены можно спутать с эпидотами. Главное отличие, сразу бросающееся в глаза для тех, кто немного наметил глаз (см. п. 212), по аномальным интерференционным цветам эпидота, характерным резким цветам – желто-оранжевым, ярко-малиновым, зеленовато-синим и т.д. Эпидот, кроме того, в удлинённых зернах дает всегда прямое или очень близкое к прямому погасание, и у него удлинение может быть и положительным и отрицательным. Моноклинные пироксены по удлинению дают знак плюс и обыкновенно косое погасание, довольно большое, в зависимости от разреза. У моноклинных пироксенов угол между спайностями больше, чем у эпидотов, и в разрезах не может опуститься ниже 75° . У эпидотов угол между спайностями около 65° .

248. Диопсид от авгита можно в некоторых случаях совершенно определенно отличить по углу погасания, а именно, в ряду диопсид-геденбергит угол погасания не выше 48° . У некоторых авгитов угол погасания доходит до 55° . Затем по двупреломлению можно иногда отличить совершенно определенно, что у вас не авгит, а диопсид, у авгита двупреломление, по-видимому, не может быть выше 0,020, так что при $N_g - N_p = 0,027-0,030$ перед вами диопсидовый пироксен. Затем, как указывалось, авгитовый пироксен от диопсидового лучше всего (но, к сожалению, редко встречаются хорошие ограничения) отличать по формам в поперечных разрезах (см. рис. 19, II). Авгит макроскопически обыкновенно черный или зелено-черный, диопсид – зеленый, светло-зеленый, серовато-зеленый. Наконец, еще последнее отличие: у авгитов и у диопсидов, богатых геденбергитом, наблюдается иногда, даже в шлифах обычной толщины, дисперсия осей эллипсоида. У авгитов угол погасания для красной цвета меньше, а у диопсидов больше, чем для фиолетового.

Цоизит

249. Следующий минерал – цоизит $Ca_2Al_3 [OH]O [Si_2O_7] [SiO_4]$, обыкновенно наблюдается небольшое количество закиси и окиси железа, а также иногда марганец, магний, щелочи и в долях процента Cr_2O_3 . Сингония – ромбическая. Кристаллы – призматические, удлиненные, шестоватые, широкотаблитчатые; встречаются иногда правильные гексагональные разрезы, которые, в противоположность таковым же у апатитов, в скрещенных николях поляризуют; шестоватые агрегаты бывают и параллельные и расходяще-лучистые, временами давая настоящие сферокристаллы. Цоизит имеет удлинение плюс и минус. Погасание относительно ярко выраженного удлинения прямое или очень близкое к прямому. Спайность в шлифах наблюдается в виде нескольких параллельных трещин по первому пинакоиду; по третьему пинакоиду выражена обыкновенно в виде редких, одной-двух черточек. Двойников нет. В шлифах он бесцветен, за исключением марганцевой разности, встречающейся очень редко и имеющей розовый оттенок. Двупреломление колеблется от 3 до 7 тысячных. В некоторых разрезах наблюдается очень характерная для цоизита аномальная интерференционная окраска вследствие сильной дисперсии, т. е. получаются обычно нейтральтиново-синие, серо-синие, желтовато-буроватые, тусклые цвета интерференции, напоминающие цвета свежеразмазанных на белой бумаге чернил, синеватых (шведских) или красноватых (французских). Относительно оптических аномалий разрешите прибавить, что в некоторых сечениях цоизит не обнаруживает оптических аномалий; это надо иметь в виду. N_p колеблется от 1,696 до 1,700; N_g от 1,702 до 1,706. Угол оптических осей всегда положительный и колеблется в широких пределах – от 0 до 60° , причем увеличивается с увеличением количества железа, т.е. эпидотовых молекул.

250. Различают два цоизита только по ориентировке. По-видимому, ясной связи между генезисом породы и этими двумя

цоизитами альфа и бета не наблюдается, так как обе разности могут встречаться в одной и той же породе. Альфа-цоизитом называется такая разность, в которой N_g совпадает с первой кристаллографической осью, а N_m – со второй кристаллографической осью, причем $\rho \ll \nu$. В бета-цоизите [содержащем Fe_2O_3 до 5%], N_g совпадает с первой кристаллографической осью, N_m – с третьей кристаллографической осью, и дисперсия имеет обратный характер $\rho > \nu$.

251. Цоизит – типичный эпимагматический минерал. В качестве эпимагматического минерала он встречается в так называемых сосюритах (п. 125), где вместе с эпидотом образует главную массу превратившихся в сосюрит плагиоклазов. Вследствие высокого преломления этих эпидотовых минералов, сосюрит, в отличие от смесей серицитовых, имеет в проходящем свете буроватый оттенок и тем отличается от серицитизированных нацело плагиоклазов. Это типичный минерал для зеленых сланцев; встречается также в кристаллических сланцах и в контактово-метаморфических породах. Это очень стойкий минерал.

252. Спутать его можно с апатитом (см. п. 154), с мелилитом (см. п. 164), с везувианом. Везувиан отрицательный; преломление у везувиана больше во всех направлениях; у везувиана в шлифах не наблюдается такой ясной спайности, так что как бы резки ни навались аномалии цветов интерференции, если в минерале наблюдается такая спайность, то это не везувиан; наконец, у везувиана наблюдается очень резкая аномалия в интерференционных цветах и, кроме того, очень резкие разделения на поля (см. везувиан, п. 257); таких резких разделений на поля у цоизита не наблюдается.

253. От эпидота отличается главным образом по двупреломлению, что сразу бросается в глаза в скрещенных николях; затем, по преломлению (точной его цифре) и по углу оптических осей, который у эпидота отрицательный, а если положителен, то очень велик – около 90° ; кроме того, цоизит – минерал ромбический, эпидот – моноклинный. Можно спутать цоизит с клиноцоизитом, но у клиноцоизита интерференционные цвета в шлифах нормальной толщины обыкновенно желтоватые и оранжево-желтые, а у цоизита цвета интерференции не выше беловато-сероватых в крайнем случае. Кроме того, у клиноцоизита $+2V$ около $+80^\circ$, т. е. заметно выше. И, наконец, от клиноцоизита цоизит отличается по поведению спайности в различных разрезах – клиноцоизит моноклинной сингонии, а цоизит ромбический.

[Нужно иметь в виду, что цоизит – минерал гораздо более редкий, чем клиноцоизит-эпидот и часто определяется ошибочно. Очень часто один и тот же минерал в шлифе получает два названия; зерна с более высокими цветами интерференции правильно называют эпидотом или клиноцоизитом, а разрезы близкие к изотропным, для которых у эпидота наблюдаются те же чернильные аномальные цвета как у цоизита, принимают за цоизит. Следует рекомендовать при находках цоизита обязательно проверять угол оптических осей.]

Эпидот

254. Следующий минерал—эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{OH}]\text{O} [\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$. Наблюдается иногда некоторое количество магния и закиси марганца. Густо окрашенные в шлифе в малиновые и желтовато-малиновые цвета, марганцовые эпидоты называются пьемонтитами. Есть еще редкоземельные или цериевые эпидоты, но они так густо окрашены, что мы их рассмотрим в разделе окрашенных минералов. Переход от эпидота к клиноцоизиту совершается очень постепенно; в минерале клиноцоизите к цоизиту присоединяется эпидотовая молекула в количестве не больше 10%; составы с большим количеством этой молекулы представляют уже эпидот. Оптические свойства можно грубо связать с составом следующим образом (Malmquist):

Fe_2O_3	$N_g - N_p$	$2V$
0	0,005	+66°
3,2	0,006	+82°
6,6	0,010	+89°
11,2	0,011	-86,5°
19,8	0,029	-80°
28,1	0,047	-73°
36,9	0,050	-69°

Клиноцоизит и эпидот — моноклинной сингонии. Они дают таблички, вытянутые параллельно Nm . В шестиугольных разрезах, подобно цоизиту, они поляризуют. Бывают шестоватые, радиальнолучистые эпидоты и клиноцоизиты, и встречаются они также в виде сферокристаллов. Спайность по первому пинакоиду хуже и дает немногочисленные короткие трещинки в разрезах; спайность по третьему пинакоиду выражена отчетливо, причем угол между этими спайностями равен 65° , вернее, около 65° , что не позволяет смешать эпидоты с очень подобными и похожими на них моноклинными пироксенами в тех местах, где наблюдаются эти две спайности. Двойники в породообразующих минералах этой группы наблюдаются сравнительно редко и имеют двойниковые плоскости по третьему пинакоиду, реже по первому пинакоиду. Бесцветен. В шлифах некоторые эпидоты бывают окрашены в фисташково-зеленый, желто-зеленый, зеленовато-желтый цвет, причем ясно плеохроируют. Недавно отмечены отчетливо-зеленые в шлифах эпидоты, которые следовало бы отнести уже к окрашенным минералам.

255. Двупреломление от 0,010 до 0,015 у клиноцоизита и до 0,051 у эпидота, причем имеются все переходы между клиноцоизитом и эпидотом, так что имеются и все между указанными пределами величины двупреломления. Характерно, что иногда в одних и тех же зернах различные участки дают различную величину двупреломления. Очень характерна для эпидотовых минералов аномальная интерференционная окраска, но последняя очень резко отличается от нормальной только для слабо двупреломляющего цоизита (п. 249).

у клиноцоизита она уже не так заметна (густые желтые и оранжевожелтые цвета), а для легкого улавливания аномальной окраски эпидота необходим некоторый навык – см. п. 212. Угол оптических осей для эпидотов отрицательный, от -68° и приблизительно до $+90^\circ$. У клиноцоизитов угол оптических осей положительный, $+80$ до 85° . У эпидотов преломление колеблется в следующих пределах: по меньшей оси – от 1,71, до 1,73; по большей оси от 1,72 до 1,78. У клиноцоизита по меньшей оси – 1,725 и по большей оси – 1,735. Это очень стойкий минерал; как и цоизит, подвергается изменениям только вследствие поствулканических процессов; поэтому нередко наблюдается и в песчаниках и в кристаллических сланцах и является нередким минералом в тяжелых порциях осадочных пород. Но оба эти минерала типичные эпимагматические, так как во вмещающих изверженных породах никогда не встречаются в первичном виде. У всех минералов эпидотовой группы в одних и тех же шлифах наблюдаются различные составы. Эпидот бывает также пневматолитическим, контактовым, гидротермальным минералом, встречается в кристаллических сланцах; особенно характерен для так называемых зеленых и хлоритовых сланцев и филлитов; часто встречается в амфиболовых сланцах и амфиболитах. Является вместе с альбитом, частью с серицитом, кальцитом, главной составной частью сосюритизированных плагиоклазов. Эпидот часто наблюдается в виде непрозрачных или полупрозрачных землистых продуктов в трещинах спайности хлоритизированных биотитов, иногда, вследствие разъедания биотита, образуя в последнем более или менее толстые линзы. Иногда вместо эпидота или наряду с ним бывает здесь и сфен.

256. Эпидот можно спутать с моноклинным пироксеном (см. л. 247), с оливином (п. 212) и с везувианом, но везувиан одноосный отрицательный, и двупреломление его гораздо меньше; у везувиана также гораздо более резкое разделение на поля при более же резко выраженной аномалии в интерференционной окраске, и везувиан один из тех минералов, которые часто встречаются в хорошо образованных кристаллах.

256а. В последнее время выяснилось широкое распространение еще одного минерала группы эпидота – лотрита, или пумпеллиита. Хотя название «лотрит» (1900) имеет приоритет (см. В. С. Соболев. Мин. сборн. Львов, геол. общ., I, 1947), более позднее название – пумпеллиит, ошибочно данное уже ранее описанному минералу, является по существу общепринятым в литературе. По своему химическому составу он отличается большим содержанием воды, отвечая приблизительно формуле $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_2(\text{Mg,Fe})(\text{OH})_3[\text{SiO}_4] \cdot [\text{Si}_2\text{O}_7]$. Сейчас известны все члены ряда от почти не содержащих железа до почти чисто железистых разновидностей. Наиболее распространенными являются члены ряда, сравнительно бедные железом. Сингония моноклиная. Волокнистый или таблитчатый, и нередко в лучистых и микрозернистых агрегатах, с совершенной спайностью по (001) и несовершенной по (100). Двойники по (001). Оптические свойства Меняются с изменением состава. У обычного лотрита N_p от 1,678 до 1,703, N_m от 1,681 до 1,716,

N_g от 1,688 до 1,721, $N_g - N_p = 0,010-0,025$, реже выше. Очень сильная дисперсия угла оптических осей и положения эллипсоида, в связи с чем в некоторых разрезах вместо погасания наблюдается появление аномальной фиолетово-синей окраски. Плоскость оптических осей обычно параллельна (010), в некоторых разностях перпендикулярна, а N_g от 4 до 32°. Знак удлинения обычно минус, $2V$ положительный (от 40 до 80°). В тонковолокнистых агрегатах в метаморфических сланцах обычно очень беден железом и часто совершенно бесцветен. В миндаликах и псевдоморфозах по плагиоклазу и другим минералам обычно с более высоким содержанием железа, окрашен и тогда резко плеохроирует. Чаще всего синевато-зеленый по Nm и почти бесцветный и желтоватый по N_g и N_p , реже бурый, также с максимальной абсорбцией по Nm , нередко наблюдается зональность окраски. Очень редкий весьма железистый лотрит, описан В. В. Золотухиным и др. (Докл. АН СССР, 1965, т. 165) из Норильска, а крайний железистый член ряда – юлголдит – из Швеции (P. Moore, Lithos, 1971, v. 4, № 2). Показатели преломления $N_g = 1,836$, $N_g - N_p = 0,060$, резкий плеохроизм, N_p – светло-бурый, Nm – буро-зеленый, N_g изумрудно-зеленый.

Встречается лотрит (пумпеллит) в низкотемпературных метаморфических сланцах (зеленых и глаукофановых), нередко с лавсонитом, хлоритом, а также в зеленокаменных породах, как продукт замещения плагиоклаза и в миндаликах, реже в скарнах, еще реже как эпимагматический минерал в гранитах (линзочки в биотите). Особенно широко распространен на Урале и Дальнем Востоке.

Спутать его можно с хлоритом, актинолитом, иногда с клиноцоизитом. От актинолита отличается преимущественно отрицательным знаком удлинения, дисперсией погасания, от хлорита большим показателем преломления и опять-таки дисперсией погасания, а также характером агрегатов. От клиноцоизита легко отличаются только окрашенные, особенно зеленые, лотриты.

Кроме указанной выше литературы и справочников см. также статьи Д. С. Коржинского и В. А. Заварицкого, Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.

2566. Лавсонит – $CaAl_2(OH)_2 \cdot Si_2O_7 \cdot H_2O$, ромбический. Кристаллы призматические, а также таблитчатые, нередко характерны ромбовидные прямоугольные разрезы, спайность совершенная по (010), (001) и несовершенная отдельность по (110). Двойники по (110) простые и полисинтетические, перекрещивающиеся под углом 67°, реже двойники с тем же швом, но по осевому закону. $N_p = 1,675$, $Nm = 1,674$, $N_g = 1,684$, $N_g - N_p = 0,019$, $2V$ от 62 до 84°. Минерал бесцветный, но в толстых пластинах обладает характерной голубой окраской по N_p .

Лавсонит ранее считался очень редким минералом и в СССР впервые был описан В. Н. Лодочниковым на Урале (Изв. АН СССР, серия геол., 1941). Однако позднейшие исследования показали, что этот минерал широко распространен в низкотемпературных

метаморфических сланцах, образовавшихся при высоких давлениях, – глаукофановых сланцах и некоторых зеленых сланцах. Встречается с хлоритом, альбитом, глаукофаном, также с гранатом, эпидотом, пумпеллитом, жадеитом. Известен на Урале, в Восточном Казахстане, Туве и Западном Саяне, на Камчатке, Сахалине и других местах.

Лодочников в своем очерке дает следующие рекомендации по диагностике минералов: «Лавсонит очень легко смешать с клиноцоизитом и пренитом». Первый встречается в тех же ассоциациях. «Резкое отличие наблюдается в том случае, если имеются формы и двойники по призме у лавсонита или аномальная интерференционная окраска у вторых минералов. Если не видно перекрещивающихся полисинтетических двойников даже на федоровском столике при всевозможных его наклонах, то следует заказать толстый шлиф и наблюдать характерный плеохроизм лавсонита; если же и при этом последний не наблюдается, то надо обратиться к иммерсии: у лавсонита коэффициенты преломления заметно больше, чем у пренита, и гораздо меньше, чем у минералов эпидотовой группы.

От скаполитов, замещающих иногда плагиоклазы габбровых пород, лавсонит легко отличается резкой двуосностью и знаком, и от андалузита, дающего подобные разрезы, – прежде всего ассоциацией, затем более отчетливо выраженной призматической спайностью андалузита, его знаком и углом, а также заметно меньшим его преломлением.

Следует быть очень внимательным, чтобы не принять лавсонит за клиноцоизит в свите зеленокаменных пород, особенно глаукофановых. Вероятно, минерал здесь распространеннее, чем это принято думать». Последнее предположение блестяще подтвердилось, вследствие чего рассмотрение этого минерала и включено в предлагаемое руководство.

[К вопросам диагностики следует лишь добавить, что в глаукофаносодержащих породах мелкозернистый лавсонит большей частью не обнаруживает двойников и, следовательно, не удастся использовать этот характерный признак. Здесь невозможно также наблюдать окраску в толстых препаратах, так как зерна будут в них перекрывать друг друга. В то же время в этих породах наблюдается другой характерный признак – прямоугольные до игольчатых разрезы с субпараллельной ориентировкой, с прямым погасанием и поперечной спайностью. Необходимо, чтобы при проведении занятий были показаны как шлифы с характерными разрезами лавсонита и с хорошим двойникованием, так и тонкозернистые агрегаты, которые можно рассматривать лишь при больших увеличениях.]

Везувиан

257. Следующий минерал **везувиан**. [По химическому составу он похож на гроссуляр, но формула гораздо сложнее: $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg,Fe})_2(\text{OH,F})_4\text{Si}_9\text{O}_{34}$. Иногда также присутствует бор,

бериллий, щелочи, титан. В серпентинитах и гипербазитах вместо алюминия в небольших количествах хром.] Сингония – тетрагональная. Дает короткостолбчатые и короткошестоватые агрегаты, иногда также в зернах. Часто даже в породах образует прекрасные кристаллы. Почти всегда одноосный и отрицательный, исключительно редко положительный; удлинение одинаково со знаком минерала, т. е. у обыкновенного везувиана отрицательное. Спайность не характерна, но бывает. Двойники в шлифах отсутствуют. В шлифах обычно везувиан совершенно бесцветен. Но бывает буроватый, зеленоватый, желтоватый, редко голубоватый и розоватый оттенок, причем это все очень плохо заметные оттенки, кроме, может быть, буроватых и зеленоватых. Двупреломление от 0,001 до 0,006. Весьма характерна для везувиана аномальная интерференционная окраска, так как везувиан имеет незначительное двупреломление. Эта окраска всегда тусклая, но для везувиана бывает густая синяя, затем грязная оливково-зеленая, буроватая, буровато-сиреневая, причем весьма характерно для везувиана, что вы иногда в скрещенных николях наблюдаете различную окраску в различных местах одного и того же хорошо ограниченного кристалла. Иногда одна окраска постепенно и незаметно переходит в другую; нередко намечается также ясное и симметричное разделение на поля; местами получается фигура песочных часов; иногда интерференционная окраска распределяется зонально, параллельно ограничениям кристалла и т.д. Аномальная интерференционная окраска для низко- двупреломляющих минералов очень хорошо наблюдается в параллельных николях.

Все различия в интерференционной окраске, иногда мало заметные в скрещенных николях, очень резко бросаются в глаза в параллельных николях, благодаря тому, что цвета интерференции при небольшой разности хода в параллельных николях очень ярки и гораздо быстрее изменяются, чем при скрещенных николях. На это обращал внимание Е. С. Федоров.

258. Преломление у везувиана по оси N_g от 1,705 до 1,732. По оси N_p – от 1,701 до 1,726. Это – стойкий минерал. Продукты его изменения неизвестны. Это – типичный контактово-метаморфический минерал, встречающийся в кристаллических известняках. В кристаллических сланцах везувиан очень редок. В контактово-метаморфических, богатых известью породах он встречается вместе с гранатами, диопсидами, эпидотами и т.д. Не очень редок в связи с серпентинитами.

259. Можно спутать везувиан с топазом (п. 148), андалузитом (п. 160), с цоизитом (см. п. 252) и с мелилитом (см. п. 165). У мелилита заметно меньше преломление, и от мелилита везувиан можно отличить иногда только по преломлению, если не руководствоваться явлениями ассоциации минералов. Мелилит встречается с большим количеством моноклинных пироксенов и оливинов. У мелилита иногда удлинение бывает положительное, у обычного везувиана – удлинение всегда отрицательно. Можно иногда спутать везувиан

со слабой аномалией с апатитом (п. 155). Здесь отличие опять-таки по преломлению, причем при определении преломления можно руководиться, конечно, стыками минералов.

Дистен

260. Затем следующий минерал дистен, или кианит, – это химический аналог андалузита и силлиманита с формулой $\text{Al}_2\text{SiO}_5^1$, иногда с примесью Fe_2O_3 . [Уже давно в дистене обнаружена также примесь Cr_2O_3 до 1,5%. Последнее время в особых условиях – ксенолитах из кимберлитовых трубок – Н. В. Соболев обнаружил дистены с содержанием Cr_2O_3 до 15% и с показателем преломления более 1,78.] Дистен – минерал триклинный. Зерна и кристаллы столбчатые или призматические. Удлинение чаще положительное, в отличие от андалузита, но может быть и отрицательным в разрезах шлифов. Спайность очень характерна для него – совершенная по первому пинакоиду, отчетливая иногда по второму пинакоиду; и наблюдается также отдельность по третьему пинакоиду.

261. Так как этот минерал триклинный, то неудивительно, что у него очень часто образуются двойники и притом иногда полисинтетические. Мы можем эти двойники называть так же, как называются двойники плагиоклазов, и тогда можно сказать, что у дистена наблюдаются двойники карлсбадские, периклиновые, затем двойники по сложной форме (212). Возможны и другие законы, аналогичные плагиоклазовым.

262. Дистен в шлифе обычно бесцветный, иногда слабо голубоват, и такой голубоватый дистен, в связи с высоким преломлением, можно легко идентифицировать в проходящем свете, так как никакого другого минерала, голубоватого в шлифе и с большим рельефом, у нас нет. [Голубой хлоритоид обычно отчетливо плеохроирует.] Надо также иметь в виду, что иногда дистен так переполняется включениями (ставролит, гранат, силлиманит, рутил, мусковит), что становится полупрозрачным. Двупреломление у дистена колеблется от 0,012 до 0,016. Угол оптических осей отрицательный и большой – около 80° . Наиболее характерным для дистена является то, что ось N_p почти перпендикулярна к совершенной спайности дистена. [Таким образом в сечениях с хорошо выраженной отчетливой спайностью погасание почти прямое и удлинение положительное; в сечениях параллельных (100),

¹ Ранее предполагали, что дистен, в противоположность андалузиту и силлиманиту, метасиликат $(\text{AlO})_2\text{SiO}_3$. Рентгенографические исследования показывают, однако, что и дистен скорее всего ортосиликат $(\text{AlO})\text{AlSiO}_4$. [Исследование структуры показало, что все три минерала, т. е. дистен, андалузит и силлиманит, являются ортосиликатами, так как в их решетке находятся изолированные тетраэдры $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Главное отличие этих минералов – разная координация Al. В дистене весь алюминий окружен шестью атомами кислорода, в андалузите один атом Al – пятью, а в силлиманите, подобно кремнию, четырьмя атомами O. Подробности см. Н. В. Белов. Структура ионных кристаллов и металлических фаз, 1947].

где спайность выражена очень плохо, погасание косое и удлинение отрицательное.] Коэффициент преломления по малой оси от 1,713 до 1,717 и по большой оси – от 1,728 до 1,729. Дистен, в противоположность андалузиту, довольно стойкий минерал и не так легко превращается в слюды, как андалузит. Замечено его превращение в мусковит. Затем он сам иногда дает псевдоморфозы по андалузиту. Очень характерный минерал для кристаллических сланцев. Образует включения в гранатах эклогитов; встречается здесь также в виде отдельных зерен. Встречается в амфиболитах и гранулитах часто с такими минералами – характерными точно так же для кристаллических сланцев – как ставролит, гранат, рутил, андалузит и силлиманит; последние два, как отмечалось, совершенно одинаковы с ним по химическому составу. Очень редко дистен бывает контактовым минералом. В изверженных породах как магматический минерал не встречается. Не очень редко в кристаллических сланцах дистен находится наряду с силлиманитом и андалузитом. Это говорит за то, что кристаллические сланцы далеко не представляют собой такой равновесной системы, как это нередко утверждают. [В последние десятилетия широкое развитие получил метод парагенетического анализа кристаллических сланцев, основанный на принципе равновесия или «мозаичного равновесия» (Д. С. Коржинский). Большой накопленный материал показывает, что здесь действительно имеются закономерности, связывающие минеральный состав породы с ее химическим составом и условиями образования. Вместе с тем нередко наблюдается наложение разных стадий метаморфизма с сохранением реликтов ранних парагенезисов, чаще всего более высокотемпературных минералов, не полностью замещенных в новую стадию при изменении условий. Существование в одной породе рассматриваемых трех минералов или пар из них отчасти объясняется наложением, отчасти тем, что условия метаморфизма близки к пограничной линии двухфазового равновесия или тройной точке диаграммы состояния.]

Экспериментальные исследования показали, что силлиманит является характерным минералом для высоких температур ($T > 600^\circ$) и средних давлений (для тройной точки $P = 5-6$ кбар). Андалузит образуется вместо силлиманита при понижении давления или температуры, а дистен, как наиболее плотный минерал, образуется вместо андалузита и силлиманита при более высоких давлениях, причем (обратно превращению силлиманит – андалузит) чем выше температура, тем выше нужно давление для образования дистена. Хотя экспериментальное изучение этой системы представляло значительную трудность и вследствие этого в течение ряда лет положение как пограничной кривой, так и тройной точки претерпели значительные изменения, сейчас диаграмма состояния этой системы кладется в основу определения условий метаморфизма. Подробнее смотреть Н. Л. Добрецов и др., Фации метаморфизма. Недра, М., 1970.]

263. Дистен очень характерный минерал в том отношении, что при своем высоком рельефе он обнаруживает многочисленные – в разных направлениях – трещины спайности. Полисинтетические двойники

очень характерны; они не позволяют в связи с высоким преломлением дистена спутать его с каким-либо другим минералом. В частности, от андалузита дистен отличается своим частым положительным удлинением. У андалузита удлинение отрицательное. Дистен отличается также своим высоким рельефом. У андалузита рельеф соответствует его преломлению – 1,64. У дистена, как видите, больший показатель – около 1,73. Кроме того, дистен никогда не бывает окрашен в шлифе в мясо-розовый цвет, который иногда бывает у андалузита; у андалузита полисинтетических двойников не бывает.

264. От сходного в некотором отношении силлиманита дистен отличается гораздо меньшим двупреломлением, что заметно бросается в глаза. У силлиманита двупреломление выше 0,020. а у дистена не выше 0,016. Затем силлиманит не образует таких двойников, и перекрещивающейся системы трещин спайностей в нем также не бывает.

Наконец, в эту же группу следовало бы отнести бесцветный в шлифах ставролит, который, однако, несравненно чаще бывает в шлифах окрашен, почему и рассматривается в пп. 379–80.

7-я группа; n около 1,8 и больше

265. Остальные бесцветные минералы отнесем все в седьмую группу, хотя здесь будут находиться такие минералы, которые можно было бы оставить еще в 6-й группе. В 7-й группе рельеф и ограничения очень резкие. Шагреневая поверхность очень резкая и даже чересчур резкая. Преломление большое – 1,78 и выше. На стр. 168–169 представлена сводная табличка этой группы.

Гранаты

266. Гранаты с общей формулой $R_3^{2+}R_2^{3+}[SiO_4]_3$; двухатомные элементы – магний, кальций, марганец и железо; трехатомные – алюминий, железо, реже титан и хром; иногда в некоторых гранатах кремнезем замещается окисью титана TiO_2 , дитрехокись титана Ti_2O_3 замещает также соответственные окислы железа и алюминия. Сингония – кубическая. Этот минерал наблюдается наиболее часто в хорошо образованных кристаллах, именно в ромбических додекаэдрах, которые, вследствие постоянного присутствия в гранатах, называются гранатоэдрами; реже наблюдаются тетрагонтриоктаэдры и комбинации этих двух форм, а октаэдры встречаются у гранатов чрезвычайно редко. Гранат встречается большей частью в хорошо образованных кристаллах; если этого нет, то в сравнительно хорошо образованных изометрических зернах, но иногда в кристаллических сланцах, образует сплошной скелет, переполненный включениями других минералов, и имеет иногда в кристаллических сланцах совершенно неправильные ограничения с углубленными каналами, вдающимися в тело минерала, и т.д. Спайность в шлифах в гранатах не наблюдается,

или она во всяком случае проявляется исключительно редко и не характерна. Двойники в аномальных гранатах полисинтетические в разрезах пересекающиеся под разными углами в зависимости от плоскости разрезов, причем систем двойниковых полос бывает обычно более двух. Такие двойники встречаются довольно часто в аномальных гранатах и чаще всего, если не исключительно, они встречаются в метаморфических породах. Вообще в шлифе гранат редко бывает совершенно бесцветен (обыкновенно гроссуляр), большей же частью гранат окрашен в шлифах очень слабо, и эта окраска должна быть идиохроматичной, т.е. зависеть от молекулярного строения минерала. Большею частью это розоватый и буроватый цвет, редко ясно розовый цвет. Только один меланит, т. е. титансодержащий андрадит, бывает в шлифе густо окрашен в бурый и красно-бурый цвет. Зеленая или, вернее, очень слабая зеленоватая окраска или оттенок в гранатах почти никогда не наблюдается. В породобразующих гранатах зеленая окраска совсем не наблюдается в шлифах, так что зеленоватые высокопреломляющие изотропные минералы можно относить в шлифах не к гранатам, а к шпинелям.

267. Для гранатов, в особенности в контактово-метаморфических породах, часто наблюдаются оптические аномалии, выражающиеся в том, что этот кубический минерал, который должен быть изотропным, в скрещенных николях, поляризует, давая при этом в шлифах нормальной толщины серый цвет интерференции. В изверженных породах аномалии гранатов почти не встречаются, если исключить меланит, у которого, вследствие густой окраски, аномалию трудно заметить. Замечено, что оптические аномалии в гранатах связаны с формой их проявления, а также, конечно, и с зональным строением этих минералов. [Аномалии свойственны исключительно известковым гранатам (ряд гроссуляр – андрадит) и притом кристаллизовавшимся при температуре ниже 750°: при нагревании выше этой температуры аномалии исчезают. Иногда в шлифах хорошо видно, как изотропный гранат переходит в анизотропный с двойниковыми полосами при перекристаллизации вдоль трещин, проходящих через несколько кристаллов.]

268. Гранаты – это минералы, характерные для контактово-метаморфических пород и кристаллических сланцев. Магнезиальные гранаты и кальциево-железистые гранаты с титаном (меланиты) встречаются в изверженных породах. В контактовых породах прекрасно образованные кристаллы гранатов обычно содержат многочисленные включения различных минералов. Несомненно также, что гранаты могут быть пневматолитического происхождения. Гранаты очень стойкие минералы, так как изменяются только под влиянием сильных эпимагматических процессов, причем превращение может идти в хлорит, биотит, иногда альбит и вообще плагиоклазы, амфибол и т.д.

269. Гранат можно спутать с опалом (см. п. 23), с флюоритом (см. п. 26), со стеклом или палагонитом. Отличие здесь по преломлению;

у стекла преломление не более 1,615, у палагонита никогда не достигает 1,7, у всех гранатов преломления больше 1,7. Гранат можно спутать со шпинелью, именно с бурой шпинелью, густо окрашенной, можно спутать бурый, густо же окрашенный гранат – мелинит; но обыкновенно меланит встречается в изверженных породах и здесь он имеет хорошо ограниченные формы, дающие часто в разрезах шестиугольники, а шпинель такой правильной шестиугольной формы дать не может – шпинель дает обыкновенно треугольные, четырехугольные разрезы, иногда пластинки со входящими углами. Если же в разрезах наблюдаются совершенно неправильные формы и нет никаких оснований, которые бы заставляли предполагать в данной породе, скорее, один минерал, чем другой, то отличие таких бурых гранатов от шпинели может быть проведено только химическим путем – в шпинели кремнекислота отсутствует. Некоторые меланиты можно смешать с хромитами, но от хромитов меланиты отличаются меньшим показателем преломления – у хромитов он равен 2,07 и больше.

270. Разновидность гранатов – пироп, магнезиально-глиноземистый – $Mg_3Al_2 [SiO_4]_3$. В шлифах пироп или красновато-буроватый, или красноватый. Оптических аномалий пироп не обнаруживает. Он представляет собой самый низкопреломляющий гранат, чем и характерен. Преломление у пироба – 1,705. [Он образует с алмандином непрерывный изоморфный ряд и при замене Mg^{2+} на Fe^{2+} показатель преломления, как всегда, непрерывно повышается]. Этот гранат встречается как первичный минерал в перидотитах, в происшедших из последних серпентинитах, а также – из кристаллических сланцев – в эклогитах. Некоторые утверждают, что гранаты имеют здесь состав пироба или, во всяком случае, пироповая молекула преобладает над остальными молекулами в составе этого граната. Около пироба наблюдаются так называемые келифитовые оболочки, являющиеся продуктом взаимодействия с соседними минералами. В келифитовых оболочках почти всегда присутствует пироксен и шпинель, а также нередко наблюдается амфибол и плагиоклаз. Келифитовые оболочки имеют радиальнолучистое строение, причем лучи стоят обычно перпендикулярно к поверхности облекаемых гранатов.

[Экспериментальные исследования показали в соответствии с ожиданиями многих петрографов, что пироп может образовываться лишь при высоких давлениях, превышающих 15–20 кбар. Повышение давления благоприятствует значительному расширению вариаций состава гранатов, прежде всего за счет увеличения содержания в них пиропового компонента. Особенно это бросается в глаза при исследовании глубинных пород, вынесенных из земной мантии при образовании кимберлитовых трубок, в частности гранатов, включенных в алмазы, и, следовательно, образовавшихся при $P > 50$ кбар. Здесь появляются также своеобразные магнезиальные гранаты, богатые хромом, в которых содержание так называемого кноррингита $Mg_3Cr_2 [SiO_4]_3$ достигает 50%. У большинства исследователей

Название	Сингония и формы	Спайность	Двойники
44. Гранаты 266–277 $R_3''R_2'''[SiO_4]_3$ п. 266	Кубическая. Хорошие кристаллы (110), (211) и комбинации последних; зерна иногда неправильные и скелетные	Нет	Полисинтетические несколько систем двойниковых полос
45. Шпинель 378–80 $R''O.R_2'''O_8$ п. 378	Кубическая. Октаэдры; зерна, часто неправильные	Нет (как исключение)	(111) только по входящим углам
Фаялит 208–9; сидерит 195,			
46. Ксенотим 279–80 YPO_4	Тетрагональная. Кристаллы призматические и бипирамидальные	(110) ясная	(101)
47. Монацит 282–3 (Ce, La, Di) PO_4	Моноклинная. Удлиненные таблички, зерна	(100) и (010) $\angle 90^\circ$; отд. по (001)	(100) не редко
48. Циркон 287–91 $ZrSiO_4$	Тетрагональная. Короткие столб., длинно-призматические, очень редко бипирамид.	Нет; в крупных кристаллах (по HO)	Нет в шлифах
49. Сфен 295–297 $CaTiOSiO_4$	Моноклинная. Конвертообразные, редко призматические, часто неправильные зерна, агрегаты	(110) в шлифах не часто	(001) нередко; иногда полисинтетические
50. Касситерит 301–2 SnO_2 , или оловянный камень	Тетрагональная. Призмы, иглы, бипирамиды, зерна	Иногда (100)	Коленчатые сердцевидные полисинтетические

не вызывает сомнения, что гранаты играют существенную роль в породах земной мантии. [Подробнее см. Н. В. Соболев и др. Хромовые пиропы из алмазов Якутии. Докл. АН СССР, т. 189, № 1, 1969.]

271. Следующая разновидность – это альмандин – железоглиноземистый гранат (в пиропе нужно магний заменить закисью железа) – $Fe_3Al_2 [SiO_4]_3$. Цвет почти такой же, как у пироба, и так же, как пироп, оптических аномалий не обнаруживает. Преломление чистого альмандина 1,83 [и понижается при содержании Mg]. Альмандин встречается в гранитах, вероятнее всего, как чуждый первоначальной магме эндоконтактовый минерал; част также в гнейсах, в кристаллических сланцах, гранулитах и кинцигитах. [Встречен также в виде вкрапленников в стекловатом липарито-даците в Закарпатской области, т. е. несомненно может быть первичным,

<u>Преломление и ориентировка</u>	<u>Дву- ломление в тысячных</u>	2V	<u>Диагностика</u>
44. Пироп–1,705 Альмандин – 1,83 Спессартин – 1,80 Гроссуляр –1,735 Андрадит–1,895 Меланит – 1,94–2,01 45. 1,75–2,005			Опал 23 Флюорит 26 Стекло и палагонит 269 Шпинель 269 Хромит 269 Разновидности 270–6 Разновидности 378–80 Гранит 380 Хромит 380
190; родохрозит 195; смитсонит 196			
46. $N_m = 1,721$ $N_g = 1,815$	ок. 95	+0°	Циркон 280 Монацит 281
47. $N_p = 1,786–1,800$ $N_g = 1,844$ $N_m \perp(100), cN_g - 2^\circ–6,5$	48 до 55	+7° до +22°	Циркон 284 Оливин 285 Ксенотим 281–4 Касситерит 303
48. $N_m = 1,923–1,96 = 1,968–2,01$	44 до 62	+0° до +10°	Апатит 292 Сфен 293 Дюмортьерит 294
49. $N_p = 1,887 = 2,009$	ок. 150	+20° до +32°	Кальцит 188, 298 Ангидрит 299 Касситерит 300 Ксенотим 280 Циркон 293
50. $N_g = 2,08–2,09$ $N_m–1,98–2,01$	97 до 107	+0° до +5°	Рутил 336 Монацит 336 Циркон 336 Ксенотим 336

магматическим минералом.] Встречаются кинциты и у нас в Украинской кристаллической полосе – это гнейсы, происшедшие из осадочных пород, содержащие много альмандина и кордиерита. Затем альмандин встречается часто в контактово-метаморфических породах.

272. Следующая разновидность – **спессартин** – $Mn_3Al_2(SiO_4)_8$. Преломление спессартина – близкое к альмандину – 1,800. Спессартин образует непрерывный ряд с альмандином; бывает пневматолитическим минералом, встречается в пегматитах, в метаморфических породах, в гранитах. Это, вероятно, опять-таки эндоконтактовый минерал.

273. Гроссуляр – $Ca_3Al_2[SiO_4]_8$ – известково-глиноземистый гранат. В шлифах гроссуляр обыкновенно совершенно бесцветен, нередко обнаруживает оптические аномалии; после пироба это

наименее преломляющий из гранатов – 1,735. [Образует непрерывный изоморфный ряд с андрадитом, причем при замене Al^{3+} на Fe^{3+} показатель быстро повышается – сравнить эпидот.] Встречаетсяgrossуляр в контактово-метаморфических породах, богатых кальцием и алюминием, в кристаллических сланцах и серпентинитах, легко отличим по преломлению, так как наряду с пиропом это один из наименее преломляющих гранатов, причем пироп заметно в шлифе окрашен, а grossуляр почти бесцветен, так что в этом отношении их спутать нельзя.

274. Андрадит представляет собой известково-железистый гранат – $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$. Нередко обнаруживает оптические аномалии. В шлифах слабо окрашен; преломление очень высокое – 1,895. [И понижается от содержания Al_2O_3 .] Андрадит очень характерный контактовый гранат. В контактовых гранато-пироксеновых породах (так называемых скарнах) он встречается с известковожелезистым пироксеном геденбергитом. Это гранат, наиболее часто обнаруживающий оптические аномалии, и цвет интерференции в шлифе нормальной толщины может доходить до серого.

275. Богатый титаном андрадит называется меланитом. Мелайнос по-гречески черный. Меланит иногда называют шорломитом. Преломление у меланита или шорломита от 1,94 до 2,01. Окраска даже в шлифах густая, бурая или красно-бурая, так что этот минерал надо было бы поместить в группу окрашенных минералов, где мы его упомянем. Этот минерал очень стойкий, продукты его разрушения неизвестны. Аномалии наблюдаются при густоте окраски очень редко и с трудом.

276. [Выше отмечено существование непрерывных изоморфных рядов: пироп – альмандин и альмандин – спессартин, с одной стороны, и grossуляр – андрадит, с другой стороны. Содержание известкового компонента в магнезиально-железистом гранате и обратно, как правило, весьма невелико и редко достигает 20% (очень редко больше), так что здесь в смесимости наблюдается отчетливый разрыв непрерывности и можно говорить о двух главных типах граната.] [Однако в особых условиях возможно образование непрерывных изоморфных рядов граната, являющегося как бы мостом между указанными двумя типами. При этом альмандиновые гранаты с содержанием grossуляра до 50% и более могут образоваться при сравнительно низких давлениях. Такие же гранаты, относительно богатые пироповым компонентом, образующие непрерывный ряд между пироп – альмандином и grossуляром, обнаружены в эклогитах и новых породах – гроспидитах, найденных в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутии (подробнее см. Н. В. Соболев и др. Непрерывный ряд пироп-grossуляровых гранатов в гроспидитах. Докл. АН СССР, т. 167, № 4, 1966).]

277. Относительно гранатов, т. е. их различия только физическими методами под микроскопом, можно сказать то же самое, что говорилось при карбонатах (см. п. 190). Здесь компонентов, обыкновенно присутствующих, еще больше, чем в карбонатах.

и поэтому различение при помощи оптических свойств – тем более, что здесь остается только один коэффициент преломления, а не два, как у карбонатов, – часто совершенно невозможно. Иногда недостаточно определения удельного веса, и идентификация затрудняется нередко даже при химическом определении одного из компонентов. Сравнительно легко и просто выделить из гранатов только пиропы по их наименьшему преломлению и, с другой стороны, можно по наименьшему преломлению выделить и гроссуляры, которые отличаются от пиропов почти совершенной своей бесцветностью в шлифах; альмандин, как пироп, имеет ясный розовато-красноватый и желтовато-буроватый оттенок, меланит – бурый и красно-бурый цвет.

278. В эту же группу, т. е. 7-ю группу минералов, входит фаялит – железистый оливин; о нем было сказано при оливинах (пп. 208–9). В эту последнюю группу я включил специально несколько довольно редких в изверженных породах минералов, но они очень часто встречаются при исследовании пород осадочных, а именно их тяжелых порций, поэтому несмотря на редкость своего появления они кажутся мне достаточно важными, для того чтобы даже в нашем случае о них упомянуть. Все эти минералы по своей редкости очень характерны и потому их нельзя опускать и в шлифах.

278а. [Корунд – Al_2O_3 . Тригональная сингония. Кристаллы удлиненные или таблитчатые. Спайности нет, но иногда совершенная отдельность по (0001 и 1011). Двойники простые и полисинтетические по (1011). $N_p = 1,760$, $N_m = N_g = 1,768$, $N_g - N_p = 0,008$. Одноосный, отрицательный. В шлифе бесцветный или слабо окрашен в синий или розовый цвет (рубин с содержанием хрома) с плеохроизмом при абсорбции $N_g > N_p$, причем окраска иногда пятнистая.

Вследствие очень большой твердости обычно в участках с зернами корунда шлиф имеет большую толщину, что сразу бросается в глаза при исследовании и соответственно цвета интерференции могут оказаться красными и даже синими.

Встречается в богатых глиноземом метаморфических породах со шпинелью, андалузитом, иногда кордиеритом, редко в кристаллических мраморах, а также в некоторых сиенитах. Метаморфическая порода, состоящая почти из одного мелкозернистого красного корунда – рубина – с Cr_2O_3 до 2%, описана из Якутии, где корунд встречен вместе с хромистым дистеном. Рубин с гораздо более высоким содержанием Cr_2O_3 встречен в кимберлитовых трубках (Н. В. Соболев). Породы, богатые синим корундом, встречаются вместе с андалузитом, широко распространены среди так называемых вторичных кварцитов Казахстана.

В шлифе бесцветный корунд можно спутать с эпидотом или дистеном, синеватый, синий – с сапфирином. В сомнительных случаях следует проверять осноть и знак, а также замерять показатели преломления.]

Ксенотим

279. На первом месте поставим **ксенотим** – фосфорнокислый иттрий YPO_3 , причем иттрий может быть замещен частично эрбием и церием; входит также нередко торий, железо и в некоторых количествах уран и кремний. Количество редких земель – 50–65 %. Сингония тетрагональная. Одноосный положительный. По формам ксенотим почти совершенно подобен циркону (рис. 20), но формы преимущественно бипирамидальные, подобные изображенной на рис. 21 (ср. с редкой формой циркона на рис. 25); углы между гранями (111) и (110) отличаются у этих форм всего на $1^{\circ}10'$. Надо быть очень осторожным, чтобы не спутать их при исследовании тяжелых порций

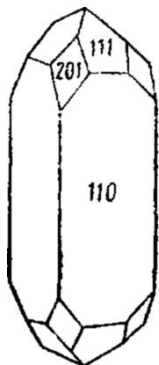


Рис. 20

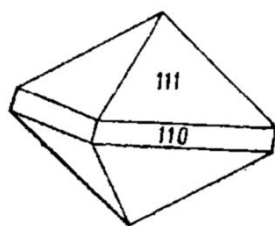


Рис. 21

минералов, потому что ксенотим минерал очень характерный, и именно для целей исследования осадочных пород, т. е. геологических корреляций, он является очень важным руководящим минералом, в то время как циркон, наоборот, встречается довольно часто и быть таким руководящим минералом во многих случаях, если не обладает исключительными свойствами, не может. Спайность хорошая по грани (110); если наблюдается хорошая спайность, то минерал скорее (но не наверное) ксенотим, а не циркон. У ксенотима по дипирамиде (101) наблюдаются двойники, которые в породообразующих цирконах, во всяком случае в мелкокристаллических цирконах, никогда не наблюдаются. Ксенотим бесцветный или имеет такие же оттенки в шлифе, как и циркон, т. е. желтоватый, оранжеватый или буроватый. Очень характерно, в отличие от циркона, более низкое преломление ксенотима – по большей оси 1,815 и по меньшей оси 1,721. Так же точно от циркона ксенотим легко отличается по двупреломлению, которое у него поднимается до 0,095.

280. Ксенотим встречается почти в таких же породах, как и циркон, но гораздо реже. Сравнительно не очень редко он наблюдается в мусковитизированных гранитах, пегматитах и в нефелиновых сиенитах, иногда в гнейсах. В песках и глинистых сланцах нужно быть особенно осторожным, как я указывал, чтобы не спутать ксенотим с очень похожим на него цирконом. Отличается он от циркона, как указывалось, по преломлению гораздо меньшему и по двупреломлению гораздо большему. В ответственных случаях – как всегда надо поступать с особенно редкими минералами – необходимо оптическую характеристику минерала дополнять химической. Циркон совершенно или почти совершенно не разлагается в серной кислоте. Ксенотим легко разлагается в кипящей серной кислоте. Получается мутноватая

жидкость, которая при прибавлении воды делается совершенно светлой и прозрачной, причем иногда остается кремнезем.

281. Ксенотим можно спутать еще с монацитом. У монацита, как и у циркона, заметно меньше двупреломление, и кроме того, монацит, как минерал моноклинный, двуосен, хотя угол оптических осей очень незначительный.

Монацит

282. Следующий минерал **монацит** – $(Ce, La)PO_4$, т.е. редкоземельная соль фосфорной кислоты, включает 55–65% редких земель, причем нередко наблюдаются ThO_2 (до 18%), SiO_2 , Fe_2O_3 и CaO . Сингония моноклинная: таблички с хорошо развитой гранью первого пинакоида. В разрезах получают изометрические контуры и несколько удлиненные прямоугольники с пирамидальными с обоих концов ограничениями, дающие положительное удлинение. Для монацита характерна спайность по первому и второму пинакоидам, образующая, следовательно, в соответствующем сечении, где оба пинакоида спайности стоят нормально к шлифу, систему трещин с углом 90° . Наблюдается также иногда отдельность по третьему пинакоиду; двойники по первому пинакоиду наблюдаются нередко. В шлифах монацит бесцветен или слабо окрашен в буроватые и красноватые цвета и слабо плеохроирует. Преломление для низшего показателя от 1,786 до 1,800, для высшего 1,837–1,844. Угол оптических осей положительный и колеблется от 7 до 22° ; двупреломление колеблется в пределах 0,048–0,055; угол погасания минерала $cNg = Ng$ $[0011 =$ от 2 до $6,5^\circ$; ось Nm почти совпадает с первой кристаллографической осью, т. е. с перпендикуляром к наиболее резко выраженной спайности.

283. Монацит встречается иногда в пегматитах, аплитах, в гнейсах, причем обычно обнаруживает хорошие ограничения. Затем монацит встречается в песках, поэтому я здесь его вам упоминаю, так как в этих песках он может опять-таки служить руководящим геологическим минералом.

284. Монацит можно спутать со сфеном, но двупреломление и преломление у него меньше, чем у сфена; с цирконом, от которого он отличается по заметно меньшему преломлению; циркон, кроме того, одноосный, но это отличие не так существенно, потому что и у циркона угол оптических осей может подниматься до 10° , а у монацита может до такой же почти величины опускаться. Самым главным различием в случае двуосности является заметно меньшее, чем у циркона, преломление. Кроме того, монацит отличается от циркона по формам и косому угасанию в симметричных разрезах, где циркон всегда дает прямое или симметричное погасание относительно контуров.

285. Монацит можно было бы спутать еще с оливином, окрашенным в желтоватый цвет, но ассоциация сразу предупреждает, и, кроме того, оливин – минерал очень нестойкий, так что в песке он будет сразу

разрушаться, и его можно отличить точными методами. Монацит имеет положительный угол оптических осей не более 22° ; оливин имеет и положительный и отрицательный угол оптических осей, около 80° и больше, а у фаялита, с чем можно спутать монацит, угол оптических осей отрицательный.

286. От ксенотима монацит отличается двуосностью и гораздо более низким двупреломлением. И тот и другой минерал одинаково, как соли фосфорной кислоты, разлагаются в кипящей серной кислоте, отличаясь этим от циркона.

[Несомненно, что ксенотим и монацит встречаются чаще, чем это указывается при описаниях, т. к. в очень мелких зернах в шлифах они практически неотличимы от циркона и дают такие же плеохроичные дворники в биотите.]

Циркон

287. Циркон – $ZrSiO_4$, с 67% ZrO_2 . Зачастую наблюдается примесь редких земель и тория, из которых количество тория доходит до 5%. Иногда содержит небольшое количество урана; гафний обнаружен в цирконе в виде примеси лишь недавно. Сингония тетрагональная. Обычно короткостолбчатый (рис. 22 и 23), изредка

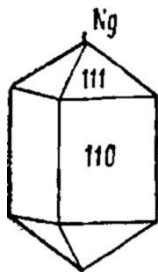


Рис. 22

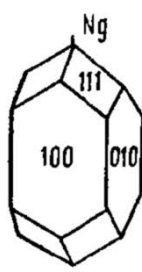


Рис. 23

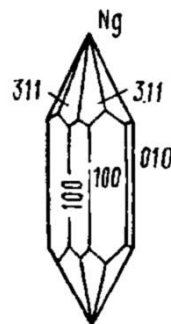


Рис. 24

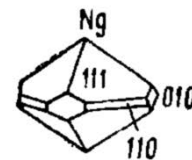


Рис. 25

длинно-призматический с пирамидальными ограничениями с обоих концов (рис. 24; бывают формы раза в два длиннее изображенной на этом рисунке); очень редко, в отличие от очень сходного с ним ксенотима, встречается в дипирамидальных кристаллах. Один из таких кристаллов с почти отсутствующими призматическими гранями изображен на рис. 25. При встрече таких форм *обязательно* доказывать принадлежность их к циркону, а не ксенотиму (ср. пп. 279–280). В поперечных разрезах циркон дает четырехугольнички и восьмиугольнички. Циркон – минерал одноосный и положительный; только в отдельных кристаллах, а не в горных породах, иногда дает угол оптических осей, не превышающий 10° , т. е. обнаруживает оптическую аномалию; спайность – по призме и притом хорошо выраженная – наблюдается только в больших кристаллах, в мелких кристаллах спайность не бывает заметна. Двойников под микроскопом не обнаружено, что опять-таки является характерным для циркона

в отличие от ксенотима. Циркон в шлифе минерал бесцветный, желтоватый, оранжеватый, бывает также розоватым и очень редко светло-фиолетовым. Характерно иногда зональное распределение цветов и зональность цирконов, если она наблюдается, а также цвет их, что при описаниях совершенно необходимо указывать. Двупреломление колеблется от 0,044 до 0,062. Преломление подвержено колебаниям: $N_g = 1,968-2,01$; $N_m = 1,923-1,96$.

288. Циркон очень стойкий минерал, и продукты его разрушения неизвестны. Этот минерал встречается по преимуществу в кислых и промежуточных породах – гранитах, сиенитах, гранодиоритах, в очень мелких, но прекрасно образованных кристаллах. В нефелиновых сиенитах циркон встречается довольно часто. Здесь он образует иногда кристаллы заметной величины видной иногда уже простым, невооруженным, глазом. Затем циркон встречается в гнейсах, в слюдяных сланцах, в глинистых сланцах, в песчаниках и песках; в осадочных образованиях он встречается иногда в хороших кристалликах, но, в зависимости от величины, бывает более или менее округлен и окатан и дает округлые, а иногда яйцевидные разрезы, в краях в таком случае не такие прозрачные, как в центре разрезов.

[Однако иногда наблюдается саморазложение циркона, связанное с радиоактивностью; двупреломление такого циркона понижается, доходя до 0,0 причем нередко проявляется зональное строение. Показатель преломления также понижается. Обычно такие цирконы (малаконы) содержат воду и увеличиваются в объеме, так что в окружающих минералах появляются радиальные трещины.]

289. Впервые русский петрограф Хрущов обратил внимание на то, что циркон может служить важным критерием для определения происхождения кристаллического сланца и гнейса, а именно, если гнейсы произошли из породы осадочной, то обычно цирконы в них бывают хорошо окатаны и, во-вторых, имеют очень неровную матовую поверхность. Естественно, что в гнейсах, происходящих из изверженных пород, такое явление наблюдаться не может, так как циркон здесь первичный. Недавно к этому обстоятельству снова вернулись независимо от Хрущова и присоединили к таким же показателям ксенотимы и монациты.

290. Характерно для циркона то, что он часто образует так называемые плеохроичные дворики, особенно в биотитах, лепидомеланах, литионитах и часто турмалинах; иногда такие дворики, т. е. более густая окраска в заключающем циркон минерале непосредственно около включения циркона, наблюдается в хлоритах, образующихся из биотита. Затем эти дворики образуются в пироксенах, в роговых обманках и в кордиеритах.

291. Недавно, что довольно убедительно, согласно описанию и представленному соответствующему рисунку установлено, что циркон может быть несомненно пневматолитического происхождения, и, следовательно, надо иметь в виду, что иногда кристаллы циркона все

же могут залечиваться позднейшими поствулканическими процессами, если до того они были неправильны. Надо, впрочем, отметить, что такой пневматолитический циркон встречен в щелочной породе (вместе с эгирином), где, как указывалось, встречаются довольно крупные кристаллы циркона. В самое последнее время описан и пневматолитовый циркон с Мадагаскара (в пегматите), очень крупный.

292. Иногда в кислых породах продольный разрез циркона напоминает апатит, но надо иметь в виду, что в таких разрезах циркон должен иметь высокую интерференционную окраску, тогда как апатит выше серой интерференционной окраски в шлифах обычной толщины дать не может. Затем циркон можно спутать с ксенотимом (см. п. 279).

293. От сфена циркон заметно отличается по двупреломлению, давая возможность легко распознавать цвета интерференции второго и третьего порядка, в то время как у сфена цвета уже высших порядков; иначе говоря, если вы заметили расплывающиеся, перламутровые цвета интерференции в шлифе нормальной толщины (см. примечание на стр. 27), то это ни в коем случае не циркон; цвета интерференции у циркона могут быть только такими, которые сразу легко назвать – синие, зеленые, малиновые и т.п. Кроме того, надо еще иметь в виду, что преломление у циркона, как я указывал, не больше 2,01, а у сфена оно в наибольшем значении может доходить до 2,09. От сфена циркон отличается и по форме, и по своим обыкновенно очень мелким кристаллическим образованиям. При петрографическом описании циркона этот минерал следует описывать подробно и не упускать ничего из его признаков, – цветной (тогда указывать цвет) он или бесцветный, замечается зональность или не замечается; может быть очень редко встретятся в разрезах и пирамидальные цирконы, и тогда это необходимо указывать, а также, в случае присутствия хороших кристалликов, следует давать их величину. Все это необходимо отмечать при описаниях, так как это может служить указанием на то, от какой породы произошли наблюдаемые и изучаемые вами осадочные породы и осадки, в которых встречены цирконы тех или иных свойств.

294. Наконец, циркон в очень мелких включениях можно спутать еще с дюмортьеритом, минералом очень редким – $\text{BaAl}_8\text{Si}_4\text{O}_{22}\text{H}$. Я потому упоминаю о последнем, что он так же, как и циркон, встречается внутри кордиерита и так же, как и около циркона, около дюмортьерита образуются плеохроичные дворики; но дюмортьерит в сколько-нибудь заметных микроскопических кристаллах имеет цвета поляризации, отвечающие двупреломлению обычно около 0,010 и не выше 0,030, тогда как у циркона оно значительно выше. Кроме того, дюмортьерит минерал отрицательный, а циркон – положительный. [Кроме того, дюмортьерит минерал обычно окрашенный и показатель преломления его гораздо меньше; значит спутать его с цирконом можно только в очень мелких включениях в кордиерите.

Кроме циркона, плеохроичные дворики дают также монацит и ксенотим (которые и путают часто с цирконом), ортит, иногда сфен и даже апатит и вообще все минералы, содержащие редкие земли [так как вместе с ними всегда присутствует торий].

Сфен

295. Следующий минерал – **сфен**, или титанит CaTiSiO_5 , с 42% TiO_2 . Нередко встречается примесь двухатомного железа, марганца, иногда иттрия и редких земель, магния, трехатомного железа и алюминия. Количество воды в среднем доходит иногда до 0,5%, редких земель 0,05–0,5%. [Редкоземельные сфены в биотите вызывают появление плеохроичных двориков.] Сингония моноклинная. Сфен иногда дает конвертообразные кристаллы (рис. 26); иногда, но это уже реже, наблюдаются призматические кристаллики, как оборванный на рис. 27 еще более длинный в действительности кристалл, дающий в поперечном разрезе ромбовидные формы. Вообще для сфена очень характерны клиньевидные формы (отсюда название сфен, по-гречески клин), изображенные на рис. 28 и дающие в разрезах очень острые углы в получающихся трех- или четырехугольных сечениях.

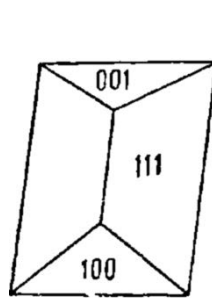


Рис. 26

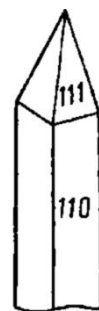


Рис. 27



Рис. 28

Сфен нередко встречается также в совершенно неправильных зернах и в агрегатах зерен.

296. Спайность в сфене большей частью незаметна, но иногда все же наблюдается ясная спайность по 3-й призме (110). Не очень редки двойники по (001), иногда полисинтетические (не смешать с кальцитом!). Обычно сфен бесцветен, т. е., вернее сказать, имеет, благодаря высокому преломлению, сероватую окраску в шлифе. Бывает также буроватым и оранжевым, и тогда заметно плеохроирует. Двупреломление очень высокое – около 0,150. Наименьший показатель преломления – 1,887, наибольший показатель преломления – 2,009. Угол оптических осей положительный и незначительный – от $+20^\circ$ до $+32^\circ$.

297. Вообще говоря, очень стойкий минерал. Иногда он превращается в землистую массу, сохраняя свою огранку, и называется в этом случае лейкоксеном. Нередко сфен окаймляет титаномagnetитовые зерна в кристаллических сланцах и называется здесь титаноморфитом. По-видимому, только под действием гидротермальных процессов сфен иногда замещается кальцитом. Минерал распространен в виде примеси часто в кислых интрузивных породах и промежуточных. Здесь он встречается в своей обыкновенной конвертообразной форме. Затем он встречается и в щелочных породах, и здесь характерными для него являются призматические кристаллы.

В метаморфических породах сфен обычно образует совершенно неправильные зерна, иногда дает указанные выше остро ромбовидные разрезы, причем эти ромбы достаточно длинны. Сфен также типичный контактово-метаморфический минерал и часто встречается в виде минерала гибридного, происшедшего от вовлечения в изверженную массу посторонних пород. Здесь сфен часто окрашен в буроватый и оранжевый цвета и плеохроирует. [Агрегат, называемый лейкоксеном, может состоять не только из сфена, но и из других минералов, богатых титаном.

В последнее время выяснено, что в некоторых случаях тонкие иголки, образующие так называемую сагенитовую решетку в биотите и гранате, являются не рутилом, а сфеном. Несмотря на очень малую толщину, в этих иголках, так же, как и в рутиле (см. п. 381), хорошо видны высокие цвета интерференции – красный, зеленый, синий, но погасание не прямое и угол погасания достигает 20° .]

298. Сфен можно спутать с цирконом (п. 293) и с кальцитом (см. п. 188). Отличие от последнего легко произвести иногда на простом микроскопе, лишенном коноскопа. Преломление у сфена ни в каких разрезах не может быть сколько-нибудь близким к канадскому бальзаму. Это видно из цифр преломления – у кальцита в одном направлении погасания преломление не только близко к преломлению канадского бальзама, но может быть и меньше. Я не говорю о двупреломлении, потому что для сфена и кальцита величина двупреломления очень высока, и без точных измерений этого различия уловить нельзя. Под коноскопом спутать сфен с кальцитом нельзя. Сфен дает отчетливую двусную фигуру положительного кристалла с резко выраженной дисперсией. Кальцит в огромном большинстве случаев одноосный, отрицательный, с еще более отчетливой фигурой. Очень редко кальцит бывает двусным. [Кальцит вряд ли может быть двусным, вероятно, речь идет об арагоните] с небольшим углом, но и в этом случае – отрицательным.

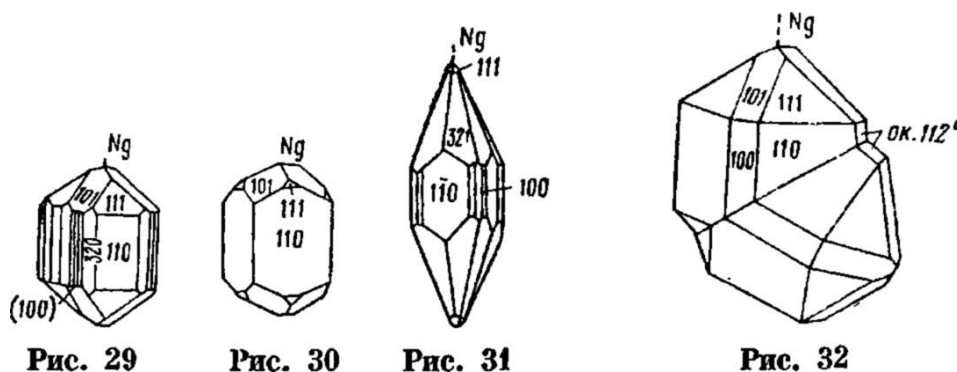
299. Затем сфен можно спутать, но при большом лишь желании, с ангидритом. У ангидрита гораздо меньше двупреломление ($= 0,044$), угол оптических осей гораздо больше (44°) и тоже положительный, и, наконец, у ангидрита преломление заметно меньше во всех сечениях, чем у сфена, – в одном направлении едва отличается от преломления канадского бальзама, в другом доходит до 1,61.

300. Сфен можно спутать с касситеритом, или оловянным камнем, – у касситерита двупреломление не превышает 0,107, но и здесь опять-таки сразу это различие двупреломлений непривычному глазу не бросается в глаза, потому что оно слишком высоко, как и у сфена, поэтому от касситерита сфен легче отличим по формам и двойникам, каковые бывают у касситерита, как и у рутила, нередко коленчатые и сердцевидные. Кроме того, касситерит одноосный минерал, дает в сходящемся свете хорошие фигуры, очень редко обнаруживая совершенно незначительное расхождение гипербола (двусность), между тем как у сфена угол оптических осей не меньше

20° Затем сфен можно спутать еще с ксенотимом. Но у ксенотима преломление заметно меньше. Формы совершенно отличаются от форм, характерных для сфена; опять-таки угол оптических осей у ксенотима положительный и равен 0°.

Касситерит

301. Еще один сравнительно редкий минерал, но очень важный в практическом отношении – это **касситерит**, или оловянный камень, – SnO_2 . Иногда с примесью железа и редких земель. Касситерит тетрагональный. Он дает короткие призмы и бипирамидальные кристаллики, как на рис. 29 и 30, также нередко встречается в округленных и угловатых зернах. Иногда касситериты встречаются в виде лейсточек, напоминающих в разрезе овсяные зерна; такие разрезы



получаются в сечениях кристаллов, подобных изображенному на рис. 31, по-видимому, более редких, чем предыдущие, форм; затем он встречается в параллельнолучистых и радиальнолучистых агрегатах. Удлинение всегда положительное. Угол оптических осей у этого минерала никогда не превышает 5°, и даже такая аномалия наблюдается очень редко. Спайность у касситерита неясная и для него не характерная – призматическая; иногда же спайность ясно наблюдается по (100). Двойники характерны – коленчатые, как на рис. 32, и сердцевидные, такие же точно, как наблюдаются у рутила (см. ниже рис. 44 на стр. 222). Иногда двойники бывают полисинтетические. Цвет – розоватый, буроватый. Иногда этот цвет распределяется по зерну неправильно, пятнами и зонами. Обыкновенно касситерит плеохроирует, но иногда плеохроизм бывает довольно резкий, изменяясь от зеленого до розоватого цвета; благодаря любезности Ю. М. Шейнманна, такие плеохроирующие оловянные камни известны мне из Забайкалья. В шлифах бывает также красноватый, розоватый, желтоватый и буроватый. N_g касситерита от 2,08 до 2,10; N_m – от 1,98 до 2,01; двупреломление около 0,097 и до 0,107.

302. Касситерит – минерал очень стойкий, совершенно не растворяется в кислотах. Очень характерный минерал по своим геохимическим свойствам, касситерит встречается только в кислых изверженных породах, в пегматитах, грейзенах, турмалиновых

при этом его редко не сопровождают бор- или фторсодержащие минералы. В таких породах будьте очень внимательны, берите больше образцов, так как Союзу нашему нужны оловянные месторождения. Встречается касситерит также с сульфидами. [Нередко также с железистым хлоритом.] Ввиду его огромной стойкости понятно, что касситерит часто встречается в россыпях, а потому, встретивши касситерит в песках, мы обязаны уже геологически проследить происхождение песка и место выхода породы, давшей россыпь; не пропустите этот внешне не отличающийся яркими свойствами минерал в россыпях.

303. Касситерит, особенно окрашенный, можно спутать с рутилом, но тут нужно помнить, что у касситерита меньше и двупреломление и преломление, чем у рутила. Затем касситерит можно спутать с монацитом, особенно в песках. Отличается касситерит от монацита по своим формам и по гораздо более сильному двупреломлению (у монацита, как вы помните, двупреломление не выше 0,055), затем по гораздо большему, чем у монацита, преломлению. Оловянный камень можно спутать и с цирковым, но и здесь нужно помнить, что у него и преломление и двупреломление большие.

Наконец, его можно спутать с ксенотимом. Преломление у него больше, но зато почти одинаково двупреломление.

Затем надо сказать и еще раз подчеркнуть, что для оловянного камня, как и для рутила, очень характерны сердцевидные, коленчатые или перекрещивающиеся двойники. Вследствие важности касситерита необходимо иногда делать микрохимическую пробу; разбавленная серная кислота с цинковой пластинкой покрывает минерал металлическим оловом.

[Легко спутать также касситерит со сфеном, отличающимся более высоким двупреломлением; в мелких зернах иногда без химической реакции отличить их почти невозможно.]

III. Минералы, ясно в шлифах окрашенные

304. Теперь мы можем перейти ко второй нашей группе минералов – группе ясно или густо окрашенных минералов в шлифах нормальной толщины (ок. 0,03 мм). В предыдущей группе бесцветных или почти бесцветных минералов мы неоднократно встречались с минералами, которые в нормальных шлифах были иногда очень легко окрашены. Их я здесь повторяю по цветовым группам. Цвета, повторяю, очень светлые, чаще всего это цветовые оттенки; те же минералы, которые бывают в шлифе густо окрашенными, оговариваются особо, как равным образом и те, которые могут быть окрашенными только в разложенном состоянии (мутные).

Б у р о в а т ы е , к р а с н о в а т ы е , ж е л т о в а т ы е . Опал, флюорит, анальцим (мутный), содалит, нозеан, цеолиты (мутные), существенно калиевые полевые шпаты (мутные), халцедон, плагиоклазы (исключительная редкость), кордиерит (мутный), тальк, апатит (мутный), андалузит, мелилит, карбонаты железистые,

фибrolит (мутный), оливин (мутный), фаялит, гиперстен, моноклинный пироксен, везувиан, гранат, шпинель, ксенотим, монацит, циркон, сфен, касситерит.

Желто - или красно - бурые густые. Нозеан (мутный), оливин (мутный), меланит, шпинель, циркон (не густо, но отчетливо), сфен (то же), касситерит (то же) [корунд].

Зеленоватые. Цеолиты (мутные), тальк, фуксит (отчетливо), андалузит, гиперстен, моноклинный пироксен (иногда отчетливо), эпидот (иногда отчетливо, очень редко густо), везувиан, шпинель (иногда отчетливо), лотрит (пумпеллиит).

Голубоватые. Содалит, нозеан, гаюин (иногда отчетливо), дистен, [кордиерит, корунд, сапфирин, обычно ярко окрашен].

Фиолетовые. Флюорит, апатит, очень редко циркон.

Синеватые. Апатит.

Малиновый. Эпидот марганцовый (пьемонтит).

Плеохроирующие. Кордиерит (желтые пятнышки), карбонаты, андалузит, апатит, гиперстен, моноклинный пироксен (оч. слабо), эпидот, циркон, сфен, касситерит.

В конце книги приложена табличка главнейших свойств ясно окрашенных минералов. В этой табличке отведено место цветам, причем цвета не очень густые обозначены черточкой, густые – двумя, а в переходных стоят стрелки от одного цвета к другому, находящемуся в той же строке. Например, для турмалина стрелки соединяют зеленый и бурый цвета и линии двойные, что означает густую зелено-бурю или буро-зеленую окраску минерала. Розовая окраска у него чистая и слабая (одна черта без стрелки) и т.д.

Серпентин

305. На первом месте в группе окрашенных минералов поставим **серпентин**, или змеевик $H_4(Mg, Fe)_3Si_2O_9^1 - Mg_3 [OH]_4Si_2O_5$, причем наблюдаются примеси NiO, CoO, Cr₂O₃, Al₂O₃, CaO, MnO и ZnO. Сингония моноклинная. Существуют две разновидности серпентина: волокнистый и пластинчатый, между которыми, впрочем, имеются все переходы. Волокнистый обычно называется хризотилом, причем в последнем выделяют еще параллельно-волокнистый – собственно хризотил, параллельно-шестоватый, т. е. с более толстыми волокнами, твердый, метаксит и радиально лучистый твердый пикролит². Пластинчатый серпентин называется антигоритом; крупнопластинчатый, представляющий так называемые гомоосевые псевдоморфозы (т. е. состоящие из одного цельного кристалла в определенной кристаллографической ориентировке к замещаемому

¹ Легко запомнить – или коэффициенты 4, 3, 2 (у талька, наоборот, 2, 3, 4) или: серпентин $[H_4 (Mg, Fe)_3Si_3O_9] =$ оливин $[(Mg, Fe)_2SiO_4] +$ ромбич. пироксен $[(Mg, Fe)SiO_3] + 2$ воды (H_4O_2) .

² Существует очень большая путаница в терминах метаксит и пикролит. Я привел наиболее часто употребляющиеся определения этих разновидностей. Для петрографа и они являются, по-моему, излишними.

пироксену) по ромбическому пироксену, называется баститом. В проходящем свете бастит иногда бывает бурым от разложения (?), но в отраженном имеет зеленовато-светло-серую окраску. Сплошной с плоскораковистым иногда занозистым изломом серпентин, просвечивающий в краях и имеющий однородную окраску светлых цветов (зеленоватых, желтоватых), называют офитом. Последнее название для петрографа очень неудобно, так как такое же название имеют и некоторые диабазы. Поэтому лучше было бы заменить его названием серпентино-офит, или короче серпофит, понимая под ним все вообще – независимо от окраски (в том числе и сине-черные) – макроскопически плотные э м а л е в и д н ы е серпентины, имеющие под микроскопом плотное или не резко выраженное строение: однородное, сплошное или с намечающейся волокнистостью, или наподобие неясно выраженного пертита, или перистое и т.п. Существуют еще зернистый и микрзернистый серпентин, который я встречал в Ильчирском районе, и который, судя по описаниям, встречается и в других местах; его относят обычно к антигориту. Наконец, указывается еще псевдокубический серпентин, антигорит, с тремя взаимноперпендикулярными трещинами спайности, что подтверждает возможность существования зернистого серпентина. [В настоящее время выделяют 3 структурных вида серпентина: хризотил (волокнистый), антигорит и лизардит. Лизардит, так же, как и антигорит, представляет собой пластинчатую разновидность с совершенной спайностью, но к нему обычно относят плохо раскристаллизованный серпентин, в частности петельчатый, который В. Н. Лодочников называл серпофитом. Так как диагностика достаточно хорошо может быть произведена только рентгеном, да и то ясности в разделение еще не внесено, при первоначальных оптических определениях можно пользоваться классификацией, приведенной В. Н. Лодочниковым.]

Спайность вообще наблюдается у антигорита параллельно чешуйчатости, причем у баститов иногда наблюдается оставшаяся от ромбического пироксена прекрасная отдельность; у хризотилов наблюдалась будто бы призматическая спайность, подобная амфиболовой с углом около 50° ; однако, это едва ли верно. Двойники неизвестны.

306. В шлифе серпентин часто совершенно бесцветен, и потому мы его упоминали уже в третьей и четвертой группах; но столь же часто окрашен, временами заметно окрашен, в зеленоватые, зеленовато-синие, сине-зеленые, желтоватые, буроватые, сероватые и желтовато-розовые цвета. Плеохроизм, в отличие от хлоритов, окрашенных с такой же интенсивностью, слабый или почти незаметный.

307. Для хризотила имеем: удлинение и положительное, и отрицательное; $2V =$ от 0 до 90° , положительный, но бывает и отрицательный; двупреломление большей частью $0,004-0,006$, колеблется от 0 (вследствие компенсации при перекрытии?) до $0,014$ и поднимается, по-видимому, вплоть до $0,020$. Преломление большей частью колеблется около $1,54$, опускаясь иногда ниже канадского бальзама. Вообще же даются следующие пределы: $N_p = 1,508$ до $1,543$ и $N_g = 1,522$ до $1,555$.

[В справочнике Дир и др. (т. 3, «Мир», М., 1965) даются более узкие пределы колебания оптических свойств, а именно: для хризотила $N_p = 1,532-1,549$, $N_g = 1,545-1,556$, для лизардита $N_p = 1,538-1,554$, $N_g = 1,546-1,560$, для антигорита $N_p = 1,558-1,567$, $N_g = 1,562-1,574$, $2V = 37^\circ$ до 61° . Однако в других работах даются более широкие колебания, хотя приведенные для хризотила, а также антигорита крайние нижние показатели преломления, по-видимому, ошибочны и новыми данными не подтверждаются.]

308. Для антигорита имеем: $2V =$ от 0 до 90° , отрицательный но бывает и положительный; двупреломление колеблется от 0 до $0,014$ и поднимается вплоть до $0,020$, т. е. в этом отношении константы почти не отличимы от хризотила (первый, по-видимому, чаще положительный, второй – чаще отрицательный). Отличие по знаку главной зоны, которая, по Б. П. Кротову, подробно изучившему уральские серпентины в Миасской даче и собравшему литературу предмета, всегда в антигорите положительна; поручиться за это не могу. Для преломления антигорита даются следующие пределы: $N_p = 1,49$ (? – очень редко!) до $1,560$; $N_g = 1,511$ до $1,580$, т. е. и здесь – если цифры не имеют по малому количеству наблюдений случайного характера – замечается известное различие между хризотилом и антигоритом – у последнего преломление выше.

309. По всем данным – об этом следует, по-моему, упомянуть вам – обе эти разновидности отличаются только морфологически. Чермак и Кротов и еще раньше Н. Науманн сравнивают в этом отношении описываемый минерал с зернистым и волокнистым гипсом. Когда наблюдаешь обе эти разновидности в одном и том же шлифе (Ильчирский район), то почти не остается места сомнению, что антигорит представляет собой иногда субмикроскопически-волокнистый хризотил. В химическом отношении эти разности также не отличаются друг от друга. Наконец, в микроструктурном отношении серпентины близки к амфиболам, для которых также известны асбесты (В. Е. Warren и W. L. Bragg).

310. Серпентин – типичный эпимагматический, по нашей классификации, минерал. Первичным – в виде вкрапленников в эффузивных породах – его никто не видел. Это – очень часто минерал девтеричный в строгом – последнем – значении этого термина (см. в начале лекций, общая часть, п. 15). В Ильчирском районе весьма часто можно наблюдать (в шлифах, изготовленных, правда, только в числе около шести десятков), что хризотил образуется позже антигорита, за счет последнего. Останавливаясь на своих наблюдениях в этом направлении я, однако, не имею здесь времени (см. об этом мою работу в изданиях ЦНИГРИ). Бывают серпентины пневматолитические и гидротермальные. Нередко серпентины образуют огромные массы пород, покрывающих площади в десятки, сотни и тысячи кв. километров. В серпентиновых породах – их, в отличие от минералов, лучше называть серпентинитами, или серпентинолитами, –

встречаются одновременно несколько разновидностей серпентина, так что чистых антигоритовых или хризотилловых серпентинитов почти не встречается.

311. Очень часто серпентин образуется за счет богатых окисью магния минералов – оливина (особенно часто), ромбических пироксенов (бастит), моноклинных пироксенов и амфиболов (здесь иногда также бастит), за счет тремолита, актинолита, талька и, вероятно, кордиерита, где уже было упомянуто о серпентиновидных, почти изотропных или совсем не поляризующих жилочках в этом минерале. Часто, как указывалось при ромбических пироксенах, серпентин баститовидный образуется за счет этих пироксенов по периферии, по жилочкам или по трещинам спайности, отличая иногда эти пироксены уже в проходящем свете от моноклинных. При этом надо отметить, никакого различия между серпентинами, замещившими различные из указанных минералов, в отношении их структуры не замечается. В свою очередь серпентин часто превращается в опал, халцедон и кварц, дающие иногда псевдоморфозы по серпентину. В Ильчирском районе, по моим наблюдениям, серпентины часто сопровождаются вторичным по ним бруситом, легко отличимым по своему высокому преломлению уже в проходящем свете, а в скрещенных николях по более высокой, чем обычная для серпентинов (темно-, светло- и синева-серая), интерференционной окраске (желтой и оранжевой у брусита). Наконец, отмечу еще одно обстоятельство, по-видимому, не очень редкое для серпентинитовых и асбестовых районов – это образование контактных серпентинов внутри доломитов и известняков, окружающих месторождения, и нахождение поствулканических альбитов и изредка щелочных роговых обманок (Ильчир, Калифорния и пр.) в связи с серпентинами и асбестом, представляющим тонковолокнистую, легко распадающуюся на мягкие тончайшие нити, очень промышленно-ценную разновидность хризотила.

312. Разновидности серпентина и их далеко не всегда проводимое отличие одной от другой указаны выше. Из остальных минералов серпентины можно спутать с волокнистыми амфиболами; отличие по преломлению (у амфиболов 1,610) и двупреломлению; относительно ясно выраженного удлинения моноклинные амфиболы дают почти всегда в разрезах косое угасание. Угол оптических осей у них отрицательный. Удлинение положительное. У амфиболов спайность призматическая.

313. От хлоритов серпентины в некоторых случаях можно отличить только химической пробой: на присутствие в хлоритах глинозема. Вообще же у хлоритов, как указывалось, наблюдается совершенно отчетливый и иногда резкий плеохроизм, у серпентинов последний обычно не ясен и улавливается только при особом внимании; отчетливых фиолетовых и сиреневых аномальных цветов интерференции у серпентинов не бывает; также у серпентинов никогда не наблюдается плеохроичных двориков вокруг включений. При точных методах исследования хлориты, по-видимому, никогда не дают

преломления, меньшего 1,56. Если по всем этим свойствам получается все-таки двусмысленное решение и химической пробы по каким-либо основаниям произвести нельзя, то лучше оставить вопрос нерешенным (некоторые в таких случаях называют неопределенный минерал хлорито-серпентином).

Хлориты

314. Следующей идет опять-таки группа минералов, объединяемых под названием **хлориты**. Химически хлориты рассматриваются различно. По представлению Чермака, все хлориты строятся из серпентина $Sp-H_4Mg_3Si_2O_9$ и амезита At (в природе в чистом виде встречен, кажется, только раз) – $H_4Mg_2Al_2SiO_9$, причем MgO замещается частично FeO , а $Al_2O_s - Fe_2O_s$ и $Cr_2O_3^1$, и тогда:

пеннин	– Sp_3At_2 до $SpAt$
клинохлор	– $SpAt$ до Sp_2Ats
прохлорит	– Sp_2At_3 до Sp_3At_7
корундофиллит	– Sp_3At_7 до $SpAt_4$
амезит	– $SpAt_4$ до At

Уинчелл строит хлориты из четырех молекул, впрочем, совершенно соответствующих чермаковским, а именно: Sp = антигорит – Ant (см. Sp Чермака), At – амезит (см. выше) и те же две молекулы, но весь Mg замещен нацело железом, т. е. железный серпентин $H_4Fe_3Si_2O_9$ и дафнит, т. е. железный амезит, $H_4Fe_2Al_2SiO_9$. [По структуре хлориты относятся к слоистым алюмосиликатам, в которых «кислотный радикал» представляет собой бесконечные листы из тетраэдров SiO_4 с общей формулой $[Si_2O_5]^{-2}$, в которых часть Si^{+4} заменена на Al^{+3} , а водород входит в виде гидроксила. Соответственно формула Ant будет $Mg_3[OH]_4[Si_2O_5]$, а At – $Mg_2Al[OH]_4[SiAlO_5]$. [Ср. формулу каолина и слюд.]

315. Сингония – моноклинная, псевдогексагональная. Встречается в виде неправильных гексагональных пластинок (в разрезе лейсточки, гексагончики), в чешуйках, розетках, в радиальнолучистых кристаллах и сферокристаллах (делессит). Как и у биотита, пирамидальные формы редки. Спайность в высшей степени совершенная по третьему пинакоиду; погасание в разрезах относительно спайности прямое, но иногда (клинохлор) может доходить до 8–9°. Двойники по пеннинному закону, по третьему пинакоиду, и по слюдяному закону $[110]$, где швом может быть и третий пинакоид и плоскость, почти перпендикулярная к последнему, часто в последнем случае, как и у мусковита, неправильная, искривленная. Наблюдаются (у клинохлоров) полисинтетические двойники.

316. Как показывает название, хлориты (*chloros* – зеленый) – преимущественно зеленые минералы. В шлифе они также в

¹ Хромовые хлориты имеют иногда макроскопически фиолетовые цвета. Но не следует упускать из вида макроскопически похожий на них очень редкий минерал стихтит; однако у стихтита $Ng - Np = 0,026$.

Минералы	I Двупреломле- ние в тысячных	II Цвета интерференции	III <u>2V</u>
1. Пеннин	0–4	Аномалии; см. описание	– иногда
2. Клинохлор	4-10	Грязно-желто-зелено-серые, грязно-желтовато-зеленоватые, зеленовато-серые	+очень мал до 0°
3. Рипидолит 4. 4. Делессит	0-4 до 11	см. клинохлор	– мал
5. Диабантит – плотный, розетковидный и червеобразный хлорит диабазов опалах и пр.			
6. Тюрингит – очень редок с 22,60 SiO ₂ , плотный, тонкочешуйчатый, оолитовый;			

подавляющим количестве зеленые, редко сине-зеленые, иногда в кристаллических известняках почти или совершенно бесцветные, гораздо реже желто-бурые, если иметь в виду породообразующие хлориты. Зеленые достаточно резко плеохроируют до очень светлого соломенно-желтого цвета; желто-бурые, похожие на бледный биотит, плеохроируют несравненно слабее, чем последний, в той же степени окрашенный. Плеохроизм у зеленых сильный и схема абсорбции такая же, как у биотита, т. е. максимальная абсорбция по удлинению [независимо от знака хлорита и ориентировки индикатрисы]. Нередко в хлоритах, происшедших из биотита, наблюдаются такие же плеохроичные дворники, как у последнего, около включений циркона, ортита, сфена и очень редко апатита, чем некоторые хлориты легко, как указывалось, отличаются от серпентинов.

317. Преломление колеблется в пределах от 1,56 до 1,66 в связи с количеством железа, но связь эта количественно не однозначна, т. к. показатель преломления зависит и от других компонентов. Двупреломление от 0 до 0,015 (исключительно редко до 0,020), причем наиболее часто встречающиеся низко двупреломляющие хлориты – 0,002–0,006 – дают резкую аномальную интерференционную окраску с т у с к л ы м и темно-синими, фиолетовыми и сиреневыми цветами интерференции [также оливково-бурыми, в положительных хлоритах], напоминающими цвет свежеразмазанных на белой бумаге соответствующих по окраске чернил. Угол оптических осей в большинстве разновидностей очень мал, падая до 0°, и не поднимается выше 50°, причем бывает и положительный и отрицательный. Дисперсия оптических осей $\rho < \nu$ у положительных хлоритов, $\rho > \nu$ у отрицательных. Удлинение то положительное, то отрицательное. [Знак

IV Удлинение	V Двойники полис.	VI Преломлени е	VII Отличие
±	Нет	1,56–1,58	1. Наиболее распространенный из хлоритов
	Часты полис, двойники	1,57–1,59	От 1 (пеннина) главнейшие по I, II, III, V и VI; гораздо реже в изверженных породах, чаще в кристаллических сланцах
См. пеннин		1,60-1,62	3. От 1 по VI, от 2 по I–VI; передок
+	Расходяще- лучистый и сферокрист.	1,58-1,60	От 1 главнейшие по I, V и VI; от 2 по III, IV, V и VI; нередок

обычно вторичный по авгиту. Червеобразный, част в кварцах, халцедонах.

2 V мал, N= 1,64 –1,66.

удлинения, как и у слюд, обратен знаку минерала.] *N_p* почти совпадает с перпендикуляром к (001), т. е. к спайности, или слабо отклоняется – не больше 9°.

318. Хлориты представляют собой широко распространенный минерал, эпимагматический – во вкрапленниках порфировых пород в качестве первичного минерала не встречаются; иногда хлорит может, по видимому, получаться и как продукт выветривания. Преимущественно хлориты бывают гидротермальными. Очень часто хлориты в виде пеннина или рипидолита замещают биотит, причем одновременно образуется обычно землистый, грязный и бурый эпидот, а также тончайшие иголки рутила, пересекающиеся под углом в 60° и называемые *сагенитом*. [Эти иголки могут быть не только рутилом, но и сфеном (см. п. 297).] Редко вместо или наряду с эпидотом (п. 255 конец) встречается и сфен. Нередко хлорит замещает также пироксен, амфибол, оливин, гранат и иногда полевой шпат. Последнего рода превращение встречается иногда в поствулканически измененных порфировых породах, так называемых пропилитах, часто связанных с рудными месторождениями, где хлорит вместе с эпидотом, альбитом, мусковитом, пиритом и часто кальцитом является главным поствулканическим минералом. Хлориты представляют собой также очень частые минералы в кристаллических сланцах, где они могут быть первичными и постериорными. Характерным здесь хлорит является для хлоритовых сланцев, зеленых сланцев, некоторых гнейсов, всегда почти встречается в глаукофановых сланцах, а также филлитах; амфиболиты, амфиболовые сланцы, гнейсы, слюдяные сланцы также часто содержат хлорит. Наконец, характерным же является хлорит и для глинистых сланцев в отличие от сланцеватых глин. В кристаллических известняках, как указывалось, хлорит бывает иногда совершенно бесцветным

(клинохлор). Как минерал эпимагматический и вторичный, хлорит представляет собой очень стойкий материал.

319. Хлорит (см. его также в конце четвертой группы) можно, как указывалось, спутать с серпентином (см. п. 313). От так же окрашенных биотитов он легко отличается сразу же в тех разрезах, где видна спайность, по своей низкой, аномальной интерференционной окраске; у высокодвупреломляющих хлоритов наивысшая интерференционная окраска не может быть в шлифах нормальной толщины выше желтой и желто-оранжевой. Желто-бурые хлориты отличаются от биотитов также по своему слабому плеохроизму. В сечениях, близких к изотропным, хлорит от биотита без коноскопа или федоровского столика отличить нельзя, так как в таких сечениях наблюдается у обоих минералов низкая интерференционная окраска. Очень неясная или слабо цветовая интерференционная фигура и положительный (у сравнительно высокодвупреломляющего хлорита – клинохлора, корундофиллита) знак отличают хлориты от биотитов в таких сечениях под коноскопом. На федоровском столике, давши такому сечению наклон в $20\text{--}30^\circ$ около оси H и наклоняя затем около оси J , вы сразу увидите высокие цвета у биотита. Последний, впрочем, превращаясь в хлорит, иногда совершенно постепенно уменьшает свое двупреломление. От амфиболов хлориты отличаются точно также по двупреломлению, по поведению спайности, которая в разрезах амфиболов, в огромном большинстве случаев, дает не прямое, а косое погасание; наконец, точными методами эти минералы отличаются по углу оптических осей (у амфиболов с малым углом преломление больше, чем у любого из хлоритов) и по преломлению, которое только у двух хлоритов, и то очень редких (дафнит и тюрингит), может достигать до 1,66. Наконец, хлориты от турмалинов сразу же отличаются по своей биотитовой схеме абсорбции, по двупреломлению и вообще по характерным свойствам турмалина (см. хрупкие слюды – п. 361).

320. Что касается различения отдельных хлоритов друг от друга, то здесь встречаются в большинстве случаев такие же трудности, как и для серпентинов. Из прилагаемой на стр. 186–187 таблицы отличие это усматривается легко.

Глауконит

321. Следующим минералом будет **глауконит**, водный силикат калия, трехатомного железа и алюминия с примесью FeO , MgO , CaO , MnO и Na_2O .

Сингония неизвестна. Образует мелкие округленные или неправильно-изометрические тельца радиальнолучистого и скорлуповатого строения, всегда представляя агрегат мелких зернышек. Цвет в шлифе подобен таковому, же у хлорита – желто-, сине-, темнозеленый, редко буро-зеленый. Плеохроизм заметный. Двупреломление высоко – $0,020\text{--}0,030$, причем во всех случаях небольшие зернышки этого минерала распадаются в скрещенных

николях на ряд очень мелких различно поляризующих участков. Двусный, отрицательный, с углом оптических осей 0–40°; N_g от 1,610 до 1,645, N_p - 1,590-1,615.

Минерал исключительно осадочного происхождения и исключительно же (?) образуется в морской воде. Почти всегда в ассоциации с морскими раковинами, так как представляет продукт изменения экскрементов мелких морских организмов; по крайней мере, японский ученый наблюдал в современном море все переходы от совершенно неизмененных шариков экскрементов к чистым глауконитовым шарикам. Минерал широко распространен в зеленых, глауконитовых песках морей. Нередко встречается в мергелях и т.д. От хлорита глауконит отличают форма и мелкоагрегатная поляризация с высокими цветами интерференции. Уже давно отмечалось, что глауконит может замещать иногда другие минералы. В последнее время приведено замещение глауконитом пироксена.

Биотиты

322. Перейдем теперь к **биотитам** – группе минералов, составляющих около 4% всей массы минералов земной коры, т. е. очень распространенных. Состав биотитов можно представить слагающимся из двух молекул, встречающихся отдельно в виде минералов: флогопит – $KMg_3[OH]_2[Si_3AlO_{10}]$ и лепидомелан – $KFe_3[OH]_2[Si_3AlO_{10}]$ (аннит, по Уинчеллу), причем Al_2O_3 может в широких пределах замещаться Fe_2O_3 (почти до 20%), Mn_2O_3 и, вероятно, Ti_2O_3 ; FeO и MgO замещаются MnO (до 21% вместе с Mn_2O_3 до 14% с лишком) [и Al_2O_3 , так что количество атомов Al всегда больше, чем атомов K], K_2O – окисью Na (до 6% с лишком), OH – фтором (до 5,5%), очень редко MgO на CaO . Вообще состав сильно изменчив, и можно, например, вообще указать, что в группе биотитов количество главных составных частей меняется грубо в следующих пределах: MgO от 1,5 до 27,5%, FeO от 5 до 25%, Fe_2O_3 от 1 до 20%, TiO_2 (весь Ti) от 0 до 12,5% и т.п.

Наблюдается также (Трёгер): 0,03–0,2 V_2O_5 ; 0,02–0,2 Cr_2O_3 ; 0,01% SrO ; 0,1-3,0% BaO .

Сингония биотитов псевдогексагональная, моноклинная. Встречается минерал в виде пластинок, табличек, чешуек, розеток, листочков, редко в виде пирамидальных или более или менее изометричных кристаллов; в разрезах шлифов получают иногда правильные шестиугольнички, ромбы, прямоугольнички, последние по коротким сторонам обычно совершенно неправильно ограниченные формы. Спайность в высшей степени совершенная по третьему пинакоиду. В разрезах, где она видна, погасание всегда прямое, за исключением щелочных пород и лампрофилов, где достигает 7–8°. Двойники по слюдяному закону (см. мусковит, хлорит) наблюдаются почти только в лампрофирах и щелочных породах; в гранитах, диоритах, гнейсах и т.д. двойники исключительно редки.

323. Цвет обычно бурый разных оттенков, также буро-красный, оранжево-красный и красно-оранжевый довольно интенсивный, иногда

почти черный, непрозрачный. От бурого цвета наблюдаются все переходы к зеленому, причем почти чисто зеленые, всегда почти желтовато-зеленые, биотиты сравнительно часты в кристаллических сланцах, контактных и вообще метаморфических породах, а также встречаются не очень редко в кварцевых олигоклазовых диоритах, называемых иногда плагиогранитами и трондjemитами, иногда в гранодиоритах и лампрофирах. В эффузивных породах зеленый биотит, по-видимому, совершенно не встречается. Исключительно также редко биотит имеет синий оттенок (обычно – буроватый и желтый), как примесь к зеленому цвету. Наконец, бледный, иногда очень бледный, биотит – розоватый, розовато-буроватый и т.д. – встречается в кристаллических известняках и лампрофирах; здесь он нередко бывает зональным, что очень характерно для биотитов, лампрофиринов и богатых биотитом гранито-порфировых пород (асхистовых, переходных к диасхистовым). У флогопитов цвет обычно бледнее, чем у биотитов; оранжевый цвет, по-видимому, связывается большей частью с примесью титана в форме TiO_2 , может быть Ti_2O_3 . Иногда может быть почти бесцветным.

324. Плеохроизм даже для бледноокрашенных биотитов очень характерен для этого наиболее плеохроичного минерала. Схема абсорбции $Ng = Nm > Nr$, причем по Nr цвет весьма слабый и минерал почти бесцветен; иначе говоря, в удлиненных прямоугольниках разрезов, где видна спайность, минерал приобретает в проходящем свете наиболее густую окраску в том положении, когда колебания поляризатора параллельны спайности или длинной стороне разреза. Эту схему абсорбции можно назвать биотитовой, и она в противоположность турмалиновой свойственна огромному большинству всех породообразующих минералов. Несмотря на большую распространенность этого минерала, указываемая биотитовая схема абсорбции нарушается исключительно редко. Мне известны из всей мировой литературы только пять случаев, когда у биотита наблюдалась турмалиновая схема абсорбции. К сожалению неясно, с чем она связана; иногда примесь окислов марганца путает все цветовые (абсорбционные) отношения; кроме того, следует отметить, что при сравнительно заметной примеси титана никогда не определяется даже в анализах отдельных биотитов (а не пород), в каком виде этот элемент входит в состав биотитов (TiO_2 , Ti_2O_3 или даже (?) TiO). [Сейчас выяснено, что обратная схема абсорбции характерна для некоторых редких биотитов, в которых алюминий в тетраэдрической координации в значительной части замещен Fe^{3+} . Однако нельзя утверждать, что это является единственной причиной турмалиновой схемы абсорбции, в частности маложелезистых биотитов некоторых ультраосновных пород.] Очень характерны для биотитов плеохроичные оболочки, т. е. более густая окраска минерала непосредственно около включений, в нешироком кольце (в разрезе), измеряемом сотыми и тысячными долями миллиметра. Чаще всего они образуются около включений циркона, затем ортита, редко сфена и апатита, причем наблюдается – где это можно было установить

определенно (швейцарские породы) – соответствие между возрастом пород и интенсивностью окраски и шириной оболочек. Это понятно из того, что плеохроичные дворики обусловлены действием радиоактивных примесей указанных включений. Так как бывают и пневматолитовые цирконы, то таким корреляциям едва ли можно доверять, пока не определен *точный химизм* включений.

325. В связи со всем вышесказанным понятно, что оптические константы биотитов сильно изменчивы. Двупреломление большей частью колеблется в пределах от 0,040 до 0,050. Для светопреломления приводятся такие цифры:

флогопит – N_p от 1,534 до 1,565; $N_m \cong N_g$ от 1,565 до 1,606;
биотит и лепидомелан – N_p от 1,598 до 1,630; $N_m = N_g$ от 1,630 до 1,700,

причем для $N_m = N_g$ даются цифры 1,731 и даже 1,7511. Однако последние две цифры едва ли верны. [В последнее время для дацитов Закарпатской области подтверждено существование биотита – оксилепидомелана – с показателем преломления до 1,76, так что указанные сомнения снимаются.] Преломление увеличивается вместе с увеличением железа, особенно окиси, и, вероятно, также титана, так что у флогопита меньше, чем у биотитов и, конечно, лепидомеланов. Обычные цифры для биотитов: N_p – 1,56–1,60 и $N_m \cong N_g$ – 1,60–1,66. Постоянно незначителен угол оптических осей, колеблющийся в огромном большинстве случаев в пределах от 0 до 10°, очень редко превышая эту цифру (лампрофиры, щелочные породы) и доходя в совершенно исключительных случаях до 42°, причем во всех случаях угол этот отрицательный.

326. Однако, изменчивость констант мы пока не в состоянии даже грубо связать с составом отдельных членов группы. Это, впрочем, понятно из того, что, оставляя даже в стороне влияние различных химических связей, мы имеем здесь слишком много независимых химических переменных, а количественно определяемых оптических независимых переменных у нас всего три – три показателя преломления (даже собственно два, так как $N_g \cong N_m$), к которым можно еще присоединить качественно и грубо определяемые в сущности две переменные: цвет по $N_g \cong N_m$ и дисперсию. Даже привлечение еще одной константы – угла погасания – и сверх того удельного веса не сможет, хотя бы приблизительно, уравнивать количество химических неизвестных с получаемыми физическими данными. Это, как указывалось, касается многих минералов и из них особенно чешуйчатых и пластинчатых, т. е. слюд, хлоритов, хрупких слюд, которые Лейс и Мид назвали очень гибкими в отношении состава минералами кристаллических сланцев, формами, особенно приспособленными для их заполнения довольно различным составом.

327. Переходя теперь к распространению биотитов, я обращаю здесь ваше внимание на обстоятельство, которое, быть может, надо было упомянуть ранее.

А именно, почти всюду и постоянно повторяется, как какая-то закономерность, полярность между магматическими и пневматолитическими и вообще эпимагматическими минералами. Резче всего она, эта полярность, бросается в глаза в группе перидотитов: магмы этих пород дают породы, почти лишенные Al_2O_3 и щелочей, а постмагматические минералы, связанные с этими породами, нередко как раз богаты и Al_2O_3 и щелочами (эпидоты, хлориты, корунды, альбиты, щелочные амфиболы). Затем диабазы, бедные Na_2O , дают в контактах адиноли, богатые Na_2O . Нефелиновые сиениты, те, которые мне удалось наблюдать, всегда содержали $CaCO_3$, меж тем они бедны кальцием; наконец, граниты, породы, бедные окисью магния, очень часто при ороговиковании пород, несомненно, обогащают их магнием (биотит) и т.д., и т.д. Вопрос относится собственно уже к петрологии, но мне хотелось обратить на него ваше внимание, чтобы вы не удивлялись таким ассоциациям и не теряли время на многократные повторные проверки, если в перидотитах, например, встретите корунд, около диабазов – обогащение Na_2O , около гранитов – обогащение геденбергитом, хотя сам гранит очень беден железом, а также обогащение биотитом и т.д., и т.д. Явление это по частой его повторяемости можно было бы назвать **правилом полярности магматических и эпимагматических минералов.**

328. Биотит – минерал, легко поддающийся изменению под влиянием эпимагматических и вторичных процессов. В этих случаях он бледнеет и постепенно становится бесцветным. Наблюдаются также всевозможные переходы от биотита к хлориту с постепенным изменением всех свойств биотита, и нередко получается полная псевдоморфоза хлорита по биотиту. Обычно биотит замещается в этих случаях пеннином. Очень часто располагается при этом по трещинам в виде грязных, полупрозрачных, линзовидных скоплений и зернышек эпидотовый минерал, такой мелкозернистый, что в микроскопе получается впечатление как бы загрязнения биотита при превращении его в хлорит. В этих грязных пылеобразных продуктах в скрещенных николях вы легко заметите кое-где высокую интерференционную окраску (при больших увеличениях), подобную эпидотовой. По рельефу, кроме того, ясно видно, что у этих землистых продуктов гораздо выше преломление, чем у биотита или хлорита. По этим признакам – а также по остаткам легко идентифицируемого эпидота внутри этих землистых продуктов или рядом с ними в совершенно одинаковых условиях – эти землистые продукты надо назвать эпидотовыми минералами. При более сильном изменении здесь отлагаются уже кальцит, водная окись железа и кварц. Наряду с эпидотом нередко при превращении биотита в хлорит образуются очень тонкие призматические кристаллики – иголки рутила, называемые сагенином; иногда образуется сфен (см. п. 255, конец). Флогопит иногда превращается не в мусковит (за этим надо строго следить), а в тальк. Биотит сам нередко замещает амфиболы и пироксены, а также иногда и оливин. Затем биотит получается, по видимому как эпимагматический, а может быть и реакционный продукт, между магнетитом, ильменитом и окружающими последний минералами, даже плагиоклазами. Это наблюдается в изверженных породах.

329. Биотит – типичный магматический минерал, так как встречается в виде вкрапленников в эффузивных горных породах, обыкновенно кислых и промежуточных, для которых он и характерен.

Путем сухого плавления подобно амфиболу получен быть не может. Получен (вместе с амфиболом) из безводных, но богатых фтором сплавов (Д. П. Григорьев). [В этих слюдах OH^{1-} заменен на F^{1-} что частично наблюдается и в природных слюдах, а также во многих других минералах, но возможно далеко не везде]. Это характерный минерал для наиболее распространенных пород – гранитов.

330. В эффузивных горных породах нередко наблюдается так называемая **опацитизация** биотита, т. е. превращение его, чаще всего только по краям, а иногда и нацело, в непрозрачное вещество – магнетит. Это превращение нельзя считать простой коррозией, т. е. растворением вследствие изменения физико-химических условий; иногда минерал полностью сохраняет при этом свои ограничения, и поэтому опацитизация есть, несомненно, распад, диссоциация, причем надо иметь в виду, что опацитизация у биотита происходит несколько труднее, чем это бывает у роговых обманок. Иногда опацитизация биотита происходит нацело, иногда только по краям его зерен; в некоторых породах можно наблюдать, что роговые обманки опацитизированы резко, а биотит почти или совсем не тронут. Вообще в отношении опацитизации минералы разделяются на легко ей поддающиеся и поддающиеся трудно; наиболее легко опацитизируются амфиболы, затем идут биотит, ромбический пироксен, и труднее всего подвергается диссоциации моноклинный пироксен. Замечено давно, что явления опацитизации, при прочих равных условиях, бывают тем интенсивнее, чем сильнее раскристаллизовывается основная масса эффузивной породы. Явление опацитизации надо поставить в связь с высокой температурой. Когда изверженная масса подходит к земной поверхности и изливается на нее, необходимо происходит соприкосновение ее с кислородом воздуха, т. е. процесс окисления, всегда сопровождающийся выделением очень большого количества тепла, так что лава, вылившись, снова раскаляется. Это тепло является одним из главных факторов опацитизации. (Тепло происходит от сгорания, от окисления.) Следующим не менее важным фактором опацитизации является, конечно, и скрытая теплота быстрой кристаллизации переохлажденных несколько расплавов, представляемых лавами. Поэтому, если лава закристаллизовывается на земной поверхности, а кристаллизация в данном случае идет быстро, то тоже выделяется большое количество тепла, и процесс поэтому в более раскристаллизованных лавах должен идти интенсивнее, чем в стекловатых лавах. [Основным фактором, по-видимому, нужно считать окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} при соприкосновении с кислородом атмосферы.]

Останавливаясь на этом явлении более подробно у нас нет времени и необходимых условий, но можно смело утверждать, что опацитизация является очень важным геологическим фактором, так как безусловно наблюдается только в породах, излившись на земную поверхность или застывших на очень незначительной глубине от земной поверхности, куда достаточно свободно может проникать воздух. В глубинных породах, нормальных, опацитизация никогда

не наблюдается. Если мы иногда и прочтем об опациитизации роговых обманок в диоритах или сиенитах, то всегда нужно требовать детальных описаний, – в каком залегании находится этот сиенит или диорит по отношению к другим породам. Если такие диориты или сиениты с опациитизированными роговыми обманками действительно вы будете наблюдать, то это укажет вам на то, что эти глубинные интрузивные породы, несомненно подвергались действию тепла от какой-нибудь ближайшей более молодой эффузивной породы. Иногда явления опациитизации наблюдаются даже в больших сравнительно включениях интрузивных пород внутри лавы. Тогда это явление вполне объяснимо с физико-химической точки зрения. Сначала биотит или роговая обманка кристаллизовались в глубинных условиях и получалась интрузивная порода, а затем происходили явления денудации пород и породы эти ближе подходили к земной поверхности. Ясно, что лава, извергавшаяся в этом месте, могла захватить обломки этих пород, и тогда биотит и роговые обманки становились неустойчивыми в условиях сильного жара эффузии, вследствие чего могла произойти опациитизация. Если у вас в породе совершенно нормального во всех отношениях габитуса наблюдаются явления опациитизации, то эта порода, наверное, или представляет собой лаву или остывала очень недалеко от земной поверхности. Обратное заключение не имеет силы, т. е. из того обстоятельства, что роговые обманки и биотит не опациитизированы; нельзя делать заключения, что породы не могут быть лавовыми; это следует из того, что иногда при опациитизированном амфиболе биотит остается нетронутым. С большим основанием можно сказать в случае роговой обманки, что, если она в данной породе эффузивного габитуса не опациитизирована, то, скорее всего, это не лава, а жила. Я еще раз повторяю, что опациитизация является очень важным геологическим фактором, помогающим иногда разобраться в геологическом положении данной породы. [Сейчас общность этого вывода приходится поставить под сомнение, так как в Закарпатской области несомненная опациитизация роговой обманки отмечена в андезитах, залегающих в виде жил, т. е. не излившихся на поверхность.]

331. Из всего сказанного ясно, что биотит почти не встречается в основных массах лав, т. е. эффузивных пород, и именно лав, а не в каких-нибудь жильных пород эффузивного облика. Зеленые биотиты, как оказывается, нередко встречаются в олигоклазовых кварцевых диоритах и особенно часто в кристаллических сланцах. В некоторых изверженных породах как эффузивных, так и жильных и интрузивных, вы можете наблюдать небольшие кучки биотита, разбросанные по полю шлифа. Эти кучки состоят из мелких агрегатов пластиночек и чешуек биотита. Этот биотит обыкновенно зеленого цвета, но иногда бывает и бурый. Иногда совершенно ясно видно по всем соотношениям структурным и по всему распределению этих участков, что они эпимагматического происхождения. И надо считать, что биотит, располагающийся такими участками, всегда является минералом эпимагматическим, либо пневматолитическим,

либо высоко гидротермальным, либо контактовым. Это обстоятельство иногда ясно указывает, что около изучаемой вами изверженной породы должна находиться другая изверженная масса, изменившая эту первую породу. Дополню еще, что для роговиков весьма характерно то, что шоколадно-бурый или буро-оранжевый биотит этих пород обыкновенно бывает неправильной формы, часто розетковидный и, как в указанных выше породах, часто собирается в отдельные кучки¹.

332. Биотит можно спутать с хлоритом. Надо сказать, что бурый хлорит, такой же бурый и такого же цвета, как биотит, не встречается. Но бывает бурый хлорит, весьма похожий на бледноокрашенный биотит. Сразу уже в проходящем свете бросается в глаза, что такой светло-бурый минерал плеохроирует слабо. Это является первым указанием на то, что это не биотит. Следует только скрестить николи и наблюдать интерференционную окраску в тех разрезах, где заметна спайность, чтобы сразу же можно было сказать по низкому двупреломлению, что это не биотит, а хлорит. У биотита двупреломление редко спускается ниже 0,040, у хлорита редко поднимается выше 0,015 и никогда выше 0,020. [Биотит можно спутать также со слюдообразным минералом – стильпноmelаном, обладающим также интенсивно бурой окраской и плеохроизмом.]

333. Биотит можно также спутать с амфиболом. Там, где в разрезах наблюдаются трещины спайности, такого смешения сделать нельзя, потому что в биотите, как указывалось, погасание всегда прямое и только очень редко в щелочных породах и лампрофирах доходит до 7–8°; в роговых обманках погасание относительно трещин спайности разрезов в исключительных случаях может быть прямым. Затем у биотита плеохроизм резче, чем у амфиболов. По этой резкости плеохроизма иногда можно в проходящем свете заметить, что два очень близкие на вид минерала принадлежат – один к амфиболу, а другой – очень густой окраски и резко плеохроирующий – к биотиту. На простом микроскопе иногда биотит от роговой обманки не удастся отличить, если разрезов в шлифе немного и спайности не видно, но тогда точные методы исследования сразу выделяют биотит по его очень незначительному углу оптических осей. Наконец, у биотита двупреломление значительно выше, чем у амфибола; при этом надо иметь в виду, что некоторые роговые обманки имеют двупреломление до 0,072, и руководствоваться одним только двупреломлением не приходится. Здесь можно отличить биотит от роговой обманки тем, что у бурой роговой обманки коэффициент преломления выше и доходит до 1,75, а у биотита коэффициент преломления не выше 1,690 (цифры 1,7 и выше не внушают доверия) [см. замечание в п. 324].

¹ По таким особенностям, очень характерным как для биотитов, так и роговых обманок, иногда бывает совершенно ясно, что перед вами не лампрофир, а контактово измененная порода – ошибки, иногда встречающиеся даже в образцовых коллекциях.

334. Биотит можно спутать с ортитом, который иногда бывает так же густо окрашен, как биотит, но плеохроирует менее интенсивно, чем биотит. У ортита коэффициент преломления больше и заметно меньше двупреломление. По одному двупреломлению опять-таки судить нельзя, – у ортита двупреломление поднимается до 30–35 тысячных. Наконец, биотит можно спутать с турмалином. Тут главное отличие может быть только по схеме абсорбции, – у биотита абсорбция биотитовая, а у турмалина обратная, т. е. турмалин гуще окрашен в том случае, когда длинная сторона разрезов перпендикулярна к колебаниям поляризатора. Турмалин никогда не бывает окрашен в шлифах в такой густой бурый цвет, как биотит, во времена плеохроирует не менее резко, чем последний.

335. Я еще раз повторяю, что соответствия между составом биотитов и их оптическими свойствами мы еще далеко не знаем и поэтому различать под микроскопом внутригрупповые разновидности темных слюд мы не в состоянии. Можно только сказать, что флогопиты вообще отличаются от биотита и лепидомелана по их низкому преломлению и по менее густой окраске. Лепидомелан отличается большим преломлением и более густой окраской и свойствен преимущественно кислым и промежуточным породам.

Ромбические амфиболы

336. Перехожу теперь к амфиболам, не менее важной, чем биотит, группе породообразующих минералов. Имеются два раздела амфиболов, как и пироксенов: ромбические и моноклинные. **Ромбические амфиболы** встречаются несравненно реже моноклинных, представляя собой редкие минералы, и потому я остановлюсь на них кратко. Состав может быть представлен формулой $(\text{Mg, Fe})_7 [\text{OH}]_2 \text{Si}_8\text{O}_{22}$, часть двухатомных окислов замещается иногда CaO и MnO ; иногда в небольших количествах присутствуют Fe_2O_3 и TiO_2 , а количество глинозема в так называемых жедритах доходит до 22%. Формы – преимущественно вытянутые, шестоватые и даже волокнистые; бывают в зернах; отмечаются листоватые индивиды. Характерна типичная для всех вообще амфиболов призматическая спайность по $(110)^1$ с углом между плоскостями призмы около 55° ($54^\circ, 5$). Наблюдается также спайность по (010) , и отмечается спайность же (отдельность?) по (100) . Двойников не наблюдалось. Преломление колеблется в зависимости от содержания Al_2O_3 и соотношения FeO MgO , а именно для N_p приводятся цифры от 1,62 до 1,67 и для N_g – от 1,63 до 1,70 при двупреломлении от 0,013 (искусственный) до 0,030. Замечательны, как и для ортопироксенов, отклонения от ромбической сингонии, на которые уже давно указывал В. В. Никитин. Мною измерялся в алтайском кордиеритовом

1 [В связи с удвоением параметра а ромбических амфиболов на основании рентгенометрических данных сейчас этой же спайности приписывают символ (210) . То же относится и к ромбическим пироксенам.]

роговике угол $cNg = [001] Ng$ до 12° , вместо 0° , требуемого для ромбического минерала. [По-видимому, благодаря тонкому прорастанию моноклинным амфиболом – грюнеритом]. Это обстоятельство я подчеркиваю, так как указаний на это в иностранных справочниках я не находил. Угол оптических осей, как это и следует из предыдущего, подвержен сильным колебаниям и меняется от $+74$ до -56° Удлинение всегда положительное. В шлифах нормальной толщины ортоамфиболы бесцветны. Это минералы метаморфических пород, кристаллических сланцев и контактных роговиков, происходящих из пород, богатых магнием. Замещают иногда богатые MgO первичные минералы, в том числе даже эпимагматические серпентины.

337. Антофиллитами обычно называются ортоамфиболы, бедные глиноземом, жедритами, – содержащие Al_2O_3 (> 5 вес. %). От бесцветных амфиболов моноклинной сингонии они отличаются углом погасания, равным нулю, или очень малым преломлением и иногда углом $2V$; от бесцветных ортопироксенов – спайностью призматической (55° вместо 87°), частью двупреломлением и преломлением и ассоциациями, – бесцветные ортопироксены преимущественно минералы магматические.

Моноклинные амфиболы

338. В отношении химизма **моноклинные амфиболы** по своему составу толкуются различно. Имеется наиболее старое толкование (I), по которому состав амфиболов строится из таких молекул:

- 1) $CaMg_3Si_4O_{12}$; 2) $Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$;
- 3) $CaMg_2Al_2Si_3O_{12}$; 4) $Na_2Al_2Si_4O_{12}$,

где в 1 мы имеем молекулу, соответствующую **тремолисту** (или **грамматиту**), рассмотренному нами выше в группе бесцветных минералов. Если в молекуле 1 часть Mg замещается Fe, то получается молекула 2, соответствующая встречающемуся в природе амфиболу – **актинолиту**. Молекула 3 представляет так называемую **чермаковскую молекулу**. В чистом виде амфибол такого состава не встречается. Эта молекула легко получается из тремолита, если в тремолите возьмем одну молекулу двухатомного магния и одну четырехатомного силиция и заменим эту шестиатомную группу двумя трехатомными молекулами глинозема (получается опять 6-атомная группа). Наконец, молекула 4 представляет главную составную часть глаукофана. Место магния и железа во всех этих формулах может замещать частично марганец, место натрия – калий и частью гидроксил и место трехатомного алюминия – трехатомное железо. По другому представлению (II) аналогичному только что приведенному, состав роговых обманок можно строить из молекул: 1) $Ca(Mg, Fe)_3 Si_4O_{12}$ и $(R_2, R'')_3 (Al, Fe''')_2 Si_3O_{12}$. первая – **актинолитовая**, вторая – **синтагматитовая** молекулы.

339. И, наконец, существовало еще такое представление о химическом молекулярном строении амфиболов. Это представление позволяет наиболее легко пересчитывать анализы амфиболов без

остатков окислов, что очень часто имеет место при пересчетах, исходящих из представлений II и I. Однако здесь входит слишком много молекул и особенно не внушает доверия молекула 6:

- 1) $\text{CaMgSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{MgSiO}_3$; 2) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 \cdot 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$;
- 3) $\text{Na}(\text{Al}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$; 4) NaAl_2OF_4 ;
- 5) NaSiO_2OH ; 6) $(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$.

340. Уже давно, еще в прошлом столетии, в состав амфибола вводили иногда гидроксильную группу. В самое последнее время одновременно и независимо друг от друга два автора В. Е. Warren и W. Kunitz пришли к необходимости следующим образом представлять составы амфиболов¹:

1. **Тремолит** $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{SiO}_3)_8$ – бесцветный.
2. **Актинолит** $\text{H}_2\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{SiO}_3)_8$ – зеленоватый; зеленый; синевато-зеленый; сине-зеленый.
3. **Грюнерит** $\text{H}_2\text{Fe}_7(\text{SiO}_3)_8$ – желтоватый; зеленоватый; буроватый.
4. **Куммингтонит** $\text{H}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_7(\text{SiO}_3)_8$ – буровато-желтый.
5. **Купферит** $\text{H}_2\text{Mg}_7(\text{SiO}_3)_8$ ².
6. **Роговая обманка** $\text{H}_2(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_3]_3$ ³

[Изучение структуры амфиболов показало, что в то время как в пироксенах кремнекислородные тетраэдры сцеплены через кислороды в бесконечные цепочки общей формулы $[\text{SiO}_3]^{2-}$, в амфиболах эти цепочки сдвоены в ленты с общей формулой $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{6-}$. Кроме того, в решетке обязательно присутствует гидроксил OH^- , иногда заменяется F^- (на чем и основано искусственное получение амфибола). Соответственно формула тремолита пишется $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{OH}]_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$, актинолита $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{OH}]_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$, грюнерита $\text{Fe}_7[\text{OH}]_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$ ит.д. Дальнейшее осложнение состава получается в результате замены части Si^{4+} на Al^{3+} (обычно до $1/8$), причем недостающий заряд компенсируется внедрением иона Na^+ с предельной формулой $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{OH}]_2[\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$. Кроме того, часть Mg^{2+} может заменяться на Al^{3+} и Fe^{3+} и, вероятно, Ti^{3+} также с компенсацией Si^{4+} на Al^{3+} ; такая замена объясняет присутствие Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Na_2O в роговых обманках.]

[Для краевых членов соответствующих рядов предложены следующие названия: чермакит для амфибола с предельным содержанием глинозема, но без щелочей, эденит – для амфибола, в котором вхождение глинозема компенсируется только Na , и паргасит – роговая обманка с предельным содержанием глинозема и Na . Эти

¹Такое представление очень хорошо согласуется с роговыми обманками как породообразующими минералами; если не вводить воды в состав амфиболов, было бы трудно понять, почему они легче диссоциируют (п. 330), чем гидроксилсодержащие биотиты.

²В чистом виде как минерал не обнаружен.

³В самое последнее время общая для всех роговых обманок формула дается (H. Berman и E. S. Larsen) в таком виде:

$(\text{Ca}, \text{Na})_2 \text{Na}_{\text{от } 0 \text{ до } 1} \text{Mg}_4(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$, причем элементы, взятые в скобки, могут замещать один другого нацело, и всюду FeO и Fe_2O_3 могут замещать соответственно MgO и Al_2O_3 .

названия широко используются в литературе (см. Дир и др., т. 2, «Мир», М, 1965), хотя их и нельзя считать удачными, т. к. старые названия – эденит и паргасит – применяются в новом смысле].

[В щелочных амфиболах замена Mg^{2+} на Fe^{3+} и Al^{3+} компенсируется заменой Ca^{2+} на Na^+ – см. п. 358 и дальше.]

[И кроме того в некотором количестве соответствующие компоненты входят в состав обыкновенной роговой обманки; что еще больше усложняет ее формулу.]

341. Как видите, амфиболы представляют собой очень сложную в химическом отношении группу минералов. Поэтому неудивительно, что есть стремление разбить эти амфиболы на более мелкие группы. Наиболее удобным нужно считать следующее деление (Н. Rosenbusch): во-первых, **группа актинолита**, или лучистого камня; во-вторых, группа амфиболов с трехатомными окислами, входящими в ее состав, – это **группа обыкновенной роговой обманки** и, в-третьих, щелочные амфиболы с заметным количеством щелочей в их составе.

В группу актинолита входят: тремолит, о котором, как о бесцветном минерале, я говорил раньше; актинолит (формула его была дана выше) – может содержать до 4,5% Al_2O_3 и 2,5% Fe_2O_3 ; затем куммингтонит – изоморфная смесь купферита (см. выше) с грюнеритом, и грюнерит (см. выше). Сингония моноклинная. Амфиболы этой группы встречаются в виде довольно удлиненных призм, настоящих игл, и эти иглы и призмы не имеют обыкновенно концевых граней. Часто волокнисты, бывают в виде шестиков, столбиков, иногда зерен. Удлинение у всех актинолитовых амфиболов положительное. Весьма характерна спайность по призме. По-видимому, она несколько более совершенна, чем таковая же призматическая спайность пироксенов, причем в отличие от пироксена, где угол призмы образует 87° , у амфиболов угол между трещинами призматической спайности около 56° . Может быть также хорошо выраженная спайность – и всегда надо это иметь в виду – по второму пинакоиду; затем наблюдается для амфиболов отдельность по третьему пинакоиду, по первому пинакоиду и по пинакоиду символа (101). Для чистых (без Na_2O , Al_2O_3 и Fe_2O_3) актинолит-тремолитовых амфиболов существует такое соотношение между составом и коэффициентом преломления (W. Kunitz) (интерполировано):

100 мол. % тремолита	90	70	30	50	10	
N_g	1,627	1,634	1,651	1,663	1,674	1,683
N_p	1,600	1,612	1,628	1,642	1,655	1,666

342. Двойники, как у пироксена, – так называемый обыкновенный закон, по плоскости первого пинакоида, – иногда полисинтетические с небольшим количеством двойниковых полос. Двойники встречаются и по третьему пинакоиду; иногда встречаются соответствующие отдельности. Макроскопически актинолитовые амфиболы почти никогда не бывают черными или зелено-черными, что служит хорошим отличием от обыкновенных роговых обманок, которые

иногда нельзя отличить от актинолитовых иначе, как только посредством химической пробы. Микроскопически в шлифе они редко бывают густо окрашены в соответствующие цвета (см. выше), и плеохроизм этих актинолитовых амфиболов выражен не так резко, как у обыкновенных и у щелочных, причем очень характерна схема абсорбции, — $N_g > N_m \gg N_p$. Во всяком случае, бурых цветов у актинолитовых амфиболов в шлифах не бывает. Эта схема абсорбции является для тех и других амфиболов очень характерным свойством, так как это быстро можно обнаружить под микроскопом и не смешать их с густоокрашенными пироксенами — эгиринами. Угол оптических осей у этой группы, т. е. актинолитовых амфиболов, очень большой: от 75° до 88° , отрицательный (очень редко до -60° — филиппштадит); у куммингтонита около 80° , положительный.

343. Колебание угла погасания $cN_g - [001]$, N_g у актинолитовых амфиболов от 10° до 20° . Для актинолитовых амфиболов характерно сравнительно высокое двупреломление, колеблющееся в пределах от 0,020 до 0,028, а у грюнерита двупреломление выше 0,030 и доходит до 0,045, чем этот амфибол легко отличается при своей бесцветности от остальных амфиболов. Для актинолитовых амфиболов показатель преломления по оси N_p от 1,606 до 1,628, по оси N_g от 1,632 до 1,655; у куммингтонитов $N_p - 1,64$, $N_g - 1,67$ и у грюнеритов, что для них очень характерно, этот показатель значительно выше — по N_p от 1,640 до 1,681, по N_g от 1,67 до 1,73. (По этим цифрам можно было бы грюнериты спутать с базальтическими роговыми обманками. Грюнерит отличается от последних тем, что имеет очень бледную окраску). Характерно для амфиболов, что плоскость оптических осей совпадает со вторым пинакоидом. Дисперсия оптических осей $\rho < \nu$, а грюнерит дает $\rho > \nu$.

344. Амфиболы актинолитового ряда представляют собой эпимагматический минерал, и в изверженных горных породах в виде первичного этот минерал не встречается. Кроме того, эти минералы могут быть контактовыми. Грюнерит встречается обыкновенно около рудных месторождений, остальные — нередки в кристаллических сланцах. В частности, самые из них обычные актинолит и тремолит образуются в виде продуктов замещения по пироксенам и оливину (так называемые пилитовые псевдоморфозы по оливину, в которых тремолит заполняет последний нацело в форме иголочек или очень тонких призмочек). Как отмечалось, эти амфиболы, в отличие от обыкновенных роговых обманок, никогда не бывают макроскопически черными или зелено-черными. Актинолит в шлифе почти всегда — хотя и очень слабо — окрашен, тремолит должен быть в шлифе бесцветен. Как я уже говорил, иногда актинолит очень трудно отличить от обыкновенной роговой обманки по оптическим свойствам, если двупреломление около 0,022 а не 0,027–0,028, цифры, которые для обыкновенной роговой обманки почти никогда не встречаются. Бедные FeO актинолиты можно отличить от обыкновенных роговых обманок также по преломлению; кроме того, актинолиты не бывают в шлифе

окрашены в бурый цвет. Вообще же, безусловное отличие можно провести большей частью только химической пробой – отсутствие или почти отсутствие Al_2O_3 в актинолите.

Смарагдит – изумрудно-зеленый (макроскопически) актинолит, тонкопризматический, образующийся большей частью из диаллага в габбровых породах, но встречающийся и в кристаллических сланцах. [Смарагдит наиболее характерен как вторичный амфибол эклогитов]. Иногда диаллаговая отдельность в нем остается; смарагдит обычно содержит небольшое количество Al_2O_3 . [Киевит – псевдоморфозы грюнерита по фаялиту в украинских гранитах].

345. Вторую группу амфиболов можно назвать группой роговой обманки (формула, см. п. 340); здесь наблюдаются переходы к щелочным амфиболам. Из редких сравнительно окислов наблюдаются, по Трёгеру (1935 г.): TiO_2 – 0,1–1,25, V_2O_5 – 0,01–0,1, Cr_2O_3 – 0,02–0,2, MnO – 0,05–0,3, NiO – 0,01–0,2, SrO – 0,01–0,1 и 0,1–0,3% F.

На рис. 33–38 представлены наиболее частые формы амфиболов в горных породах. Комбинации рис. 33–36 дают наиболее характерные разрезы. Сечение рис. 33 по первому пинакоиду характерно по своей форме или так, как это воспроизведено на рис. 33, *I* сплошными линиями, или в виде пунктира *ABCD* того же рисунка (иногда стороны *AD* и *BC* развиты очень плохо). Углы – как и далее – даны на рисунках. В этих более или менее коротких шестиугольниках спайности по (110), конечно, не видно (см. п. 6, второй абзац), ибо она наклонена к нормали к плоскости разреза под $\angle 62^\circ$. Еще более специфичен разрез рис. 33, *III*: это сечение формы на рис. 33 по плоскости, подобной *abcd*. По всем этим трем разрезам можно распознать бывший амфибол, даже если в разрезе не осталось и следов его вещества. Разрезы рис. 36, *I* и *II* (перпендикулярно к третьей оси) в неразложенных амфиболах должны иметь призматическую спайность, по которой минерал сразу распознается. То же самое имеет силу для так же расположенных сечений формы рис. 34. *I* (разрез на рис. 34, *II*) и рис. 38 (разрез на рис. 38, *II* и на рис. 38. *III*; в последнем случае амфибол опациitized в краях и несколько корродирован). В этих формах видно различное развитие граней (010) и появление грани (100), которая сравнительно редко бывает хорошо развита, хотя и служит плоскостью шва двойников амфиболов по обыкновенному закону. Как видно из рисунка, грани призмы третьего рода (110) всюду хорошо развиты, что характерно для амфиболов, и грани эти иногда только и развиты как наиболее устойчивые в кристаллических сланцах – см. сечение на рис. 39 – где концевые грани (111), (011), (001) очень часто отсутствуют или не распознаваемы по очень плохому развитию. Наконец, рис. 35 и 37 дают призматические, иногда очень удлиненные формы, снова без концевых граней, характерные для лучистых амфиболов.

Рассматриваемые роговые обманки имеют схему абсорбции:
 $Ng > Nm \gg Np$.

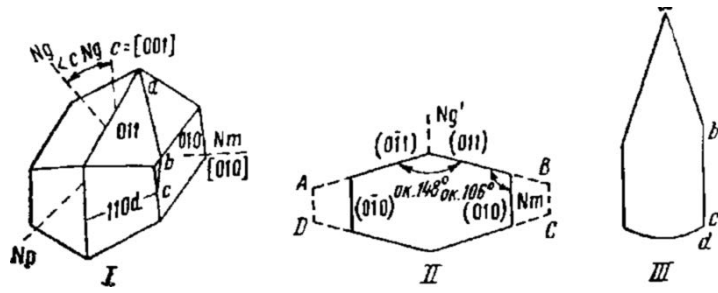


Рис. 33

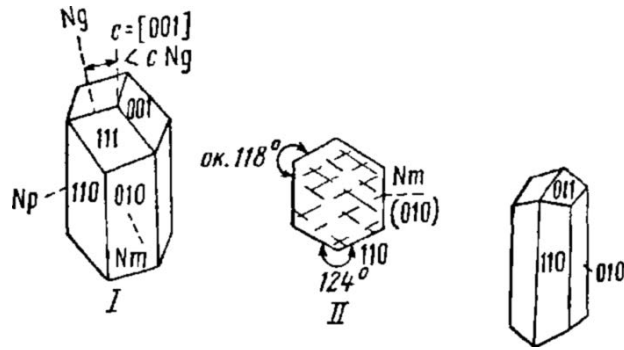


Рис. 34

Рис. 35

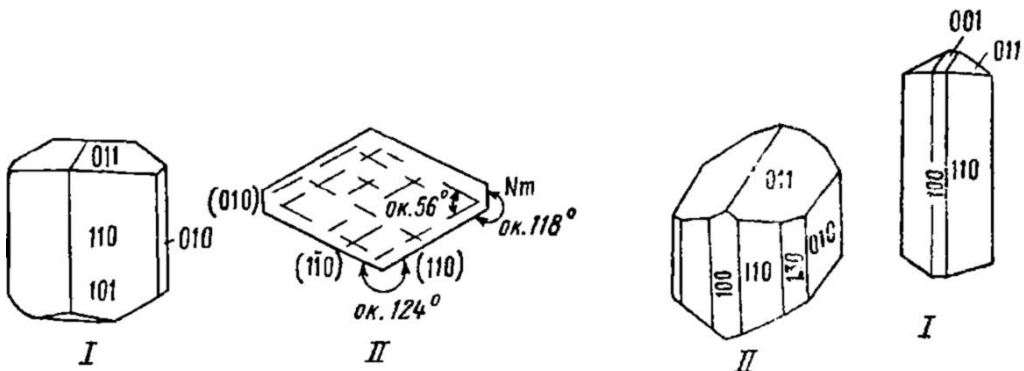


Рис. 36

Рис. 37

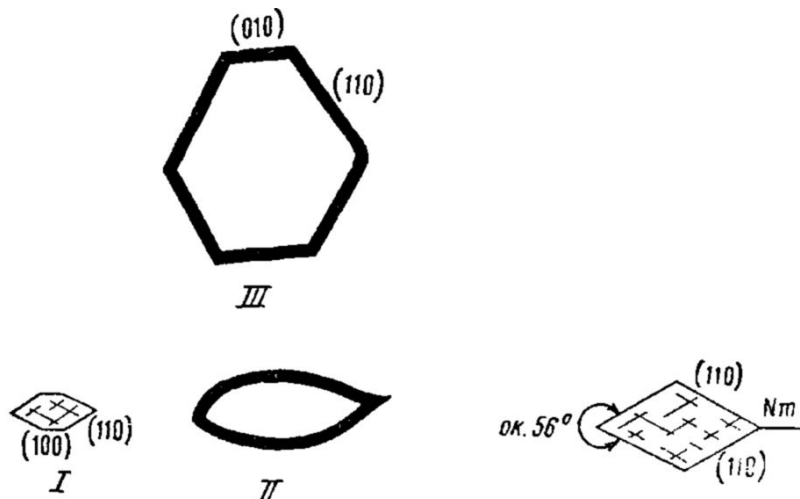


Рис. 38

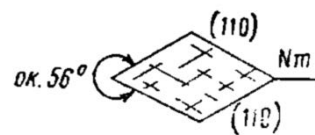


Рис. 39

Но оси N_g в зеленом цвете наблюдается ясный синий оттенок; по N_m в зеленом цвете наблюдается примесь желтоватого или буроватого оттенка, и N_p бывает соломенно-желтоватого и зеленовато-желтого оттенка, но очень бледного, почти бесцветного. Для роговых обманок бурого цвета по N_g эта бурая окраска обыкновенно несколько гуще, чем по оси N_m , а по оси N_p эти бурые обыкновенные роговые обманки опять-таки, как и зеленые, почти бесцветны, давая легкий буроватый оттенок, примесь к белому цвету. Очень характерно для плеохроизма обыкновенной роговой обманки, что она не меняет, как это наблюдается для эгирина, в зависимости от направления, характера своего цвета, т. е. бурая роговая обманка плеохроирует в бурых тонах, а зеленая роговая обманка в зеленых оттенках, и вы не имеете права назвать обыкновенной такую зеленую роговую обманку, где наблюдается при плеохроизме по одной оси чистый бурый цвет, а по другой ясный зеленый [здесь не учитывается очень светлый желтоватый цвет по N_p в зеленых роговых обманках]. В обыкновенных роговых обманках наблюдаются, как и около биотита, плеохроичные дворники вокруг включений. Для группы обыкновенных роговых обманок угол погасания так же, как и для актинолитовых, не характерен и меняется обыкновенно в пределах от 12 до 25° (крайние пределы 9–33°).

346. Показатель преломления, и это очень характерно для всех роговых обманок, является очень важной константой и обыкновенно, увеличивается вместе с увеличением железа. Для соотношения между коэффициентом преломления и содержанием железа имеется диаграмма, которую я здесь приводить не буду, но которую вы можете найти в американском журнале *American Journal of Science* – т. 37 за 1914 г. Соотношения в группах актинолита и роговой обманки, даваемые здесь Фордом, были проверены австрийским петрологом А. Мархетом, и диаграмма дает довольно хорошее соответствие между составом, выводимым из наблюдений коэффициентов преломления и действительным составом роговой обманки, находимым аналитически¹. Так же, как и коэффициенты преломления, колеблющиеся обычно в пределах N_p – 1,61 и N_g – 1,63–1,70, характерны для роговых обманок углы оптических осей, которые меняются в очень широких пределах, и если в группу роговых обманок, как это и надо сделать, отнести полушелочные роговые обманки, то можно сказать, что угол оптических осей будет меняться от 35 до 88°.

347. Для роговых обманок характерным признаком, как я указывал при биотите, является опацификация, которая имеет важное геологическое значение. По-видимому, роговые обманки, кроме

¹ Однако и здесь надо быть осторожным: помимо титана (до 1% TiO_2 , если исключить соретит и другие титансодержащие амфиболы), во все амфиболы вообще входят еще Mn, F (почти до 3%), Na, K, Fe^{2+} и Fe^{3+} и колеблющееся содержание H_2O . Соретит отличается от обыкновенной зелено-бурой роговой обманки повышенным содержанием титана и окисного железа. Оптически не отличим от обыкновенного бурого амфибола.

некоторых щелочных, в основных массах эффузивных горных пород не встречаются никогда, и это надо поставить в связь с тем, что было сказано относительно опацификации при биотите (см. п. 330). Поэтому по признаку нахождения в основной массе порфировых пород роговых обманок легко, в числе прочих признаков, разделять породы геологически эффузивные, т. е. излившиеся на земную поверхность, и породы, которые образуют жилы, и от жильных пород в смысле пород сопровождающих. Если в мелкозернистой основной массе порфировой породы находятся в значительном количестве роговые обманки, то можно сказать, что эта порфировая порода не может быть лавой, а должна либо залегать в виде жилы, либо относиться к так называемым жильным, т. е. сопровождающим, не самостоятельным породам (асхистовым или диасхистовым)¹.

348. Для петрографа важна так называемая уралитовая роговая обманка, относящаяся чаще всего к обыкновенным роговым обманкам, но иногда может быть представляющая собой также и актинолит. Уралитом следует называть, как это делал Густав Розе, такие роговые обманки, которые представляют полные псевдоморфозы по пироксену, а не псевдоморфозы заполнения, состоящие из агрегата амфиболовых зерен. Характерной для этой роговой обманки является форма – это разрезы моноклинного пироксена, авгита или диопсида (восьмиугольники), заполненные цельным кристаллом уралита. Иногда такие уралиты содержат внутри себя остатки первичного пироксена, очень легко замечаемые по бесцветности и высокому преломлению. Для уралита также характерен его цвет в шлифе – всегда грязный, зеленоватый, иногда синеватый. В-третьих, для уралита характерна неправильная призматическая спайность, видная в поперечных разрезах. В то время, как в нормальных роговых обманках трещины спайности имеют в разрезах совершенно прямые ограничения, в уралитовых роговых обманках они часто бывают извилисты и неправильны, напоминая – в сечениях с двумя системами трещин – цепочки. Уралитовые роговые обманки являются всегда эпимагматическими. В виде магматического минерала они, как и актинолиты, не встречаются. Иногда уралиты образуются как контактовые минералы. Надо также упомянуть, что они часто встречаются вокруг моноклинных (редко ромбических) пироксенов тонкими оболочками, ясно плеохроирующими, и в тех разрезах, где заметна спайность, имеют ясно меньший угол погасания. Эти ясно плеохроирующие оболочки являются роговыми обманками (не смешивать с ромбическими пироксенами, у которых плеохроизм не резок, и оттенки цветов не так отчетливы).

¹ Появление зеленой роговой обманки в основной массе эффузивной породы являлось бы совершенно непонятным; как давно уже доказано экспериментально, зеленые роговые обманки при нагревании буреют. Оказывается (V. E. Barnes), что при этом конституционная вода (п. 340) отдает свой кислород на окисление FeO в Fe_2O_3 , а H_2 выделяется. При обратном нагревании в атмосфере водорода минерал снова зеленеет. Все это хорошо связывается с явлениями опацификации (п. 330).

349. Эденит. Эденитом называются бесцветные обыкновенные роговые обманки, встречающиеся в кристаллических известняках, доломитах и контактовых породах вместе с контактными минералами, богатыми окисью магния, а именно, биотитами, гранатами, шпинелью и т.д. Некоторые считают эдениты перидотитов магматическим минералом. Это совершенно бесцветная роговая обманка, которую легко спутать с тремолитом. Ее можно отличить от последнего так же, как эта группа отличается от актинолитовых роговых обманок, – по присутствию в химическом составе ее Al_2O_3 . [По углу оптических осей, близкому к 90° образует переход к паргаситу].

350. Паргасит. Это эпимагматическая роговая обманка, обыкновенная, [бедная железом] т. е. с трехатомными окислами (см. п. 346, конец). В шлифе она зеленая, зеленоватая и очень редко буроватая. Характерен для паргасита положительный угол оптических осей, до 60° Угол погасания также значителен, около 27° и паргасит также дает характерную для него дисперсию $\rho > \nu$, между тем как дисперсия $\rho < \nu$ характерна для обыкновенных роговых обманок – очень характерная в группе амфиболов константа. Паргасит – контактовый минерал в кристаллических известняках и редко встречается в гнейсах.

351. Обыкновенные роговые обманки окрашены в зеленый и бурый цвет разных оттенков. Нередко в зеленых роговых обманках наблюдается синий оттенок, а в бурых красновато-бурый или оранжевый оттенок, что, по-видимому, связано с температурой (высокой) их образования; по крайней мере, оранжевый оттенок в перидотитах и пироксенитах является часто даже преобладающим. [Нередко наблюдается зональность, бурая роговая обманка на краях сменяется зеленой.] Обыкновенные роговые обманки редко бывают лучистыми, и если наблюдается лучистость, то скорее, это группа актинолитовых амфиболов, но не всегда. Обыкновенные роговые обманки являются характерным минералом для целых групп пород, для сиенитов, диоритов, гранодиоритов и их аналогов, для лампрофиров – из изверженных, амфиболитов, амфиболовых сланцев и гнейсов – из метаморфических пород. В основной массе излившихся на земную поверхность пород – они не встречаются. После плавления вновь не кристаллизуются, а дают авгит и магнетит (ср. опацификация). Очень характерна для них дисперсия оптических осей, – всегда $\rho < \nu$. Плоскость оптических осей является вторым пинакоидом, но бывает и перпендикулярна ко 2-му пинакоиду, что встречается очень редко. Интересно было бы знать, с чем это связано. Угол погасания у них от 12° до 25° , угол оптических осей около – 80° . У роговых обманок с синим оттенком угол оптических осей меньше, чем дается в справочниках, и колеблется в пределах от 60° до 75° , в то время как у актинолитовых он обычно больше 75° . Но этот угол у роговых обманок, которые нельзя назвать еще строго щелочными, иногда может опуститься до $30-35^\circ$, оставаясь отрицательным.

[Железистые роговые обманки с предельным содержанием Na называют гастингситами. В них угол оптических осей спускается до

0°, а в типичных гастингситах плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), причем изменения $2V$ и плоскости оптических осей иногда наблюдаются в пределах одного зонального кристалла. Гастингсит еще не является настоящим щелочным амфиболом, но характерен для щелочных пород. Наиболее типичные гастингситы встречаются с нефелином. К ним относят также иногда роговую обманку из парагенезиса с кварцем].

352. Базальтические¹ роговые обманки, встречающиеся как в щелочно-земельных, так и в щелочных породах, отличаются большим содержанием полуторных окислов. Они почти всегда содержат окислы титана до 5,5% TiO , в то время как в обыкновенной роговой обманке – 0,1–1,25% TiO_2 (по Трёгеру) и заметное количество щелочей. [Важнейшей особенностью базальтической роговой обманки является уменьшение содержания воды. Группа $(OH)^-$ заменяет здесь O^{2-} причем валентность компенсируется тем, что соответствующее количество ионов железа переходит из Fe^{2+} в Fe^{3+} . Такая реакция окисления происходит без добавочного кислорода и зависит только от температуры образования. Соответствующее побурение может быть получено простым нагреванием обыкновенной роговой обманки. С переходом железа в обычное трехвалентное состояние, а отчасти также с содержанием титана связано повышение показателя преломления.] Отличаются они от обыкновенных роговых обманок небольшим углом погасания, от 0 до 15°, иногда очень высоким дву- преломлением, достигающим до 70 тысячных. Но надо иметь в виду, что есть базальтические роговые обманки, у которых двупреломление опускается до 20 тысячных. Угол оптических осей отрицательный, обыкновенно около 80°, иногда он опускается до 50°. Типичная базальтическая роговая обманка должна иметь большой отрицательный угол оптических осей, малый угол погасания – около 10–15°, непременно большой коэффициент преломления и обнаруживать дисперсию осей эллипсоида. Преломление этой роговой обманки по N_g доходит до 1,76, по N_p – 1,69. Базальтическая роговая обманка в огромном большинстве бывает бурого цвета, красновато-бурого и очень редко может быть зеленого. Чаще чем обыкновенная, бывает зональной; иногда, как и баркевикит, в ядре бывает бурой к краям зеленой.

353. Баркевикит. Так называется бурая и красно-бурая роговая обманка, базальтическая, содержащая заметное количество окиси титана (до 5,5% TiO_2) и щелочей; наблюдается 0,01–0,1 BeO . Характерным для нее является то, что в отличие от базальтической роговой обманки, преломление не поднимается выше 1,708 ($N_p = -1,69$), но надо иметь в виду, что у бурой роговой обманки оно может опускаться ниже 1,701. Угол оптических осей может понизиться до 31°

¹ По-русски следовало бы говорить базальтовые. Быть может единственным оправданием применения немецкого суффикса (*ische*) является то, что базальтические роговые обманки встречаются не только в базальтах, но и во многих породах (андезитах, дацитах, диабазах и т.д.).

у баркевикита; для базальтической роговой обманки угла оптических осей ниже 50° я не встречал ни сам, ни в литературе. Баркевикит – настоящая полущелочная роговая обманка, представляющая собой переход от бурых роговых обманок к арфведсонитам. Как видите, только в редких случаях эти баркевикиты могут быть отличены от обыкновенных роговых обманок только оптически, в большинстве же случаев их можно отличить только химическим анализом.

354. Керсутитами называются базальтические роговые обманки, богатые окисью титана (6–7% и до 10,3%). Их под микроскопом от базальтических роговых обманок отличить очень трудно, – иногда синеватые оттенки в бурых цветах. Часто $\rho > \nu$. Показатель N_g от 1,69 до 1,74. Это – базальтические роговые обманки с сильной дисперсией биссектрис.

Наиболее легко от базальтических роговых обманок отличаются катофориты, у которых угол погасания изменяется от 30° до 60° , и схема абсорбции $N_m > N_g > N_p$. Цвета в шлифах красноватобуроватые. Очень сильная наклонная дисперсия. По составу катофорит относится уже к следующей нашей группе щелочных амфиболов, отвечая составу, промежуточному между баркевикитом и арфведсонитом. Все рассмотренные роговые обманки, в зависимости от их цвета, можно спутать, как указывалось, с серпентином (312), хлоритами (319), биотитами (особенно!, п. 333), эгиринами (особенно см. п. 367, ниже), ортитом (ниже, п. 372) и с турмалином. У турмалина – турмалиновая схема абсорбции, у амфиболов (кроме катофорита) – биотитовая, и это обстоятельство служит наилучшим и простейшим отличием. Турмалин – что также просто заметить – очень часто имеет неоднородную и меняющуюся в одном и том же зерне окраску, амфибол может быть только зональным. В отчетливо удлиненных разрезах турмалин дает всегда прямое, амфиболы (за исключением некоторых базальтических) большей частью косое угасание. Наконец, при точных методах турмалин одноосен, амфиболы отчетливо двуосны (см. также пп. 360 и 374).

Щелочные амфиболы

355. Третья группа амфиболов – это щелочные амфиболы. Для большинства из них очень характерны следующие общие всем им свойства, сразу выделяющие их от предыдущих групп амфиболов. Все эти свойства очень легко обнаруживаются под микроскопом, и поэтому их надо всегда иметь в виду, чтобы не принять какой-нибудь амфибол, похожий на обыкновенную роговую обманку, за эту самую. Первое – это дисперсия оптических осей, имеющая для многих из них характер $\rho > \nu$. Второе, что очень характерно, это схема абсорбции, большей частью обратная таковой же для предыдущих групп, т. е. $N_p > N_m > N_g$. Затем очень характерно – и очень легко устанавливается даже на простом микроскопе – часто отрицательное удлинение. И, наконец, для щелочных амфиболов характерно еще присутствие в цветах плеохроизма синего и иногда фиолетового цвета; фиолетовые,

сиреневые и т.п. цвета или оттенки (в шлифах) *определенно* указывают на щелочность, что касается синих цветов, то последние должны быть в настоящих щелочных амфиболах очень густыми, почти непрозрачными, если же синие цвета негустые, то для отнесения к щелочному ряду необходимо наличие ясной дисперсии биссектрис; в противном случае – без наличия фиолетовых оттенков – синий амфибол может оказаться полущелочным, а не типичным щелочным. Вот по этим свойствам, легко, повторяю, проявляемым под микроскопом, вы всегда не ошибетесь, приняв роговую обманку за щелочную.

356. На первом месте идет глаукофан или натрово-глиноземистый амфибол, формула которого $\text{Na}_2(\text{Al})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{OH}]_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$.

Наблюдается всегда примесь рибекитовой молекулы и вообще имеются переходы в ряду гастальдит-глаукофан-кроссит-родузит и, наконец, рибекит. Сингония моноклиная – почти только столбчатые и лучистые кристаллы и агрегаты. Удлинение у этого натриевого амфибола *п о л о ж и т е л ь н о е*. Двойники редки, но такие же, как и у обыкновенных роговых обманок. $N_p = 1,621$ и $N_g = 1,639$ у наиболее чистой разности, не содержащей железа. Цвета плеохроизма этого амфибола резко отличны от предыдущих, но схема абсорбции та же $N_m > N_t > N_p$; по N_p – очень светлый зеленовато-желтоватый, по N_m наблюдаются фиолетовые оттенки и цвета, и по оси N_g синие цвета большей и меньшей густоты. Так что по одним уже цветам плеохроизма амфибол можно сразу же отличить среди других. [Однако следует иметь в виду, что в сланцах очень часто встречается бесцветный или почти бесцветный глаукофан, который очень трудно диагностируется. В некоторых случаях такую разность глаукофана можно распознать по появлению голубой окраски в отдельных частях зерен.]

357. Угол погасания $[001] N_g = cN_g = 4-16^\circ$; изменяется, по видимому, в зависимости от примеси железа. Угол оптических осей отрицательный и меняется от 0 почти до 70° . Плоскость оптических осей параллельна второму пинакоиду. Двупреломление от 0,015 до 0,022. Наклонная дисперсия сильная $\rho > \nu$. Свойства, как видите, изменчивы, и это происходит потому, что существуют все переходы от чистого глиноземистого глаукофана, гастальдита, с двупреломлением около 0,024, до железосодержащего глаукофана, **родузита**, в котором Al_2O_3 заменен Fe_2O_3 , для которого характерно, что плоскость оптических осей перпендикулярна ко второму пинакоиду. И этот переход идет через кросситы различного состава, обладающие очень сильной дисперсией осей индикатрисы, так что в скрещенных николях темноты ни в каком положении – при наблюдениях в белом свете – не наблюдается, а получается аномальная розовосиреневая и синеватая интерференционная окраска вместо погасания. У кроссита двупреломление около 0,010.

Глаукофан в изверженных породах не встречается и является минералом, характерным для кристаллических (некоторых) сланцев. Замещается он иногда хлоритом, иногда обыкновенной роговой

обманкой, и в соответствующих случаях может произойти замещение альбитом; иногда сам замещает актинолит. По вышеприведенным своим свойствам и цветам не может быть смешан ни с одним минералом; схема абсорбции биотитовая, а не турмалиновая.

[В настоящее время выясняется также большое значение амфиболов промежуточного состава, сюда относятся роговые обманки с высоким содержанием глаукофанового компонента, так называемые барруазиты и амфиболы актинолитового ряда, также с высоким содержанием глаукофанового компонента – винциты (см. Н.Л. Добрецов и др., Докл. АН СССР, т. 199, 5, 1971). Оптическая диагностика их затруднительна. Барруазиты выглядят в шлифах как сине-зеленые роговые обманки. Винциты отличаются от актинолитов обычно также ясно выраженной голубовато-зеленой окраской и пониженным $2V$. Для многих винцитов и барруазитов характерны также грязно-фиолетовые тона окраски по Nm . Окончательное определение может быть получено только после химического исследования. Оба амфибола характеризуют своеобразный комплекс метаморфических пород, образовавшихся при высоких давлениях и сравнительно низкой температурой и встречаются совместно с глаукофаном.¹

358. Следующий вид щелочного амфибола – арфведсонит.

[Амфибол состава $Na_s(Mg, Fe)_4Fe[OH_2]Si_8O_{22}$ с наиболее высоким содержанием Na_2O , характерный для ультращелочных пород]. Окрашен минерал иногда так густо, что только в краях можно заметить синеватые или буровато-синеватые и фиолетовые цвета. Этот силикат один из немногих дает голубоватую черту. Удлинение у арфведсонита отрицательное. Схема абсорбции – характерная для щелочных амфиболов: $Ng < C Nm < Np$, т. е. минерал наиболее окрашен по оси Np . Двупреломление незначительное, не выше 0,012. Очень сильная дисперсия биссектрис. $Np = 1,676–1,695$ и $Ng = 1,686–1,708$. В цветах плеохроизма – синие оттенки или чистые индиговосиние цвета. Характерны также фиолетовые оттенки по оси Nm . Плоскость оптических осей перпендикулярна ко второму пинакоиду, иногда параллельна. Угол погасания от 14 до 20°, и угол оптических осей большой, около 90°, и, в связи с незначительным двупреломлением, может быть и положительным и отрицательным. Для того, чтобы получить константы арфведсонита, необходимо заказывать возможно более тонкие шлифы, потому что на федоровском столике арфведсониты не поддаются иногда измерению даже при толщине шлифа в 0,02 мм.

[При обнаружении арфведсонита, а также рибекита, эгирина и даже нефелина следует всегда учитывать возможность обнаружения ультращелочных пород со своеобразной ассоциацией минералов. Эти породы встречаются весьма редко, но иногда в очень больших массах, как например на Кольском полуострове, и содержат нередко в значительном количестве минералы, которые нельзя встретить в других парагенезисах. Это главным образом своеобразные силикаты, обычно богатые натрием, богатые Ti, Zr, редкими землями, иногда другими

элементами, не характерными для породообразующих минералов (Mn, Sr и т.д.). Некоторые из этих минералов, как например слюдоподобные желтые, плеохроирующие в шлифах, астрофиллит и лампрофиллит, настолько характерны, что их нельзя спутать ни с одним обычным породообразующим минералом. Другие легко принять за некоторые обычные минералы, например бесцветный эвдиалит (при отсутствии характерной розовой окраски) за апатит. Так как с изучением таких пород приходится иметь дело немногим специалистам, В. Н. Лодочников не считал нужным приводить их описание в своем руководстве. Тем минералогам, которым придется изучать щелочные породы Кольского полуострова или встретиться с такими комплексами в других местах, нужно специально подготовиться, просмотрев коллекции шлифов этих своеобразных минералов, чтобы не сделать существенных ошибок. Кроме справочных руководств см. К. А. Власов и др. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 2. «Наука», М., 1964.]

359. Рибекит – $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Fe}_3[\text{OH}]_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$. Показатели преломления несколько меньше, чем у арфведсонита – 1,693 по N_p и 1,697 по N_g . Двупреломление очень незначительное – около 0,003–5. Отличается от арфведсонита очень небольшим углом погасания cN_p – от 1,5 до 2° обыкновенно, и не свыше 8°; $2F_{\pm}$, как у арфведсонита, большой. Рибекит и арфведсонит относятся к амфиболам щелочных изверженных пород, но встречаются и как контактовые минералы, и эндоконтактовые, и экзоконтактовые, часто с флюоритом, цирконом, астрофиллитом. Совсем недавно рибекит получен из сплавления искусственных пород; по крайней мере, так утверждает автор, его получивший; отсюда становится понятным присутствие рибекита в основной массе щелочных эффузий.

360. Оба эти амфибола по их цветам можно спутать с единственным только минералом – с турмалином. Отличие сразу же бросается в глаза по двупреломлению. У турмалина двупреломление, как увидим, не меньше 0,018 и доходит почти до 0,040, а у этих амфиболов двупреломление не превышает 0,012, так что в скрещенных николях различие сразу бросается в глаза. Турмалин можно отличить от этих амфиболов и от амфиболов вообще еще и по углу оптических осей. У амфиболов угол оптических осей большой, тогда как турмалин одноосный минерал и никогда почти не дает даже слабого расхождения креста одноосной фигуры (максимальное расхождение около 10°).

Хрупкие слюды

361. Затем я скажу кратко о хрупких слюдах: **хлоритоиде**, – $\text{Fe}_2\text{Al}[\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_2\text{O}_2][\text{OH}]_4$, **оттрелите**, **маргарите** – $\text{CaAl}_2[\text{OH}]_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}]$ и т.п. Эти слюды встречаются в кристаллических сланцах и филлитах. Для хлоритоида очень характерны голубоватые оттенки или даже голубоватые цвета в плеохроизме. Хрупкие слюды сразу же отличаются от похожих хлоритов большим коэффициентом

преломления. Коэффициент преломления у окрашенных в шлифе хлоритоидов больше 1,72. По этому большому коэффициенту преломления их никак нельзя смешать с хлоритом. Кроме того, от хлорита отличают хрупкие слюды также и большой угол оптических осей и сравнительно большой угол погасания, сильно меняющийся, но достигающий до 30° , вследствие чего они ясно бывают трихроичны, т. е. обнаруживают три цвета плеохроизма, в то время как для хлоритов характерны только два цвета. Наконец, для хрупких слюд характерна зональность и окраска, а также иногда наблюдающаяся фигура песочных часов. Эти хрупкие слюды часто встречаются в филлитах и обыкновенно бывают переполнены массой включений. Дают подобно клинохлорам полисинтетические двойники. [Благодаря большому углу погасания в хлоритоиде эти двойники выражены гораздо лучше, чем в хлорите и при детальном описании породы их следует измерять на федоровском столике.] Маргарит в шлифах бесцветен; в окрашенных синеватыми цветами хлоритоидах окраска не бывает такой густой, как в щелочных амфиболах, и хлоритоиды оптически положительные. Иногда у хрупких слюд двупреломление повышается до 0,032 (Koch).

Титан-авгит

362. Следующий минерал титан-авгит, т. е. авгит с заметным количеством титана; часто содержит Na, O. Свойства его такие же, как у авгита, т. е. главное – спайность по призме (110), пересекающейся под углом около 87° . Для титан-авгита характерно, что он имеет сиреневато-буроватый, буровато-фиолетовый и розовый цвета. Плеохроизм никогда не бывает резким. Характерна для титан-авгита фигура песочных часов, которая для искусственных титан-авгитов не была получена. Наблюдается часто дисперсия осей эллипсоида, благодаря которой богатые титаном титан-авгиты (количество TiO_2 и Ti_2O_3 может достигать до 5%)¹ иногда не дают в скрещенных николях погасания. Характерна для титан-авгита наклонная дисперсия $\rho > \nu$. Угол погасания для титан-авгита равен $45\text{--}55^\circ$. Угол оптических осей положительный, около 50° (несколько больше или меньше) и опускается до 40° [?]. Для титан-авгитов характерно то, что они нередко окружаются оболочками из эгирина и эгирин-авгита, которые резко отличаются от титан-авгита по своему зеленому или зеленоватому цвету.

363. Титан-авгит есть авгит основных щелочных пород. Встречается часто в нефелиновых породах как в эффузивных, так (реже) в интрузивных. Как постериорные минералы титан-авгиты неизвестны. Спутать титан-авгит по его характерной сиреневой или фиолетовой окраске, слабому плеохроизму, большому углу погасания, пироксеновой спайности, нельзя ни с какими минералами.

¹ В обыкновенном авгите количество TiO_2 0,1–0,7%. 14*

Эгирин

364. Эгирин, или акмит, – $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$, т. е. химически это аналог рибекита. Na_2O может замещаться в небольшом количестве калием, железо – алюминием. Также небольшое количество диоксидовых молекул присутствует почти всегда, и изредка наблюдаются редкие земли (от 0,1 до 1%), BeO (0,01 до 0,1%), а количество ZrO_2 доходит до 0,4%. Сингония моноклинная. Кристаллы обыкновенно призматические, часто удлиненно-призматические, лучистые и даже радиальнолучистые в тех случаях, когда эгирины происходят пневматолитическим путем.

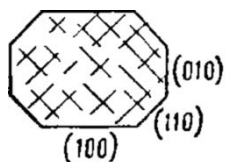


Рис. 40

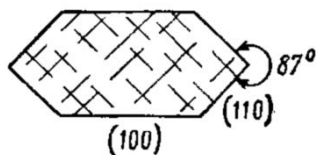


Рис. 41

Характерно почти постоянное, часто большое развитие грани (100) и слабое развитие или полное отсутствие грани (010), благодаря чему разрезы рис. 40 нечасты, а сечения, напоминающие амфиболовые по своим шестиугольным формам (рис. 41) и отличающиеся углом между спайностями, сравнительно часты.

Очень характерно отрицательное удлинение. Иногда и эгирин и акмит дают пластиночки, уплощенные по сильно развитой грани первого пинакоида. Акмитом называется бурый эгирин, если можно так выразиться, причем его название произошло от того, что он имеет остроконечные формы благодаря развитию острых концевых граней. Наоборот, у эгирина концевые грани тупые. Спайность, как у всех пироксенов, по призме (110) с углом около 87° . Встречается также спайность по второму пинакоиду и отдельность по третьему пинакоиду. Двойники – по обыкновенному закону, т. е. по первому пинакоиду, причем у эгирина они сравнительно редки.

365. Эгирин имеет зеленый и травяно-зеленый цвет, очень густой, весьма похожий на первый взгляд на зеленую, густо окрашенную роговую обманку. Акмит имеет бурый, желтовато-буроватый и зеленоватый цвета. Для акмита и эгирина в высшей степени характерно то, что схема абсорбции совершенно обратна [Обратная в отношении осей индикатрисы, но не удлинения, т. е. так же как в амфиболах биотитовая, а не турмалиновая] таковой для обыкновенной роговой обманки, благодаря чему сразу же можно отличить эгирин от подобной ему по цвету роговой обманки: $N_p > N_m > N_g$. В последнее время описан эгирин совершенно бесцветный¹ или почти бесцветный, и тогда он, кроме точно определенных оптических своих свойств, распознается по ассоциации, – из породы видно по заключающимся в ней натрсодержащим минералам, что она может содержать эгирин. Нередко наблюдается зональность в эгиринах, причем к краям он обыкновенно бывает светлее окрашен. Иногда в ядрах наблюдается, наоборот, совершенно бесцветный диопсид. Как указывалось, эгирин

¹ Такой эгирин встречен и на Урале.

в тонкой оболочке может окружать титан-авгит. N_r колеблется в пределах от 1,763 до 1,777, N_g – от 1,813 до 1,820. Таким образом, уже по одному преломлению эгирина нельзя спутать с обыкновенной роговой обманкой¹. Двупреломление около 0,050 и иногда падает до 0,040. [В эгирине особенно хорошо различение высоких цветов интерференции производится наблюдением в краях зерен. В плоскости шлифа эти края обычно имеют вид клиньев и если в стыке находится минерал с низким двупреломлением, например полевой шпат или нефелин, цвета интерференции падают как в кварцевом клине, так что порядок интерференционного цвета минерала можно определить подсчетом цветных полос. Это особенно важно при густой окраске самого минерала]. Наблюдается иногда сильная дисперсия осей эллипсоида: $\rho < \nu$. Угол оптических осей, как и для обыкновенной роговой обманки, так же почти окрашенной, отрицательный и равен обычно 62–66°, у совершенно чистых $2V = 46^\circ$. Сильная наклонная дисперсия оптических осей, причем $\rho > \nu$. По этому и можно заключить, что перед вами эгирин, а не роговая обманка, ибо у обыкновенной роговой обманки всегда $\rho < \nu$. Угол погасания у чистых эгиринов около 90°. Плоскость оптических осей совпадает со вторым пинакоидом (см. табличку п. 368).

366. Этот минерал может быть магматическим и встречается во вкрапленниках щелочных пород эффузивного габитуса. Встречается также и в интрузивных породах. Затем (и это надо иметь в виду) эгирин может быть и контактовым минералом и обычно наблюдается в контакте щелочных пород с окружающими породами. Это понятно из того, что при контактовых явлениях с привнесом – натрий является элементом наиболее часто привносимым; железо также привносится иногда в таких больших количествах, что образуются контактовые рудные месторождения, а как раз эти два компонента и составляют главную часть в строении эгирина наряду с кремнекислотой. Затем эгирин может быть и пневматолитическим минералом и в этом случае образует такие же расходящиеся лучистые солнца, какие образует иногда и турмалин. Так что при первом взгляде, макроскопически, очень легко можно принять такой пневматолитический эгирин за турмалин. Затем эгирин встречается очень редко в кристаллических сланцах. См. добавления к п. 358.

367. Эгирин можно легко спутать с обыкновенной роговой обманкой. Ошибка, конечно, грубейшая, потому что составы здесь совершенно и кардинально различны. И действительно этот минерал очень напоминает роговую обманку по многим своим свойствам в шлифе. Окраска иногда почти совершенно такая же. Небольшой «угол погасания» в различных разрезах, если не обратить внимания, что этот угол вы измеряете относительно N_r , а не N_g . Поэтому, если не видно пироксеновой спайности, то весьма легко принять эгирин за

¹ В этом случае следует обращать внимание на химизм минералов шлифа. Если, например, вы определили уже в шлифе нефелин, богатый натром минерал, то надо быть начеку в том отношении, что и окрашенные минералы могут быть богаты натром.

обыкновенную роговую обманку и сделать, повторяю, грубую ошибку. Отличие от обыкновенной роговой обманки можно получить сразу на простом студенческом микроскопе. У обыкновенных роговых обманок удлинение всегда положительное, у эгиринов удлинение отрицательное. Если не видно удлинения, то опять-таки можно очень просто отличить этот минерал даже на простом микроскопе от роговой обманки по характеру абсорбции, а именно: у обыкновенных роговых обманок наименее густой цвет наблюдается всегда по оси Np , т. е. какое бы то ни было сечение, $NgNp$ или $NmNp$, или близкое к последним, наименее густая окраска будет по оси Np' с е ч е н и я . Взяв наименее густую окраску, вы всегда пробуйте, по какой оси она имеет место; если эта ось с наименее густой окраской окажется осью Np , то это не эгирин. А если наименее густая окраска окажется не осью Np , то это не может быть обыкновенная роговая обманка. Таким образом, там, где нет удлинения, эгирин от обыкновенной роговой обманки отличить также очень легко. Наконец, по плеохроизму, его цветам можно иногда сразу сказать, что данный минерал не является обыкновенной роговой обманкой, а именно, у эгирина зеленого цвета при плеохроизме наблюдается переход от зеленого цвета в буроватый. У обыкновенной роговой обманки такого изменения в цвете не бывает. У обыкновенной роговой обманки х. а р а к т е р цвета (и. 345) остается одинаковым во всех сечениях. Если данная роговая обманка зеленая, то у нее и остается этот зеленый цвет в различных сечениях, приобретая только различные оттенки (или окраска исчезает почти совсем), в то время как в эгирине зеленый цвет может перейти в чистый почти бурый цвет. Так что в этом отношении его можно спутать со щелочной роговой обманкой, где такой характер изменения цветов имеет место. Наконец, эгирин от обыкновенной роговой обманки можно сразу же отличить по углу между плоскостями спайности в тех сечениях, где имеются две системы трещин; у эгирина этот угол между трещинами спайности около 87° , а у роговой обманки не больше 60° . Точным методом эгирин также определяется легко – это отрицательный пироксен со средним углом оптических осей и с очень большим углом погасания. Наконец, иногда смешивают эгирин с турмалином. Отличается он от последнего по однородности цветовой окраски, по отсутствию ясных синих и синеватых цветов, по обычно более высокому двупреломлению и наличию двойников и спайности. Турмалин одноосен, эгирин ясно двуосен.

368. Эгирин дает все переходы в авгит и диопсид, так что получаются изоморфные смеси эгирина, с одной стороны, и диопсида и авгита с другой, причем свойства постепенно при этом изменяются. В ряду эгирин – диопсид свойства связаны следующим образом (А. Н. Заварицкий; в скобках данные Уинчелла):

Мол. %	эгир.	0	20	40	60	80	100% эгирина
	$2V$	+59	+72 (66)	90 (+88)	-78 (77)	-69 (63)	-46 (48)
	cNg	38,5	55 (52)	72 (66)	83 (80)	90 (94)	94 (107)
	Nm	(1,671)	(1,702)	(1,733)	1,765	1,794	1,823

Здесь в обоих случаях не учтены ни молекулы геденбергита, ни молекулы авгита. Угол $cNg = 107^\circ$ у второго автора вероятнее всего сильно преувеличен¹. Такие переходные члены между эгирином и авгитом и диопсидом называются эгирин-авгитами и эгирин-диопсидами. Наблюдается и переход эгирина в геденбергит; переходные члены называются эгирин-геденбергитами. [Геденбергит с очень незначительным содержанием эгиринового компонента в некоторых случаях бывает сильно окрашен в шлифах в темно-зеленый цвет, иногда буровато-зеленый без отчетливого плеохроизма. Константы сохраняются нормальными (см. В.П. Костюк. Докл. АН СССР, 1964). На первый взгляд такие пироксены легко принять за роговую обманку, но они хорошо отличаются от нее по углам погасания и отсутствию отчетливого плеохроизма. При содержании эгиринового компонента до 20% они отличаются не очень высокими углами погасания – порядка 63° . Встречаются в щелочных породах с K – Na полевым шпатом, нефелином, биотитом, гастингситовой роговой обманкой. Особенно характерны для Ботогола (Восточный Саян).] Наконец, упомяну еще про урбанит. Урбанит – это эгирин с примесью марганца и с заметным количеством окисей кальция и магния. Угол погасания у урбанита равен 106° . Но, как вы знаете, угол погасания в 106° вы можете определить только в том случае, если у вас определены обе грани (001) и (100). Если этих ограничений нет, то вы будете говорить об угле в 180° минус 106° т. е. об угле в 74° Только таким способом урбанит и можно отличить от эгирина, т. е. на разрезах, в которых видны следы первого и третьего пинакоидов; у урбанита ось Ng параллельна (перпендикулярно к шлифу) проходящему следу плоскости третьего пинакоида.

368а. Сапфирин – силикат Mg, Fe и Al, очень бедный кремнекислотой. Формула $(Mg, Fe)_{2Al_4}O_6SiO_4$ с колебаниями в содержании основных окислов при следующей структурной формуле: $(Mg_{3,5}Al_{4,5})^{VI} (Al_{4,5}Si_{1,5})^{IV} O_{20,0}$ (по Р.В. Moore. American Mineralogist., 1969., 54; № 1–2, p. 31).

Моноклинный. Спайность отсутствует. Полисинтетические двойники по (010) и (100) редки. Кристаллы обычно таблитчатые по (010) с переменным знаком удлинения. Np от 1,701 до 1,729, Nm от 1,703 до 1,732, Ng от 1,706 до 1,734, $Ng - Np = 0,005 - 0,006$, $2V$ от -50° до -69° , $cNg = 6-9^\circ$ Характерна синяя окраска с максимальной абсорбцией по Nm , часто темно-синяя, но в некоторых случаях почти бесцветная. Двупреломление низкое. Встречается в кристаллических сланцах со шпинелью, силлиманитом, кордиеритом, а также в метасоматических породах, связанных с гипербазитами, с основным плагиоклазом, корундом, оливином. В СССР известен в Сибири, на Алдане, Апабаре, Украине, Урале и в других местах.

¹ Для эгирин-авгитов приводятся следующие данные:

	$2V$	Ng	Np cNg
Авгит с 14,8% эгирина $+60^\circ$		1,709	1,680 $65-75^\circ$
» » 42,5% » +больш.		1,747	1,720 66°

По синей окраске можно спутать прежде всего со щелочными амфиболами, от которых отличается отсутствием спайности. Можно спутать также с синим корундом, но последний в шлифах не бывает так сильно окрашен и обладает более высоким показателем преломления. Конечно, следует проверить осность. В кристаллических сланцах сапфирин можно спутать с другими, еще более синими редкими минералами, содержащими бор – серендибитом и грандидьеритом. Для серендебита характерны полисинтетические двойники, а у грандидьерита гораздо более высокое двупреломление (0,037). У обоих последних минералов плеохроизм выражен более резко, чем у сапфирина].

Ортит

369. Следующий минерал – **ортит** или **алланит**, который можно назвать цериевым эпидотом. Количество редких земель 20–25%. [Сейчас можно считать доказанным, что Ce^{3+} и другие редкие земли, а также Y^{3+} занимают в решетке эпидота места двухвалентного кальция, а не Al^{3+} , а избыточный заряд компенсируется заменой Al^{3+} на Fe^{2+} и Mg^{3+} , так что формула может быть написана так: $(\text{Ce}, \text{Ca})_2(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_3 [\text{OH}]\text{O} [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4]$.] Затем наблюдается примесь скандия, магния, трехатомного марганца, урана и особенно характерна примесь тория. Сингония – моноклинная. Удлинение наблюдается как по третьей, так и по второй оси. Образует пластинки, часто очень хорошо ограненные кристаллы, зерна и агрегаты, а также иногда встречается в сплошных массах. Спайность, как и у эпидота, ясная по третьему пинакоиду и редко наблюдается по первому пинакоиду; двойники, наоборот, нередки по первому пинакоиду и гораздо реже по третьему пинакоиду. [Нередко встречаются характерные простые двойники по (100).] Цвет бурый с примесью красного и желтоватого; очень редко появляются желтовато-зеленые и даже синеватые оттенки. Схема абсорбции: по оси *Ng* гораздо больше окрашен, чем по оси *Nm*, а по оси *Nm* больше, чем по оси *Np*. Нередко, что характерно, наблюдается зональная окраска.

370. Очень характерно для ортита, в отличие его от биотита или от роговой обманки, с которой этот минерал можно спутать (соответственных цветов, конечно), что свойства его изменяются иногда даже в одном и том же кристалле, в одном и том же зерне. А свойства эти таковы: *Np* от 1,64 (малые цифры реже встречаются) до 1,77; *Ng* от 1,66 (опять сравнительно редко) до 1,80. Двупреломление очень изменчиво, по-видимому, вследствие саморазложения; минерал содержит ториевые молекулы и все время атакуется радиолучами этих активных элементов, при этом двупреломление уменьшается и, вообще, колеблется от 0 до 36 тысячных. Обыкновенно изменяется в пределах от 10–15 тысячных, так что его никак нельзя спутать в этом отношении с биотитом. Плоскость оптических осей или параллельна второму пинакоиду, или перпендикулярна к нему. Угол, образуемый осью *Np* с третьей кристаллографической осью, изменяется от 30 до 40°. Угол оптических осей большой и отрицательный, но при малом

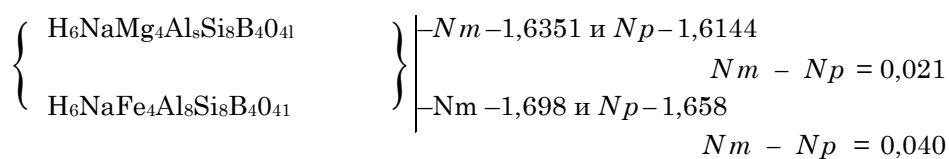
двупреломлении минерала может оказаться и положительным.

371. Ортит часто окружается эпидотом, и это очень характерно для него, так что трудно принять такой ортит за роговую обманку или биотит. Минерал этот стойкий, иногда изменяется в землистую массу. Может быть магматическим минералом, так как встречается в виде вкрапленников в изверженных породах. Встречается и в интрузивных породах, где имеет часто очень хорошие ограничения, аналогичные эпидотовым. Может быть также контактовым минералом и встречается как пневматолитовый минерал в пегматитах и аплитах. Наблюдается также и в кристаллических сланцах. Очень характерный минерал в том отношении, что по его присутствию или отсутствию иногда можно определить относительный возраст некоторых пород исследуемой области; так, например, в некоторых старых гранитах он не встречается, а наблюдается в более молодых гранитах, и вы, не зная соотношения между некоторыми гранитами, можете, установив такую связь в других местах области, предполагать с достаточным основанием, что где нет ортита, тот гранит старый.

372. Ортит можно спутать с биотитом (п. 370) высокого преломления, но у ортита сразу бросается в глаза большой рельеф, чего нет у биотита. На первый взгляд можно ортит спутать и с роговой обманкой, но для ортита характерна почти постоянная ассоциация – окружение его эпидотом. Кроме того, характерны зональность и изменение свойств даже в одном и том же зерне, причем двупреломление меняется пятнами. В силу этих особенностей ортит ни с биотитом, ни с роговой обманкой смешать нельзя, тем более, что и плеохроизм у него не так сильно выражен, как у первых. Изотропные или близкие к таковым ортиты можно спутать с меланитом, но у последнего преломление заметно больше и формы другие. Наиболее характерным признаком этого минерала с широко меняющимися свойствами является появление на периферии его зерен эпидотового минерала; помимо самого факта окружения, в таких случаях легко бывает определить, что преломление минерала больше, чем у эпидота, и исключить таким путем амфиболы и биотиты.

Турмалин

373. Этот минерал имеет очень сложный химический состав, и по самым последним исследованиям все турмалины можно разделить на магниево-железистые, для которых дается такая формула (W. Kunitz)¹:



¹ В самое последнее время W. Ward утверждает, что эти формулы не отвечают анализам черных (макроскопически) турмалинов и что для них лучше всего подходит формула Раммельсберга (1890 г.): (R₆¹, R₃²⁺, R₂³⁺) SiO₅.

Угол оптических осей равен 0° , турмалин одноосный отрицательный минерал и очень редко у турмалина этот угол доходит до 5° . Таким образом, расхождения гипербол почти не видно. Турмалин – минерал очень стойкий и противостоит явлению выветривания совершенно. При явлениях химически более интенсивных, чем выветривание, скажем, при пневматоллизе, он может превратиться в слюдяной минерал. Турмалин эпимагматичен; во вкрапленниках эффузивов не встречен. Типичный пневматолитический минерал. Вследствие указанной выше стойкости этого минерала и противостояния его явлению выветривания, турмалин очень часто встречается в осадках – песках, глинах и в осадочных породах. Интересно было бы проверить данные (Гольдшмидт и Петерс), что турмалина заметно больше в более древних осадочных породах. Предположение тех же авторов, что турмалин в контактах гранитов не привносится в глинистые породы, если он там присутствует [г. к. бор присутствует в осадочных породах, в частности в глинистых сланцах], едва ли соответствует действительности. В метаморфизованных и метаморфических породах он чаще всего грязно-зеленый и зелено-бурый. Это очень важный исторически для петрографии минерал, так как по нахождению турмалина в кристаллических сланцах (это нахождение очень характерно) можно было заключить, что кристаллические сланцы представляют собой продукты контактового или регионально-контактового метаморфизма. Кристаллические сланцы огромным большинством исследователей рассматриваются теперь как регионально-контактовые образования. В этом сыграло большую роль присутствие призмочек турмалина в этих кристаллических сланцах. Турмалин обычно встречается с кислыми породами, но иногда встречается и в серпентинитах (Урал, Центральные Альпы, Пиренеи и др.).

375. Спутать турмалин по характерной для него окраске в одном зерне, по присутствию синего цвета и, особенно, по схеме абсорбции, ни с каким другим минералом нельзя, тем не менее выше были указаны: хлорит (319), биотит (334), роговая обманка (354, 360) и эгирин (367). Так как этот минерал очень стойкий, и так как он в различных породах часто имеет совершенно различную окраску, то необходимо для седиментографического (тяжелые порции) изучения осадочных пород давать все подробнейшие детали о строении и свойствах турмалина в породах изверженных, осадочных и метаморфических. Для кристаллов необходимо давать их размеры.

Ставролит

376. Следующий минерал – **ставролит** [его формула проще всего может быть написана в таком виде: $2\text{Al}_2\text{SiO}_5 \cdot \text{Fe}[\text{OH}]_2$. Такое строение хорошо объясняет возможность закономерного срастания с дистеном, от которого его структура отличается лишь внедрением $\text{Fe}[\text{OH}]_2$, т. е. примерно так, как структура минералов группы

гумита от оливина]. Минерал – ромбический (псевдоромбический – моноклинный). Большей частью призматические кристаллы и тогда удлинение у них положительное. В длинных призмах встречается очень редко. Нередко встречается в зернах. Спайность по второму пинакоиду в шлифах иногда бывает очень плохо выражена. Замечательно характерны крестовидные двойники: по призматической грани (032) такие двойники имеют форму прямого креста; по косой грани (232) двойники имеют вид косого креста. Очень характерен для ставролита цвет¹, выделяющий его из всех остальных минералов – оранжево-желтый или золотисто-желтый: по Np он почти бесцветен или слабо желтоватый; по Nm окраска уже заметна и по Ng – оранжево-желтая или золотисто-желтая. [Однако исключительно редко встречается ставролит, плеохроирующий в зеленых тонах, причем причина изменения окраски не выяснена.] Показатель преломления довольно высокий и колеблется в пределах: $Np = 1,736–1,747$ и $Ng = 1,746–1,762$. Очень характерно, что плоскость оптических осей является первым пинакоидом, т. е. перпендикулярна к плоскости спайности. Ось Ng совпадает с третьей кристаллографической осью; ось Nm – с первой. Угол погасания равен нулю. Угол оптических осей колеблется от $+80^\circ$ до -87° . Иногда обнаруживается заметная дисперсия оптических осей, причем в зависимости от знака угла может быть и $\rho > \nu$ и $\rho < \nu$. В справочниках вы этого не встретите. Двупреломление колеблется в пределах около 0,010–0,012, но иногда доходит и до 0,015. Ставролит очень стойкий минерал, превращается иногда в зеленую слюду. Ставролит является весьма характерным минералом для кристаллических сланцев. Встречается нередко в богатых кремнеземом или железом породах с гранатом, андалузитом, кордиеритом [очень часто с дистеном, нередко с хлоритоидом] и т.п.

[С дистеном нередко образует закономерные сростания.] Не так уж редко ставролит наблюдается и как контактовый минерал, экзоконтактовый и эндоконтактовый. Высокотемпературному ставролиту несколько отвечают по составу низкотемпературные хрупкие слюды.

377. Ставролит иногда можно спутать по его неинтенсивной окраске с ромбическим пироксеном (п. 226), но для различия всегда надо иметь в виду, что ромбический пироксен никогда ни в каких сечениях не может давать такого оранжево-желтого цвета. Ставролит иногда можно на первый взгляд спутать с желтоватым в шлифах эпидотом, но эпидот имеет гораздо более высокое двупреломление, и пинакоидальная спайность моноклинного эпидота ведет себя в разрезах иначе, чем пинакоидальная спайность ставролита. По характерным же крестовидным двойникам [если, конечно они в данной породе и данном шлифе присутствуют, что далеко не обязательно] в связи с другими его свойствами ставролит ни с чем смешать нельзя.

¹ Очень редко встречается бесцветный в шлифе ставролит.

Бесцветный не смешайте с ромбическим пироксеном – отличается от последнего по ориентировке и по углу призмы, равному около 130.

Шпинель

378. Следующий минерал – **шпинель** – $R^{2+}O \cdot R^{3+}_2O_s$, причем R^{2+} – большей частью магний, железо, редко цинк; R^{3+} – большей частью алюминий, реже хром и железо. Магний и двухатомное железо могут входить в глиноземистую шпинель во всех взаимных соотношениях. Сингония – кубическая. Шпинель обыкновенно дает октаэдры, так что в разрезах получают квадраты, четырехугольники и треугольники; встречается также и в зернах и нередко в зернах совершенно неправильных. Спайности почти никогда не обнаруживает. Двойники в хорошо образованных кристаллах шпинели наблюдаются, но очень редко, даже под микроскопом, и обнаруживаются входящими углами, имея в разрезах форму прямоугольника, в который по короткой стороне врезается клин с обоих концов (входящие углы). Цвет шпинели редко бесцветный, зеленоватый, чаще ясно зеленый, буроватый, иногда красно-бурый, едва просвечивающий, и в последнем случае такую шпинель легко спутать с хромитом, от которого она отличается совершенным отсутствием магнитности и меньшим показателем преломления. Последний в зависимости от состава меняется от 1,750 до 2,005.

379. Это – очень стойкий минерал. Различаются следующие разновидности его: **благородная шпинель** – $MgO \cdot Al_2O_3$. Она бесцветная, розоватая, слегка зеленая или слегка голубоватая. Встречается в известняках, доломитах и изредка в кристаллических сланцах. Затем **плеонаст**. Показатель преломления – 1,77 и доходит до 1,79. Состав $(Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$. Иногда называют его цейлонитом. Это – магматический минерал. Встречается во многих изверженных породах, но особенно часто в перидотитах. Также наблюдается в гнейсах и кристаллических сланцах, затем в амфиболитах, нередко с кордиеритом. В контактово-метаморфических породах шпинель наблюдается в виде как эндо-, так и экзоконтактового минерала [обычно зеленая].

380. Следующая разновидность **пикотит**. Состав: $(Mg, Fe)(Al, Cr, Fe)_2O_4$, т. е. тот же, что у плеонаста, только кроме железа имеется еще хром. В шлифах он желто-бурый, бурый и красно-бурый. О тень часто встречается с весьма похожим на него хромитом [и образует с ним непрерывный изоморфный ряд.] Характерен для лерцолита. Изредка встречается в базальтах. В указанных выше келифитовых оболочках вокруг гранатов встречается часто именно пикотит. Соответствующим образом окрашенный гранат отличается от пикотита по формам. От хромита пикотит отличается по преломлению – у хромита оно больше и колеблется от 2,07 до 2,16 – и по удельному весу. Наконец, серовато-зеленый в шлифах герцинит встречается в гранулитах; показатель его преломления – 1,75– 1,80.

Рутил

381. Наконец, последний из окрашенных минерал, который я вам упомяну, **рутил**. Формула его TiO_2 ; наблюдается иногда примесь $FeTiO_3$. Рутил – минерал тетрагональный, большей частью дает удлиненные призмы или цирконоподобные кристаллы (рис. 42) и бывает иногда даже тонковолокнистым. В кристаллических сланцах встречается нередко в виде зерен более или менее изометрических. Удлинение кристалла всегда положительное, что, однако, редко можно наблюдать, вследствие очень высокого двупреломления. Минерал одноосный и положительный. Спайность у него наблюдается редко; она расположена по призме – минерал тетрагональный – и в определенных сечениях может дать 2 системы параллельных трещин, пересекающихся под прямым углом. Двойники очень характерны – так называемые коленчатые (рис. 43) и сердцевидные

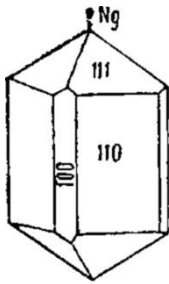


Рис. 42



Рис. 43

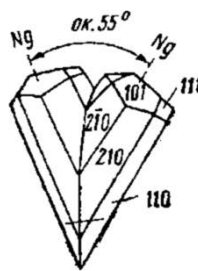


Рис. 44

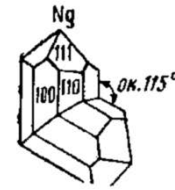


Рис. 45

двойники по (301), как на рис. 44, а также по граням дипирамиды (101), (011), как на рис. 45 (углы даны на рисунках). Иногда наблюдаются и полисинтетические двойники по дипирамиде сложного символа. Минерал этот имеет обыкновенно буровато-желтый, красный и красновато-бурый и буро-желтый цвета. Редко имеет цвет зеленоватый. Иногда бывает почти совершенно непрозрачен и только края просвечивают красноватым оттенком. Минерал с исключительными свойствами. Необыкновенно высокий коэффициент преломления: N_m от 2,603 до 2,616; по N_g от 2,889 до 2,903. Двупреломление около 290 тысячных. Благодаря такому высокому двупреломлению цветов интерференции никаких вы не видите. И в скрещенных николях и в проходящем свете минерал имеет совершенно одинаковую окраску. Только, если минерал находится в виде тончайших игл, когда видно, что они гораздо тоньше, чем толщина шлифа, вы совершенно определенно можете говорить о рутиле, если в этих иглах замечаете яркие цвета – синие, красные, фиолетовые – интерференции, потому что это единственный минерал, который в таких тонких иголочках – ниже сотых долей миллиметра – может давать высокие цвета интерференции. [Эти иглы могут быть также сфеном и отличаются в этом случае косым погасанием. См. добавления к п. 297.] По этому обстоятельству его очень легко отличить от встречающихся в виде тонких же иголочек минералов, как например апатит, силлиманит,

тремолит и др. Никакой из этих минералов в таких тонких иглах не может дать высоких (цветных) цветов интерференции. Рутил очень стойкий минерал, поэтому нередко встречается в осадках. Поэтому его, как и другие минералы – циркон, турмалин, ставролит, ортит – н а д о х а р а к т е р и з о в а т ь с о в с е м и п о д р о б н о с т я м и . Превращается иногда он в ильменит, а иногда сам замещается титанитом.

382. Рутил, вероятнее всего, минерал эпимагматический. Встречается в интрузивных изверженных породах, в кристаллических сланцах. Может быть рутил и контактово-метаморфическим минералом. Встречается как гидротермальное образование в рудных жилах и, как указывалось, в осадочных породах и осадках, где он может служить характерным, иногда руководящим минералом в смысле происхождения осадков путем размывания тех или других горных пород. Очень характерно для рутила, что не позволяет путать его ни с какими другими минералами – это очень сильное двупреломление и цвет, а также очень высокий рельеф. Очень характерно нахождение рутила в виде тончайших, ясно поляризующих иголочек около углистых частиц в метаморфизованных осадочных породах (см. ниже п. 384).

НЕПРОЗРАЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

383. Переходим в заключение к минералам, в шлифах непрозрачным, и потому в проходящем свете черным. Здесь необходимо прежде всего повторить («Основы» стр. 93), что совершенно черными кажутся иногда весьма плотные глинистые (пелитовые) и цоизито-эпидотовые образования. Для отличия их от непрозрачных рудных минералов (если на такое различие сразу же не указывают ограничения этих минералов), а также для различения последних друг от друга лучше всего повернуться вместе с микроскопом, держа его в одной руке, спиной к источнику света так, чтобы освещение препарата шло сзади, мимо глаз наблюдателя («отраженный свет»): вышеупомянутый плотный агрегат представится тогда белым, желто-зеленовато-белым или слабо-буроватым, графит будет черным с металлическим блеском, углистые скопления, даже если бы в действительности они были матовыми, будут также обладать таким блеском, вследствие отражения лучей от поверхности стекла и бальзама, покрывающего пластинку породы и западающего в ее углубления, магнетит темным, буроватым с металлическим блеском трудно иногда или совсем неотличимым и таким путем от углистых частиц и от обычно шпейсово-желтого или зеленовато-желтого пирита и г. д. Необходимо стараться при такого рода наблюдениях поймать момент наилучшего освещения несколько поворачиваясь и наклоняя при этом немного микроскоп в разные стороны; иногда удастся и таким путем отличить

¹ Необходимо отметить, что данные некоторых учебников о черном цвете (в указанных условиях наблюдения) совершенно неверны.

совершенно уверенно пирит от магнетита и даже от халькопирита и кобальтсодержащих сульфидов, имеющих ясный розовый оттенок. Однако гораздо определённое получается картина, естественно при изготовлении полированного шлифа. Имея в виду сказанное, остановимся вкратце на собственно непрозрачных минералах.

«МИНЕРАЛЫ» УГЛЕРОДА

384. При наблюдениях в обычных шлифах углистые частицы иногда бывает легко отличить от магнетита тем, что внутри этих скоплений или на их периферии можно наблюдать тонкие и тончайшие иголки рутила, имеющие, несмотря на большую тонину, цвета интерференции первого и второго порядка. То же можно сказать о шунгите и графите. Последний, как кристаллическое вещество, дает иногда гексагональные пластинки и агрегаты их. Встречаются эти разновидности углерода достаточно часто в глинистых сланцах, филлитах, кристаллических сланцах (гнейсах и др.)¹, а также – графит – в изверженных породах. По очень трудному сторанию шунгит и графит легко отличимы от углистых скоплений, а графит от шунгита – по кристаллическим формам (если не прибегать к реакции получения графитовой кислоты) В отличие от рудных минералов – за исключением хромита – они нерастворимы в кислотах.

Магнетит

385. Магнетит – $\text{FeFe}_a\text{O}_4 = \text{Fe}_3\text{O}_4$, кубической сингонии. Двухатомное железо может замещаться Mg (ср. шпинель), трехатомное – V_2O_3 в магнетите менее 0,1%, в титаномагнетите до 0,6%. Хорошо образованные формы часты, октаэдры и додекаэдры характерны, кубы довольно редки. Двойники по типу шпинели с такими же, как у последней, разрезами – прямоугольники с входящими по коротким сторонам углами – в шлифах. Часто в зернах, иногда совершенно неправильных, нередко скелетных, и скоплениях. В изверженных породах часто с включениями апатита, циркона, а также в правильных срастаниях с ильменитом. Очень стойкий по отношению к агентам выветривания и вообще изменения рудный минерал. В последнее время показано, что окисление магнетита происходит только при температуре между 200 и 300°, поэтому в горных породах очень редко можно наблюдать потеки водных окислов железа около этого минерала, что является хорошим отличием от пирита и пирротина. Даже в латеритах он часто остается неизмененным.

386. Магнетит очень распространенный минерал в самых разнообразных горных породах. Иногда встречаются (Камчатка и др.)

¹Напомню, что углистые частицы достаточно часто скопляются в таких минералах, как андалузит, дистен, мусковит, кордиерит и нередко даже в полевых шпатах кристаллических сланцев. В учебниках и справочниках, насколько помнится, о последнем явлении нигде не упоминается.

магнетитовые пески, изредка магнетитовые горные породы, образующие ценнейшие месторождения железных руд. В изверженных породах как интрузивных, так и эффузивных, встречается почти всегда, будучи особенно распространенным в некоторых породах, бедных кремнеземом. В гранитах, а также и в более основных породах он чаще, чем обыкновенно полагают, является минералом постмагматическим; нередко все соотношения магнетита с другими минералами породы говорят за то, что первый формировался позднее, если не всех, то почти всех остальных минералов. При так называемой сидеронитовой структуре основных изверженных пород и метеоритов магнетит служит цементом для железомagneзиальных минералов. Недавно описана порода, правда, скорее всего не первичная, в которой магнетит цементирует полевые шпаты. В серпентинитах, а иногда и в прилегающих к ним карбонатных породах магнетит, постериорный несомненно, появляется буквально в виде пыли, так что, особенно в карбонатах, его легко принять за углистые частицы.

Пирит

387. Пирит, или серный колчедан. – FeS_2 , часто со следами Ni, Co, Mn и As; кубической сингонии. Часто кристаллографические ограничения в форме кубов, пентагональных додекаэдров и их комбинаций; нередко неправильные ограничения. Цвет в вышеприведенных условиях (п. 383) наблюдения шпейсово-желтый, зеленовато- и чаще буро-желтый, иногда не отличимый от магнетита. Подобно последнему встречается почти во всех породах и, во всяком случае, в породах самого различного происхождения. Иногда, как вторичное образование, выполняет наряду с марказитом раковины в осадочных породах. По-видимому, в большинстве случаев это минерал постмагматический (например, в пропилитах) или даже вторичный. Несравненно легче магнетита подвергается реакциям окисления, поэтому весьма часто, в отличие от последнего, окружается красными, бурыми или буро-желтыми в шлифе окислами (водными и безводными) железа. Нередко дает также полные псевдоморфозы лимонитовые, гётитовые и редко гематитовые. От магнетита очень легко отличим по частым квадратным разрезам и совершенно определено от всех подобных минералов отличается по пятиугольным разрезам в шлифах. В отличие от магнетита в соляной кислоте не растворяется, в отличие от хромита разлагается азотной кислотой.

Хромит

388. Хромит, или хромистый железняк, – FeCr_2O_4 , с примесью Mg, Ni, Al, Fe^{3+} и пр.; кубической сингонии. По формам проявления аналогичен магнетиту. Цвет от железно- до буро-черного, почти всегда, в отличие от магнетита, наблюдается просвечивание в краях красным или буро-красным цветом. Характерен для основных и ультра-

основных изверженных пород, особенно дунитов, где, в противоположность магнетиту, встречается в хорошо образованных кристаллах, резко идиоморфных по отношению к силикатным минералам. От магнетита, подобно которому встречается также в зернах и их скоплениях, иногда не отличим с уверенностью. Кроме вышеуказанных свойств от магнетита отличается очень слабой магнитностью и нерастворимостью в кислотах. Подобно последнему встречается в серпентинитах и окружающих их породах – магнезитах, доломитах и пр., где бывает постериорным минералом. По составу и свойствам дает все переходы к шпинели и переходные разности. В шлифах хромит бывает не черным, а красным, полупрозрачным.

Ильменит

389. Ильменит, или титанистый железняк, – $\text{FeTiO}_3 \cdot m\text{FeFeO}_3$, причем m до 30%; примеси Mg и Mn; гексагональный, ромбоэдрический. Таблитчатые по пинакоиду кристаллы, а также удлиненные ромбоэдры легко отличают отчетливо удлиненные разрезы от разрезов магнетита, но встречаются и в изометричных ромбоэдрах, не отличимых в разрезах от этого минерала. В листочках и табличках огранен часто совершенно неправильно; достаточно часто (в диабазах особенно) встречается в неправильных дендритовидных формах роста и скелетах. При сравнительно легком разложении – отличие от магнетита – окружается часто белыми ватовидными в шлифе продуктами разложения, часто также слегка буроватыми, легко распознаваемыми в «отраженном свете» (см. п. 383).

390. Продукты эти состоят из сфена в тонкораспыленном состоянии и называются лейкоксеном. Отсюда понятно, что рядом с лейкоксеном, нередко дающим полные псевдоморфозы по ильмениту, встречаются иногда кальцит и эпидот. Часто при таком разложении проявляется отчетливо отдельность по ромбоэдру (1011), трещины которой пересекаются подобно спайности кальцита, и к этим трещинам, заполняемым лейкоксеном, присоединяются еще пинакоидальные. Легкая обнаруживаемость последних в отраженном, а иногда и в проходящем свете дает возможность легко отличить такие ильмениты от всех подобных ему непрозрачных минералов.

391. Ильменит столь же распространенный минерал, как и магнетит, встречаясь подобно последнему в заметных количествах в основных изверженных породах. Наблюдается нередко в осадочных породах и песках. Главным источником титана для его соединений в земной коре является именно ильменит, а не другие титансодержащие минералы. Ильменит нередко входит в состав магнетита в виде твердого раствора, образуя так называемый титаномагнетит, распознаваемый в шлифах по сплошным или неполным оболочкам вокруг него сфена – так называемые **титаноморфиты** кристаллических сланцев. (Твердые растворы – титаномагнетиты, при понижении температуры обычно распадаются, и наблюдения в полированных шлифах показывают, что они состоят из тонких прорастаний ильменита)

в магнетите]. Иногда наблюдаются закономерные сростания ильменита и магнетита, легко улавливаемые в полированных шлифах и напоминающие нередко пертитовые сростания полевых шпатов. Ильменит в виде очень тонких пластинок и, вероятно, иголочек (острые ромбоэдры) пронизывает иногда амфиболы и пироксены. Тончайшие пластиночки минерала – ильменитовая слюдка, – лежащие параллельно или субпараллельно плоскости шлифа, имеют в проходящем свете, в отличие от красного в таких же образованиях гематита, шоколадно- или сиренево-бурый цвет. Наконец, в богатых анортитом плагиоклазах основных пород (габбро, нориты, анортозиты) ильменит, как это определенно доказано Тарасенко с помощью химического анализа украинских плагиоклазов, встречается в виде массовых включений, обуславливая темную окраску и ирризацию этих плагиоклазов. В виде тонких пластинок встречается в пироксенах, чаще ромбических, и амфиболах. Иногда ильменит можно отличить от магнетита только с помощью микрохимического анализа.

Гематит

392. Гематит, или железный блеск, – Fe_2O_3 , с магнетитом в виде примеси, часто также с примесью титана. Гексагональный (тригональный) ромбоэдрический. По формам подобен ильмениту, иногда в толстых ромбоэдрах, неотличимых в разрезах шлифа от магнетита. В тончайших пластиночках в проходящем свете представляется красным и оранжево-красным, в отраженном свете – стально-серый до железно-черного. Преломление около трех, двупреломление более 0,200 аномальное, но не замечаемое вследствие густой окраски минерала. В кислоте растворяется с трудом, иногда слабо магнитен. Гематит широко распространенный минерал, но менее, чем магнетит. Встречается преимущественно в кислых изверженных породах. Часто в виде включений в других минералах, в виде железной слюдки, например, в олигоклазах (п. 124, конец), называемых солнечными камнями, а также широко распространен в виде пигмента в разнообразнейших минералах. Для отличия в шлифах мелкого толсторомбоэдрического гематита от магнетита, что иногда приходится делать, например, в криворожских кварцитах, надо заказать толстые шлифы (около 0,1 мм) и нанести грани (ограничения) по федоровскому методу: комплекс граней легко позволит отличить такой гематит от магнетита или от его псевдоморфоз по последнему, т. е. от мартита.

IV. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И НЕСКОЛЬКО ПРАКТИЧЕСКИХ СОВЕТОВ

393. На этом мы окончим описание породобразующих минералов, упомянув главнейшие из них по распространению и главнейшие в смысле генетической характеристики горных пород.

Из сравнительно редких минералов я привел те, которые можно считать, и должно иногда первичными и которые могут поэтому характеризовать или

указывать на происхождение осадочных пород как кластических осадков, из тех или других изверженных или других первичных пород. Только в конце XVIII столетия, можно сказать, начался иной подход к изучению осадочных пород, чем было до этого. Англичанин Вильям Смит первый обратил внимание на то обстоятельство, что осадочные породы можно различать по содержащимся в них окаменелостям. Это было в конце XVIII в. Как это бывает обычно с новыми идеями, утверждения Смита были встречены презрительным пожиманием плеч, а спустя некоторое время, наоборот, совершенно оставили петрографическое изучение пород и принялись характеризовать их только по окаменелостям, довольствуясь во всех случаях простым, и часто неверным названием: песчаник, глинистый сланец, мергель и прочее. Достаточно было назвать, что такая-то порода юрская или кембрийская, для того чтобы на этом успокоиться. Только в начале XX столетия началось настоящее изучение осадочных пород сначала во Франции (Сауеух), а главным образом в Великобритании, так что круг замкнулся опять в той же стране. Произошло это потому, что Великобритания – небольшая сравнительно, как остров, страна и обладает большим количеством ученых, а потому она изучена так хорошо, как ни одна из других капиталистических стран. Там знают все породы – как они залегают и где они залегают. В силу этого именно там-то и можно было начать изучение осадочных пород, рассчитывая, по минеральным обломкам последних сделать заключение о тех породах, путем размыва которых получились осадочные породы.

В Великобритании знают все островные граниты и все свойства этих гранитов и все редчайшие минералы пород и т.д. Так что здесь иногда по минералам и по тяжёлым порциям какого-нибудь песка или песчаника можно совершенно определенно говорить, откуда, путем размывания каких пород, этот песчаник произошёл, и каким образом – и в каком направлении – продвигался пластический его материал. Конечно, для таких исследований и выводов приспособлены только те страны, которые изучены в петрографическом отношении самым подробным образом. Собственно говоря, теперь завершается тот круг, который начался в паузе в конце XVIII и начале XIX столетия. В это время Доломьё и Флориан де Бельвю – французские геологи – для изучения изверженных пород поступали таким же образом, как мы теперь поступаем с осадочными, т. е. молотили эти породы в тонкий порошок и рассматривали их под микроскопом (не поляризационным). Теперь мы подходим к тому моменту, когда недостаточно описывать породы по шлифам, недостаточно изучить один или два шлифа, а для того чтобы делать те или иные генетические заключения из изучения осадочных пород, необходимо изучать детально и изверженные породы, покрывающие страну: путем детального изучения мельчайших минеральных особенностей всех пород, покрывающих страну, можно почти всегда вывести, откуда получились те или иные осадки. Поэтому неудивительно, что скоро может быть и мы будем молотить граниты¹ и исследовать их тяжёлые порции, для того чтобы по редким минералам, встречающимся в песчаниках и аллювиальных отложениях, можно было бы судить, откуда и как получились эти осадочные образования. При детальном минералогическом изучении пегматитов *совершенно обязательно* не ограничиваться только одними шлифами, а изучать тяжёлые фракции, полученные из *больших* образцов. Исходя из этого, я вам и упомянул несколько таких характерных, но первичных минералов, хотя и чересчур иногда редких, чтобы вы не пропустили чего-нибудь характерного и при изучении осадочных пород. Упомянуть все сколько-нибудь важные минералы в пределах того времени, которое было мне уделено, я, естественно, не мог (целью моей было подробно охарактеризовать *главнейшие* из петрологически важных минералов); поэтому и ограничился главнейшими минералами и характернейшими из очень редко встречающихся минералов. Кроме того, я часто совсем не останавливался на химизме минералов, потому что имел в виду пороодообразующие минералы в том смысле, как они ведут себя под микроскопом.

¹ [Сейчас такие исследования акцессорных минералов широко практикуются и имеют большое значение.]

Конечно, многое важное для специалиста мной при изложении опущено, сообразно той цели, которую я имел в виду, поэтому же я не приводил и ссылок на текущую литературу, из которой, помимо указанных вначале справочников, я приводил вам сведения. Подробности и все другие сведения найдут себе место в русском справочнике.

394. В заключение позволю себе привести несколько советов, которые, судя по моему опыту относительно некоторых совершенно неверных данных, приводимых иногда в литературе и легко проверяемых по имеющимся в этой же литературе данным, будут для вас очень полезны, в чем я совершенно убежден и все более удостоверяюсь из своего большого педагогического опыта и немалой консультационной деятельности.

Прежде всего относительно определения самых распространенных минералов – плагиоклазов. В своем месте было уже указано, что двойниковые законы этих минералов имеют различное распространение, причем частота повторения различных законов совершенно неодинакова. Как это доказано статистически и легко связывается с кристаллографическими свойствами этих минералов, наиболее часто встречается закон альбитовый $\perp (010)$, затем идут карлсбадский $[001]$, сложный $\perp [001] \parallel (010)$, встречающийся и как равнодействующий¹ и самостоятельно, и, наконец, периклиновый $[010]$, характерный по частоте встречи для метаморфических, особенно сланцеватых, и частью гидротермальных плагиоклазов, но редко находимый как самостоятельное образование, в изверженных, особенно интрузивных породах (Лодочников). Остальные двойники редки, и, например, манебахские двойники $\perp (001)$, сравнительно частые для существенно-калиевых полевых шпатов, в плагиоклазах встречаются, пожалуй, без преувеличения можно сказать, на сотню один раз, а бавенские, иногда встречаемые в калишпатах, на тысячу один-два раза (я измерил более тысячи плагиоклазов и бавенский закон встретил только два раза, и то в обоих случаях это имеет место в породах порфировой структуры). При определении двойникового закона необходимо иметь в виду указываемые данные опыта прежде всего.

395. Во-вторых, надо не упускать из виду, что закон определяется только в том случае, если известно взаимное положение двойниковой оси B_2 и плоскости шва P : если B_2 перпендикулярно P – закон будет нормальный, или граневой; он обозначен на новейшей диаграмме В. В. Никитина² сплошными черными линиями; если B_2

¹ Если вы имеете полисинтетический двойник из трех индивидов (с параллельными швами!) и нашли, что первый и второй индивид построены по закону $\pm(010)$, второй и третий по закону $[001]$, то – на основании правила сложения осей – первый и третий индивиды будут находиться друг к другу в отношении $\pm[001] \parallel (010)$, т. е. сложного закона.

² См. «Записки Росс. минералог. общества», часть 55, вып. I за 1926 г., а также в отдельной брошюре того же Общества за 1929 г. Старые диаграммы того же автора в его «Универсальном методе Федорова», вып. III, Петроград, 1923. [Эти диаграммы воспроизведены также во многих учебниках. См. В. С. Соболев. Федоровский метод. Недра, М., 1964].

лежит в шве P , то закон будет осевой (параллельный реберный), или сложный («Основы», стр. 211–218). Осевые законы обозначены на диаграмме синими линиями, сложные – красными. В случае нормального закона, двойниковая ось есть \perp к кристаллографической плоскости, служащей швом двойника; иначе говоря, координаты двойниковой оси являются в то же время и гномостереографическими проекциями плоскости шва, т. е. рациональной кристаллографической плоскости плагиоклаза. Поэтому на диаграмме приводится много черных кривых, дающих координаты *плоскостей ограничения* плагиоклазов по отношению к трем взаимно перпендикулярным осям индикатрисы, а не координаты двойниковых законов.

396. Наконец, при определении двойникового закона и состава плагиоклаза можно руководствоваться еще и тем, что в нормальной, неизменной, магматической породе все плагиоклазы, за исключением, конечно, зональных, где в зонах составы различны, имеют один и тот же состав. Больше того, если вы попытаетесь проверить мое утверждение, то убедитесь, что если координаты первого измеренного вами двойника отклоняются от соответственной кривой, то тоже самое будет получаться и в других измеренных плагиоклазах той же породы и на ту же часто величину. Что касается соответствия оптических данных химическому составу плагиоклазов, то надо иметь в виду, что для учета точности этого соответствия материала очень мало, вследствие чего *каждый новый автор* приводит несколько отличные кривые, и эти кривые в действительности надо представлять в виде *полос в 4–6° толщиной*, а не тонких кривых, как это дается на диаграммах. Я уже не говорю о том, что при современных оптических исследованиях состава плагиоклазов количество ортоклазовых молекул не может быть учтено.

[Показано (см. п. 78а), что оптическая ориентировка плагиоклаза зависит не только от его состава, но и от условий образования. Образующиеся при высокой температуре плагиоклазы, имеющие неупорядоченное расположение Si и Al, на диаграммах дают иное расположение точек, а соответственно и кривых для определения их состава, нежели низкотемпературные (упорядоченные) плагиоклазы. При быстром охлаждении пород неупорядоченность полностью или частично сохраняется, поэтому для водяно-прозрачных плагиоклазов эффузивных пород следует пользоваться такими диаграммами. Однако в полнокристаллических породах может частично сохраняться неупорядоченность и определение нужно было бы провести по каким-то промежуточным кривым. Разница в определении плагиоклаза по «низкотемпературным» и «высокотемпературным» диаграммам иногда достигает десяти номеров и именно с этим обстоятельством нужно связывать значительную часть расхождений, которые подчеркивает в своем руководстве В. Н. Лодочников. (По этому поводу см. А. Н. Заварицкий. Зап. Всес. мин. общ-ва, ч. 87, 1958, № 5. В. С. Соболев, Федоровский метод. Недра, М., 1964. Марфунин А. С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, М., 1962,].

397. Основываясь на только; что сказанном, разберем несколько примеров. Пусть для двойниковой оси B_2 мы получили следующие координаты: $B_2Ng = 22^\circ$, $B_2Np = 86^\circ$ и, следовательно¹, $B_2Nm = -68,5^\circ$. Так как знаки координат нам неизвестны, то мы получили собственно четыре точки. Для того, чтобы исследователь никогда не забывал об этом обстоятельстве, В. В. Никитин очень удачно придумал изображать диаграммы на одном квадранте окружности, где совмещены все четыре квадранта с относящимися к ним кривыми. По вышеприведенным координатам мы получаем (см. диаграмму, I квадрант) точку, лежащую почти в одинаковом расстоянии от четырех законов: двух черных – $\perp (021)$ и $\perp (010)$, одного синего – $[010]$ и одного красного – $\perp [100] \parallel (001)$. Решить вопрос^ по какому закону построен двойник на основании только взятых выше данных невозможно, но вы видите из диаграммы, что состав плагиоклаза будет соответственно № 43, № 41, № 39 или № 38 (точка не легла ни на одну из четырех кривых, и в этом случае следует опустить перпендикуляры на каждую кривую, чтобы получить точки на последней), т. е. вы можете свободно писать, что у вас андезин около № 40, и это будет совершенно справедливо.

Однако, что это не всегда так и что иногда очень важно определить закон двойника, показывает случай, когда вы получаете координаты $B_2Np = -22^\circ$, $B_2Ng = -88,5^\circ$ и определите, что перед вами либо закон $[100]$, либо $[001] \parallel (010)$. Первый закон очень редкий дает № 51 (см. диаграмму), второй, сравнительно частый, сложный закон третьей оси во втором пинакоиде, дает № 28. Если вы правильно работаете и нанесли шов двойника, то по координатам этого шва M (полюса его) = (010) найдете для № 28 и № 51 совершенно различные цифры на кривой альбитового закона и однозначно найдете номер плагиоклаза.

При измерении двойников плагиоклаза совершенно обязательно следует нанести полюс двойникового шва. Положим, что полюс шва у вас совпадает, или почти совпадает с двойниковой осью. В таком случае вы должны отбросить все законы, кроме черных, и получится, следовательно, либо $\perp (010)$ и № 41, либо (021) и № 43, так что на основании пункта 394 вы должны будете писать – $\perp (010)$ № 41, – и это даже в том случае, если точка легла бы гораздо ближе к закону

(021) , чем к закону $\perp (010)$ (см. п. 394, конец). В случае крайнего скепсиса, не желающего считаться ни с какими данными, кроме лично полученных, вы можете, приведя координаты и соотношения между B_2 и P , сказать, что у вас либо закон $\perp (010)$, либо $\perp (021)$ (последний закон, повторяю, для не крайних скептиков, весьма мало вероятен). Но может оказаться, что у вас, кроме плоскости шва, присутствует еще какая-либо плоскость ограничения или даже плоскость спайности под углом к плоскости шва. В этом случае придется расстаться и с допустимым крайним скепсисом, если вы измеряете хоть сколько-нибудь аккуратно.

¹ «Основы», стр. 71 п примечание.

А именно, пусть для полюса спайности вы получили $PNm = 27^{\circ},5$ и $PNp = 79^{\circ},5$ [Ns 42 по кривой $\perp (001)$], и это показало бы вам совершенно определенно, что вы должны были бы вашу точку расположить не в первом квадранте диаграммы (см. диаграмму II Никитина – полный круг), а в третьем, где линии закона $\perp (021)$ вовсе нет. Правда, точка P может дать по координатам $27^{\circ},5$ и $79^{\circ},5$ № 5 закона $\perp (001)$ {третий квадрант диаграммы}, но тогда вы должны были бы смотреть кривую двойникового закона в первом квадранте диаграммы II и получили бы очень сильное отклонение от кривой (010) и номер плагиоклаза, меньший нулевого (?), или № 43 по $\perp (021)$, что дало бы, как видите, для одного и того же зерна плагиоклаза № 5 по одному закону и № 43 по другому, что, очевидно, опять-таки невозможно и т.д. и т.д. Итак, вы видите, как иногда привлечением в рассмотрение новой плоскости, если, конечно, она имеется в виде спайности или ограничения, вопрос разрешается однозначно.

398. Второй пример. Пусть вы получили координаты: $B_2Nm = 34^{\circ}$, $B_2Ng = 75^{\circ}$ и, следовательно, $B_2Np = 60^{\circ}$, причем двойниковая ось лежит в шве, т. е. обязаны смотреть либо синий, либо красный закон, но не черный. По синему $[001]$ координаты дают № 36, а по красному № 62. Основываясь на сказанном и подчеркнутом в п. 396, вы можете сразу выбрать закон и номер, если это у вас не первое измерение, по которому вы получили уже для другого верна той же породы, скажем, № 59. В таком случае у вас, очевидно, будет № 62 по $\perp [001] \parallel (010)$, а не № 36 синего закона. Но вы не должны измерять таких плагиоклазов, где хотя бы приблизительно нельзя было бы установить координат плоскости шва, а в таком случае, если у вас действительно № 62, вы получите для координат шва $M = (010)$ (самый обычный шов) $MNg = 33^{\circ}$ и $MNp = 71^{\circ}$; если же у вас № 36 – $MNg = 17^{\circ}$ и $MNp = 87,5^{\circ}$ (или цифры, близкие к приведенным). Опять, следовательно, результат совершенно определенный.

399. Третий пример, заимствованный из одного, недавно вышедшего петрологического сочинения¹. $B_2Ng = 76^{\circ}$, $B_2Np = 56^{\circ}$ и $B_2Nm = 37^{\circ}$ [? – $37,5$ – В. Л.]. Соотношений между швом и двойниковой осью не приводится, так как для автора это безразлично; на следующей странице (для другого измерения) имеется такой пассаж: «отвечает «Ns 58 закона $\perp [010]$ » [читай $\perp (010)$, так как $BNg = 33^{\circ}$ – В. Л.] «или (?! – В. Л.) закона $[010]$ ». Вследствие указанной причины у автора получается из вышеприведенных координат «закон (021) или (100)»; первый возможен, как указывалось, в исключительно редких случаях, второй также встречается, пожалуй, реже манебахского. А если принять, что эти координаты относятся к довольно частому закону $\perp [001] \parallel (010)$, то получим (см. диаграмму) № 58, что вполне отвечает первому измерению автора в том же шлифе, давшему Ns 56.

¹ Бассейн оз. Севан (Гокча). Изд. АН СССР, Ленинград, 1929.

400. Из того же источника – опять-таки характерный пример такого рода ошибок – четвертый и последний пример. Приводится– $B_2Ng = 61,5^\circ$, $B_2Nm = 28,5^\circ$ и, следовательно ($61,5^\circ + 28,5^\circ = 90^\circ$), $B_2Np = 90^\circ$, «что отвечает двойниковому закону $\perp (021)$ и плагиоклазу № 33». Здесь, прежде всего, надо отметить, что при $B_2Np = 90^\circ$ закон становится неопределенным, и можно писать с одинаковым правом:

- и а) $B_2Ng = 61,5^\circ$, $B_2Nm = 28,5^\circ$, $B_2Np = 90^\circ$,
и б) $B_2Ng = 28,5^\circ$, $B_2Nm = 61,5^\circ$, $B_2Np = 90^\circ$,

причем, так как B_2 необходимо перпендикулярна B_2 , то, если в первом случае закон граневой (автором опять не указано взаимное расположение B_2 и шва), то во втором он таковым быть не может, и наоборот¹. Теперь, если принять во внимание, что точность определения $\pm 2^\circ$ и иметь также в виду указания конца пункта 396. то найдем, 41 о гораздо вероятнее в случае а) закон манебахский, тогда случай б) даст закон периклиновый, или случай б) закон альбитовый, тогда случай а) $\perp [100] \perp (010)$. Словом, в отношении этого последнего примера надо сказать, что никакого ровно доказательства, что закон действительно $\perp (021)$ не приводится, хотя в таких случаях, как я указывал (п. 76), они совершенно обязательны. Иначе, на основании всех наших сведений относительно сравнительной распространенности различных двойниковых законов, гораздо вероятнее закон альбитовый даже в случае отклонения координат на 6– 8°, чем не доказанный закон бавенский, хотя бы точка совершенно совпадала с линией последнего.

Угол оптических осей для определения состава плагиоклазов не имеет почти никакого значения.

401. Если вам надо определить состав плагиоклаза не очень точно, то можно поступать следующим образом. Выбрав полисинтетический (это обязательно!) двойник, поставьте шов параллельно нити креста, найдите ось индикатрисы ближайшую шву, т. е. получающуюся при повороте зерна от только что указанного положения на угол не больше 30–35°. Если это окажется ось Ng^1 , то таким же образом найдите ось Ng^2 для второго индивида, и тогда половина углового расстояния между вашими осями даст как раз B_2Ng , и номер плагиоклаза вы определите по альбитовому закону. Способ очень хорош в смысле простоты проверки: получив на сетке координаты B_2 , вы по правилам совмещаете B_2 с осью I федоровского столика и смотрите в микроскоп: при правильности ваших определений шов сам собой установится параллельно нити креста и придет в совмещение с плоскостью оптической оси микроскопа, а различие в интерференционной окраске индивидов двойника исчезнет и не будет возобновляться при наклонах около

¹ Если $B_2Np = 90^\circ$, то значит оси Np_1 и Np_2 индивидов двойника совпадают (для плагиоклазов – «почти совпадают»), а в таких случаях B_2 может быть и между осями Nm – случай а), выше и между осями Ng – случай б). Если шов нанесен, то по его положению по отношению к осям B_2 будет видно, какой закон – черных линий или красных с синими – надо принять для случаев а) и б).

оси *I*. Но к этому способу можно прибегать или в том случае, если одно зерно в данном шлифе вами уже измерено, или если у вас имеется достаточный навык и практика в определении плагиоклазов. Больше того, после ста-полутораста измерений глаз уже сразу начнет отличать лабрадор от андезина и от битовнита и т.д. На указанный способ определения при небольшом навыке уходит всего 5–8 минут; при достаточном навыке 3–5 минут.

401a. В заключение о плагиоклазах считаю нужным, на основании многочисленных наблюдений над работой начинающих, сделать еще несколько предупреждений.

Ни под каким видом, если вы работаете без помощи опытного в этом деле ученого, не начинайте учиться методу Федорова на плагиоклазах до № 40. Вследствие частой неопределенности получающихся данных, вследствие чисто геометрических, не поддающихся вашей воле, причин, можно поручиться, как это мной и наблюдалось, что не очень настойчивый работник просто махнет рукой на метод, не дающий в первое время работы никакого удовлетворения по неопределенности и кажущейся неточности получаемых результатов [ср. 5-й абзац вступления, 1]. Дело в том, что всякие измерения требуют искусства, тем более измерения, производимые, например, с сложным геодезическим инструментом, теодолитом. Федоров же называл сначала свой метод – и более правильно как раз теодолитным. Никто не станет возражать, что для более или менее точной теодолитной работы требуется известная тренировка, а, приступая к федоровскому методу, начинающие – и большие и малые – ученые хотят сразу научиться работать так, чтобы работа доставляла удовлетворение. При начале работы – и это совершенно несомненно – вы будете работать (с плагиоклазами) в среднем с точностью до 3–4°. Взгляните теперь на диаграмму В. В. Никитина для плагиоклазов альбитового закона до № 40. Вы сразу увидите, что координата B_2Np для всех более низких номеров менее 86°, достигая этой цифры только для этого номера 40. Что это значит? Это значит, что в альбитовых двойниках этих номеров оси Np_I и Np_{II} делают всего $2(90 - 86) = 8^\circ$ между собой. И это, как видно из диаграммы, является максимумом, а для номеров примерно от 2 до 35 оси Np в различных индивидах двойников делают углы всего в 2–4° ($B_2Np = 89-88^\circ$). В действительности же, как указывалось, линии диаграммы являются полосами, так что нередко – о причинах ниже – B_2Np_I и B_2Np_{II} для указанных номеров совпадают или почти совпадают. Припомните теперь вышеуказанную первоначальную точность вашей работы. Что должно получиться в результате? Для нахождения положения двойниковой оси B_2 вы должны соединить одноименные оси двойника и теоретически получить на сетке точку. Конечно, совершенно понятно, что если бы вы ее действительно получили, то это было бы только случайностью: ведь ваши точки (на сетке) Np_I и Np_{II} должны отстоять всего друг от друга максимум на 8°, вы работаете с точностью до 3–4° и, следовательно, даже в наиболее

подходящем случае (плагиоклаз № 40) дугу большого круга, соединяющую Np_I и Np_{II} вы должны будете провести через точки (Np), отстоящие максимум на $(8^\circ-2-3^\circ)-2^\circ$. Ясно, что у вас эта дуга может пройти почти по любому направлению – даже в этом наиболее подходящем случае – а потому вы получите вместо точки треугольник, в конце концов, любого размера Конечно, если над вами нет опытного наблюдателя, такие результаты вас не удовлетворяют, и работа делается противной, и – если нет очень большой настойчивости, федоровский метод («изящнейший, безупречный, блестящий» по характеристике многих заграничных ученых) для вас пропал.

Все предыдущее, надеюсь, сделалось для вас понятным – и геометрия, и особая настойчивость, и необходимость учиться методу на плагиоклазах выше сороковых номеров. Взгляните еще раз на кривую альбитового закона для №№ 50–70; здесь все оси Ng , Nm и Np индивидов двойника отстоят друг от друга соответственно на $27-37^\circ$, $11-23^\circ$ и $25-27^\circ$, а потому кривые, соединяющие сравнительно далеко отстоящие одноименные точки, будут по необходимости – геометрической – проводиться точнее, и вы сами увидите, что треугольники, после пятого или десятого вашего измерения, превратятся почти что в точки! Никакого подтверждения правильности вашей работы вам не потребуется – вы сами будете непосредственно видеть удовлетворительность своих результатов, ибо крохотные треугольники сами по себе для вас самих показательны. Не забывайте только – еще раз повторяю – что кривые диаграммы есть нечто среднее, и поэтому несколько не смущайтесь, если полученные, после такого несомненно удовлетворительного измерения, точки лягут в 3° , даже $5-7^\circ$, от кривой диаграммы. Для того чтобы и эти отклонения были менее вероятны, первые измерения основных плагиоклазов лучше всего производить в габбровых породах; в быстро остывающих породах, например, в базальтах, диабазах, порфиритах – особенно, если они стекловаты, имеются всегда почти внутренние напряжения в остывающем и остывшем агрегате, а всякое натяжение может повлиять на ориентировку. Поэтому же *не следует* в начале работы измерять и зональные плагиоклазы (ср. со сказанным в п. 3), а они как раз реже всех указанных пород наблюдаются в габбро. И еще один совет относительно выбора объектов: *крупных зерен следует избегать*, ибо они очень часто оказываются (вдруг после наклонов, и потому сразу не заметно) неоднородными.

После измерений пятка-другого небольших зерен основных плагиоклазов в габбровых породах (конечно, не в измятых, где плагиоклазы гаснут волнисто), можно перейти к измерениям в кислых плагиоклазах. Вы уже будете иметь известную уверенность в работе, и потому ни большие треугольники (это несмотря на противоположное утверждение Берека все же суть треугольники погрешности, если, как в кислых плагиоклазах, не примешиваются геометрические причины), ни отклонения от кривых диаграммы вас уже не будут смущать и не

отравят вашей работы. Помимо чисто механических причин – напряжения при отвердевании, молекулярные натяжения в зонально построенных слоях одного зерна, наличие многих включений, давление на породу – на отклонения оказывают влияние конечно, примеси и прежде всего K_2O , доходящей в среднем почти до 1,5% для плагиоклазов, затем BaO , SrO и пр. Если при появлении федоровского метода можно еще было полагать, вследствие недостаточности фактов, что он не отвечает требуемой точности (напомню, что Шустер брал для углов погасания на определенных плоскостях средние из нескольких десятков измерений), то в настоящее время такие заявления, впрочем, исключительно редкие, обуславливаются незнанием лиц, это утверждающих, о самом предмете утверждения; как раз федоровский метод совершенно недвусмысленно показал, что корреляция между оптикой и химизмом плагиоклазов, во всяком случае, не такова, чтобы можно было гоняться за минутами или одним-двумя градусами, чтобы можно было предполагать, что подобные, скажем, «отклонения» (от чего?) можно однозначно связать только с химизмом. А для чего, в конце концов, как не для легкого определения химизма, мы делаем наши измерения? Иногда бывает совершенно очевидно – вы сами убедитесь в этом, когда после тренировки перейдете к измерению плагиоклазов в порфиrolитах – что отклонения в 5–7° обусловлены исключительно механическими (см. выше) причинами.

Только после измерения двух-трех десятков плагиоклазов можно перейти к измерениям других минералов – калишпатов, амфиболов, авгитов, оливинов и т.д.

Как наиболее точно устанавливать оси индикатрисы, чтобы получить удовлетворение от работы? Предположим, что каким-либо известным вам путем вы нашли координаты оси Ng индикатрисы $N = 341^\circ$ и $H = 17^\circ$ вправо. Наклоняйте шлиф в любую сторону около оси I и чуть-чуть выводите ось из положения $N = 341^\circ$ в ту или иную сторону, наблюдая, при каком наклоне резче и скорее всего происходит нарушение темноты. Наклоняйте теперь снова около оси I и следите не нарушилась ли темнота еще более. Остановите наклон около оси I в этом положении и выведите вращением около оси N зерно на освещение, а затем тем же вращением в обратную сторону подходите к темноте. Положим вы получите $N = 339^\circ$. При том же наклоне около I вращайте далее зерно в сторону темноты и выводите его на освещение, а затем обратным движением подходите к кажущемуся вам полному затемнению.

Положим, что вы остановили теперь на 342° , подходя к темноте очевидно, с другой стороны. Среднее – $(339 + 342) = 340,5^\circ$ и даст вам выправленную координату $N = 340,5^\circ$. Теперь увеличением, а затем уменьшением наклона около оси H (17°) следите, наклоняя около оси I , при каком наклоне темнота сильнее всего нарушится. Подходом с двух сторон, т. е. увеличением и уменьшением найденного вами $H = 17^\circ$, вы точно так же, как для координаты N , найдете два предела и среднее из них, скажем, $N - V_2$ ($15 + 18^\circ$) = $16,5^\circ$; эти полученные подходом с двух

сторон координаты $N = 340,5^\circ$ и $H 16,5^\circ$ (вправо) наносите на принятое изображение. Можно быть уверенным, что при таком способе работы вторая, точно так же определенная ось ляжет в пределах точности $2-3^\circ$ на дугу, соответствующую первой оси, и вам придется, следовательно, изменить координаты всего на 1.5 или 1° , чтобы совпадение было полное, что, должен сказать, совершенно обязательно делать, чтобы ошибки не накапливались. При небольшом навыке в методе ¹ вы вскоре заметите, что вам или вовсе не приходится подправлять *графически* результаты или делать такие произвольные подправки всего на доли градуса. Если кроме того, вы с самого начала уяснили себе на кварце, где одна темнота всегда для любого сечения сохраняется, что такое эта сохраняющаяся темнота, то работа постепенно – сначала с плагиоклазами, начиная от основных – начнет вам приносить, по определенности получаемых результатов, удовольствие, так что вы даже станете скорее измерять больше того, что необходимо, чем забросите метод.

При измерении амфиболов, пироксенов и оливинов не смущайтесь, что вам не удастся ось Nm точно установить на темноту; это невозможно и на самом деле, потому что всякий раз, как в трубе микроскопа окажется одна из оптических осей, должно действительно наблюдаться некоторое прояснение темного до того поля: у этих минералов наблюдается заметная дисперсия оптических осей, обуславливающая это просветление (если с осью I совпадает ось Nm , то как известно, наклоном около I можно привести в трубу микроскопа оптические оси).

В результате метод Федорова до тех пор является сугубо время-потребляющим (и времяотравляющим), приносящим мало пользы и кажется недостаточно точным, пока вы не затратите на науку и искусство двух-трех десятков самостоятельных измерений плагиоклазов. Я всегда предупреждаю своих учеников, что после занятий со мною им придется затратить еще часов пятьдесят на самостоятельную работу. Если же не располагаете таким количеством времени, лучше не приступать к изучению метода. Только после такой тренировки вы станете удивляться, как можно работать без этого метода человеку, очень дорожающему своим временем и в то же время осторожному, поэтому боящемуся ошибиться и ненавидящему неопределенные результаты. Недавно один серьезный английский работник напечатал в английском минералогическом журнале, что до знакомства с методом Федорова он почти никогда не был строго убежден, что перед ним периклиновый, а не альбитовый закон. Как паз на это указывал сам Е. С. Федоров в одной из своих работ.

¹В толстых шлифах, например, с отчетливыми желтыми или оранжевожелтыми цветами интерференции, плагиоклазы на первое время определять тоже нельзя: это триклинные минералы, и при большой разности хода в них наблюдается дисперсия биссектрис, темноты такой, как у кварца, установить ни для одной оси бывает невозможно.

402. При определении амфиболов необходимо приводить из легко получаемых в шлифах констант: 1) цвет и плеохроизм, 2) схему - абсорбции, 3) характер удлинения, 4) дисперсию оптических осей и, если имеется, осей эллипсоида ($\rho \leq \nu$) и 5) угол оптических осей (точнее, т. е. сложением, а не удваиванием). Углы погасания и дву- преломление достаточно определять, если у вас мало времени, грубо приблизительно. Хорошая константа для роговых обманок преломление, но и его достаточно определить на плоскости призмы, т. е. определить $\pm 0,002-3$ величины $N_{g'}$ и $N_{p'}$. Если определены угол $2V$ и двупреломление, то $N_{g'}$ и $N_{p'}$, а не оси индикатрисы, вполне достаточны. Угол погасания достаточно определить на разрезе с наиболее высокой интерференционной окраской («Основы», стр. 207– 208)

Для пироксенов очень важной константой является угол $2V$ и угол погасания cNg . Во всех случаях имеет смысл приводить первую величину только в том случае, если она получена сложением или же во всяком случае оговаривать, как она получена. Я предложил уже давно обозначать углы, получаемые сложением, со знаком впереди цифры угла, например $+80^\circ$, а получаемые удвоением – со знаком позади цифры, например $85^\circ -$. Указания М. Ве- гека на безразличие того, как определен угол, совершенно не верны: при удваивании ошибка всегда удваивается, при сложении может получиться полная компенсация; при удваивании нельзя поручиться при точности федоровского метода за ошибку, меньшую $5-6^\circ$ в определении угла $2V$.

В биотитах необходимо указывать цвет и величину угла $2U$ (приблизительно – т. е. «около 5° », «меньше 10° » и т.п.), а также двупреломление.

Во всех случаях работы по федоровскому методу поправку на преломление надо производить только при установлении какой- либо определенной, т. е. только одной плоскости: например, плоскости кругового сечения, той и другой в двусосных веществах, плоскости $N_g N_p$ или какой-либо другой, плоскости шва, спайности и т.д.; для получаемых наклонов препарата около оси H поправка для осей индикатрисы не нужна. Поправка на двупреломление нужна, но при этом надо знать угол $2V$, иначе говоря, поправка должна производиться не так, как это изложено у В. В. Никитина; до сих пор мы всегда определяли $N_g - N_p$ меньше, чем в действительности, если имелись заметные наклоны осей I и H федоровского столика.

403. Ни в коем случае не оставляйте без подробного описания, с учетом количественно-минералогического состава не вычисленного, а подсчитанного под микроскопом, те породы, для которых у вас будет сделан полный химический анализ, чтобы этот последний не пропал почти даром. Если бы даже у вас было несколько подобных пород, для которых вы дали полную общую характеристику, порода анализируемая

все таки должна описываться отдельно и чем подробнее, тем лучше. В настоящее время очень редко приходится анализировать породу только для того, чтобы иметь возможность назвать ее. Анализ обыкновенно делается или для возможно полной характеристики породы, или для установления химического единства пород данной изверженной провинции. В последнем случае очень хорошо было бы качественно определять в породах магматической провинции редкие элементы. Такие определения служат безусловно наиболее убедительным доказательством принадлежности пород к одной и той же петрографической провинции; гораздо доказательнее определить присутствие в трех, скажем, породах, какого-либо редкого элемента, например, молибдена или ванадия, даже в виде следов, чем сделать пять анализов обычных и легко определяемых под микроскопом пород, окислы которых можно соединить плавными кривыми для всех этих пород. Я не сомневаюсь, что петрологи скоро обратятся к спектрографическому анализу, как наиболее убедительному средству в этом отношении.

Кроме того, имея на руках анализ породы, вы легко можете проверить свои определения. В примечании к п. 92 указывалось, как легко восстановить с помощью анализа пропущенный при исследовании нефелин. Самый яркий пример связи химизма и минералов породы вы будете наблюдать ежедневно. Гранит – сиенит – диорит – габбро, наичаще встречающиеся породы, имеют в качестве видовых минералов биотит для первой, амфибол для второй и третьей и пироксен для четвертой (родовой минерал), и это сообразно тому, что гранит богат щелочами (биотит) и беден СаО, а по направлению к габбро щелочи уменьшаются и СаО увеличивается, в связи с чем роговая обманка, сменяющая биотит, заменяется, в свою очередь, в габбро более богатым СаО минералом – пироксеном; сверх этого и плагиоклазы становятся более богаты анортитом по направлению к габбро, – олигоклаз (гранит) → олигоклаз-андезин (гранодиорит, диорит и сиенит) лабрадор до анортита (габбро).

Кроме того, здесь же имеет силу и физико-химизм: габбро при прочих одинаковых условиях – порода, формирующаяся при наиболее высокой температуре. Важность физико-химических условий бросается резко в глаза при изучении пород порфириновых, особенно витрофировых, где, как это ясно следует из диаграммы рис. 15 (стр. 93), плагиоклазы вкрапленников значительно основнее в эффузивных аналогах, чем в зернистых интрузивных породах; выделение вкрапленников происходит при более высокой температуре. С законами же физической химии можно тесно связать и другие особенности витрофировых пород, но об этом – место в петрологии. Я бы только хотел обратить ваше внимание, что с физико-химической точки зрения главнейшие минералы пород можно разбить на две группы: I. Существенно калиевые полевые шпаты, альбит, олигоклаз, кварц, биотит и амфибол (частью) и II. Андезин (частью), лабрадор до анортита, пироксены и оливин. С этой точки зрения альбит и альбит-олигоклаз

гораздо ближе стоят к кварцу и ортоклазу, или даже биотиту, чем к остальным плагиоклазам.

404. При изучении тяжелых фракций минералов, особенно если величина обломков и кристалликов превышает 0,05 мм, необходимо; по-моему, изготавливать шлифы из части получаемых порошков. В настоящее время изучение осадочных пород сводится не только к механическому анализу, но иногда и к механическому же исследованию. Достаточно иметь хороший набор жидкостей и хорошо двигать кремальерку микроскопа, чтобы изучать осадки. Однако, это далеко не так. При изучении осадков имеет значение буквально каждая мелочь, а константы являются далеко не мелочью. Часто приводится много цифр, а эти цифры относятся к неизвестному объекту вроде «зеленой роговой обманки». Зеленая роговая обманка, кроме преломления, имеет помимо других еще одну очень важную константу – угол $2V$. Или, например, в легких порциях определяется плагиоклаз только по преломлению. Представим себе, что преломление, как иногда это бывает для №№ 15–35, не отвечает ориентировке. Разве такой плагиоклаз не стоил бы, по крайней мере, столько же в виде характерного минерала, как, например, ставролит. Специалисты утверждают, что 100 г породы достаточно для седиментографического анализа. В таком случае можно взять 200–300 г даже килограмм породы, но изготовить шлиф и получить константы для минералов на федоровском столике. Иначе приходится верить на слово впервые выступающим авторам, а это едва ли можно рекомендовать. Вспомним, с какими важными геологическими проблемами связывается иногда нахождение того или иного минерала, прибавлю, с теми или иными константами. Надо также всегда иметь в виду, как это указано в самом начале, что коноскопический метод не так прост, как это представляется не совсем сведущим людям. Особенно это касается исследований над зернами в 0,02–0,01 мм величиной и мельче, когда минералы обычные дают в + николях небольшую разность хода, в связи с чем положительный минерал может дать эффект отрицательного или наоборот. Я считаю нужным остановиться на этом и указать, что регресс нигде, где это можно, недопустим, а пользование только одной коноскопией большей частью является для русских ученых несомненным регрессом в отношении частиц с диаметром, большим пяти сотых мм: кроме названий минералов почти ничего не приводится, а доказательством являются ведь только константы. Вам, ученикам учеников Е. С. Федорова, не полагается быть легко вооруженными в борьбе за истину.

Я только что упомянул величину зерен – «0 02–0,01 мм величиной и мельче». Более мелкие, чем 0,01 мм, зерна можно наблюдать с пользой для дела и без самообмана! только для минералов с сравнительно высоким двупреломлением, и имейте в виду, что для зерен величиной ниже 0,005 мм оптические определения не могут дать сколько-нибудь достойных доверия результатов. Я уже несколько раз выше повторял, что в шлифах обычной толщины – 0,03 мм – ни характеру коноскопической фигуры, ни тем более

знаку доверять нельзя, если у минералов двупреломление нише 0,006. При величине зерна в 0,005 мм результатам коноскопического исследования можно еще верить, следовательно, если двупреломление больше $\frac{0,03}{0,005} \times 0,006 = 0,036$? Судите сами, какие минералы

остаются, если вы исключите все те, у которых двупреломление менее 0,036?

405 Итак, при описании минералов тяжелых (и легких) порций полагается приводить:

1) константы, измеренные на федоровском столике (частиц и кристаллов 0,05 мм), а также:

2) форму зерен и кристаллов; для последних грани и их развитие;

3) размеры по двум или даже трем направлениям; вариации;

4) строение – однородное, неоднородное, зональное, двойники и пр.;

5) цвета с подробным их распределением и изменением;

6) сохранность и прочие особенные или не часто повторяющиеся свойства минералов. Это же, понятно, надо делать и при описании минералов из пород, покрывающих большие пространства. Один английский петрограф указывает, что из 12 шлифов породы ни в одном не была обнаружена роговая обманка, которую, однако, можно было наблюдать во всех тяжелых порциях этой породы, добытых из массы ее в 60 г.

В занятиях со студентами при пользовании этой книгой следует поступать следующим образом.

1. Имея в виду, что студент должен быть ограничен временем своего пребывания в высшей школе, необходимо соответственным же образом, но рационально, ограничить и запас передаваемых ему знаний. Рациональность эта состоит в том, чтобы студент знал все минералы, которые позволяют ему на первое время самостоятельной деятельности правильно называть горные породы, не вдаваясь в особые тонкости их состава. С этой точки зрения из приведенных выше минералов (см. №№ в таблицах) необязательными для среднего студента следует считать следующие: 3, 4, 7, 8, 13, 24, 30, 31, 32, 35, 38, 43, 46, 47, 55, 59, 62 и 64, ограничив также число групповых, так сказать, минералов. Например, из амфиболов № 56 достаточны актинолит и тремолит; из № 57 – обыкновенная и базальтическая; из № 58 – вполне достаточны очень густоокрашенные арфведсонит-рибекиты (не разделяя их) и глаукофаны и т.д. в подобных случаях. О всех минералах, которые можно различить только точными методами, говорится только при более важных из них (при микроклине, например, об анортоклазе; при диопсиде об энстатит-авгите и т.п.).

2. Для ускорения – и без вреда для дела – преподаватель предполагает, что точные методы (федоровский или коноскопия) студенту известны или будут известны (лучше, конечно, первое), так что студент не отвлекается известными уже ему методами и все

время уходит на главное – наметку глаза и приемов петрографической работы.

3. Из п. 2 понятно, что студент при занятиях по пороодообразующим минералам никогда – для экономии времени – не прибегает к точным методам определения $2V$ или знака и осности минералов. Все, что ему потребуется в этом отношении, он получает сразу же от руководителя, который в каждом отдельном случае решает, заслуживает ли ответа *sans phrase* обращенный к нему вопрос. Два три примера лучше всего пояснят дело. Пусть студент в типичном трахите¹ остановился на несдвойникованном фенокрите санидина и, не решаясь однозначно определить минерал сам, задает вопрос, какой это минерал, одноосный или двуосный и притом положительный или отрицательный (он, следовательно, дошел уже сам, что это либо кварц, либо санидин, либо, быть может, олигоклаз и т.д.). Если с этим фенокрисом находятся в стыке зерна санидина, определенного уже студентом по тем или иным признакам за таковые, ответа на свой вопрос он не получит; сравнение по преломлению фенокрита в этом стыке должно указать ему, что фенокрит есть тот же санидин, что и рядом лежащее мелкое зерно простого двойника санидина (то же самое, конечно, будет, если внутри или сбоку фенокрита имеется отверстие в шлифе, заполненное канадским бальзамом). Если – второй пример – найдя в том же, скажем, трахите почти квадратный разрез минерала с преломлением, большим санидинового, студент задает вопрос о знаке минерала, не зная, за кварц или нефелин принять его, то, если разрез мутноватый, ответа на вопрос он не получает, а если зерно совершенно чистое и прозрачное, то... тоже не получает прямого ответа, – преподаватель должен как-нибудь обратить его внимание на квадратную форму разреза. Если, наконец, минерал с наивысшими оранжевыми цветами интерференции (зерен в шлифе мало) дает всюду косое угасание, и без точных методов нельзя, например, решить, тремолит ли это или пироксен, то на вопрос о знаке минерала руководитель, конечно, должен ответить², сообщив при этом студенту о существовании волластонита.

Само собой разумеется, что при таком способе работы руководитель не только должен знать свой предмет, но и содержание предлагаемых шлифов, хорошо помня их особенности.

4. При наличии этой книги лекций по пороодообразующим минералам, кроме вступительной, не требуется. Вступительная лекция

¹ Для занятий по пороодообразующим минералам последние должны, само собой разумеется изучаться в породах, а не каждый в отдельности. Попутно студент начинает пользоваться ассоциациями и иметь всегда в виду химический состав (см. некоторые примеры книги) минералов.

² Если конечно, среди небольшого количества разрезов нет таковых с двумя системами трещин спайности. Если же хоть одно такое зерно есть, то, приучая студента к внимательности и наблюдательности, я не отвечаю на вопрос, заставляя иногда терять 2–3 часа времени на исправление ошибки: если человек сам находит ее после долгого труда, то она же не повторится.

должна заключать повторение того, что известно студенту из кристаллооптики (см. «Вступление» настоящей книги).

5. Перед началом занятий должны быть показаны под микроскопом наиболее характерные шлифы с наиболее важными минералами и – непременно! – с трещинами и отверстиями в шлифе, заполненными канадским бальзамом. При обязательном условии, что каждый студент имеет отдельный (достаточно студенческого) микроскоп и что в группе одновременно занимающихся не более 12–14 человек т. е. столько же разных шлифов, на такой предварительный показ я не жалею 9 или даже 12 часов из всей совокупности 42–48 часов (14–16 занятий по 3 часа каждый раз), необходимых для прохождения курса порообразующих минералов в указанном объеме.

6. При предварительном этом показе я нисколько не жалею времени на приучение студента пользоваться полоской Бекке и дисперсионным эффектом. Для этого все время один микроскоп занят подходящим шлифом сначала с зарисовкой того, что студент должен видеть (без верхнего николя!), а затем, когда из группы будут указывать, что посмотрели и достаточно, как им кажется, ознакомились с указываемыми явлениями, каждый из студентов – пока остальные смотрят другие шлифы ² – должен зарисовать: а) включение ортоклаза или микроклина в кварце (верхний николь этого микроскопа я вынимаю для этой задачи совсем), б) для хорошо рисующих – целую область шлифа, в) трещину, идущую через несколько различных зерен с указанием для каждого из них направления перемещения полоски Бекке и оттенков дисперсионного эффекта, причем трещину предлагается сначала найти самому в поставленном преподавателем поле зрения микроскопа. Для тех, кто плохо улавливает дисперсионный эффект, зарисовки предлагается делать (при вынутом анализаторе) несколько раз на протяжении всей работы. Самым лучшим объектом для указываемой работы служит шлиф свежего микроклинового пегматита (микроклин легко узнать по решетке, и студент, то и дело вводя и выводя анализатор, может сам пробовать свои силы в данном направлении; микроклин, конечно, решетчатый, непременно свежий; очень хорошо, если в шлифе имеется альбит, тогда обратить внимание на стыки кварца, альбита и микроклина). Очень редкие студенты не приучаются к улавливанию дисперсионного эффекта до конца занятий; некоторые замечают его почти сразу даже в стыке альбита и микроклина и в конце занятий зарисовывают отдельные зерна ортоклазовых полевых шпатов в указанном им поле зрения микроскопа (без анализатора).

¹ Уже в группе из 14 человек одного руководителя часто не хватает, если, конечно, он не просто «принимает» шлиф, а, так сказать, «пытает» своего питомца по всему полю шлифа и насчет всех определений.

² Предварительно диктуются описания шлифов с указанием объектов, на которые следует обратить особенное внимание. Конечно, еще лучше, если эти показательные шлифы предварительно описаны самим преподавателем.

7 При предварительном же показе обращается внимание: А. На отыскание зерен с шагренево́й поверхностью в данном поле шлифа: а) недалеко от креста нитей находится зерно апатита; поставьте его на крест; б) в этом поле (порода свежий троктолит) находится несколько зерен оливина; поставьте каждое из них на крест (конечно, в проходящем свете; проверяешь каждую установку и т.д.). Непременно ставится шлиф породы, в которой легко в + николях различить плагиоклаз и микроклин, а затем обращается внимание, что можно свободно заметить различие между этими минералами и в проходящем свете по различному их разложению. То же с орто- и монопироксенами в каком-либо уральском габбро или норите и т.д. и т.д. См. на этот счет во вступлении к предлагаемой книге.

8. После всей этой стадии работы студентам раздаются шлифы и каждый в своем шлифе должен определить все имеющиеся минералы, выписав их для преподавателя на листок. Работа студентом ведется по указанному в п. 18 способу – причем из таблиц следовало бы вычеркнуть необязательные минералы. – а преподавателем – согласно примечанию к п. 5 на стр. 243.

9. Определения от студента принимаются только после более или менее длительной беседы относительно большинства полученных им результатов. При этом преподаватель обязан приучить студента, что перед ним не отдельные минералы – единицы минералогов, а ассоциированные закономерно члены физико-химической системы. Поэтому в Ленинградском горном институте порообразующие минералы – по крайней мере до моего ухода оттуда – были выделены в особый курс. Студент, скажем, совершенно правильно определил в феолизите все минералы, в том числе и эгирин, и преподаватель вышеуказанной беседой убедился, что ученик его отдает себе отчет во всех микроскопических определениях. На этом беседа не заканчивается. – «Не пропустили ли вы кварц в породе?». Студент обязан ответить, что «по всей вероятности нет, так как в породе есть нефелин». «По всей вероятности» он обязан прибавить потому, что точных методов (об этом повторяется до надоедливости!) он не применяет. «Почему у Вас в породе эгирин?» Должен ответить, что порода у него нефелиновая. И этот ответ я иногда ожидаю час – два – три! (см. второе примечание на стр. 243), заставляя в крайнем случае прочесть в записках про все найденные им минералы. Словом, студент все время приучается связывать минералы с их химизмом, рассматривая не минерал сам по себе, а ассоциацию, и т.д. и т.д.

Результаты такой работы, по девятилетнему опыту занятий моих в Ленинградском горном институте, вполне удовлетворительны. Совершенно объективное подтверждение этого я получил при занятиях с аспирантами того же Института и Всесоюзной Академии Наук в 1931–1932 гг. Аспиранты, проходившие курс в различных учебных заведениях, вполне одобряют мой способ ведения занятий.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Числа дают пункты, а не страницы книги; приводятся только главные пункты, в которых упоминаются минералы

- Авгит 240, 248, 348, табл. см. приложение; см. моноклинный пироксен
Автоморфный 16
Агат 73
Адуляр 48, 65 примечание
Аккерманит 162
Акмит 364, см. эгирин
Актинолит 340-344; табл. см. приложение
Алланит 369
Аллоприоморфный 16
Альбит 75-80, 84, 109-110, 403; табл. 31
Альбитизация 126, 79
Альбитовый диабаз 79, порфирит 79
Альбитофир 79
Альмандин 271-2, 277
Альфа-кварц 99
Альфа-цоизит 250
Амезит 314, железный 314
Амфиболизация 125, 234-5
Амфиболы 304 табл. см. прилож.; 338-360, 401а
 актинолитовые 338-49
 обыкновенные 338-0, 345, 54, 367
 ромбические 336-37
 щелочные 341, 355-60
Анальцит 6 табл. 31, 34-36
Ангедральный 16
Ангидрит 299
Андалузиты 144, табл. 157-9
Андезин 109-110, 397-8, 403
Андрадит 272-4
Анкерит 194
Анортит 109, 110, 128, 403
Анортоклаз 5, табл. 31, 64, 66
Антигорит табл. см. прилож.; 305, 308-9.
Антипертит 58
Антофиллит см. прилож.; 337
Апатит 149-152, 156, табл 144
Арагонит 28, 95
Арфведсонит табл. см. прилож.; 358-60
Асбест 311
Ассоц. Минер. 13, 85 конец, 127, 327, стр. 223, п. 9
Астрофиллит 358, 359
Асхистовые породы 323
Барруазит 357
Базальтич. рог. обманка табл. см. прил. 352-54
Байкалит 245
Баркевикит табл. см. приложение; 353, 354
Бастит 305, 311
Бекке полоска 9 поимеч.
Берилл 145
Бета-кварц 99
Бета цоизит 250
Биотит 329-30 табл. см. прилож. 402-3
Биотитовая схема абсорбции 324
Битовнит 109-110
Бовлингит 204
Бронзит 215-16; см. ромбич. пироксен
Брусит 311
Везувиан табл. 182, 256-257
Венчиковая структура 207
Винчит 357
Виридин 157, см. примечание
Волластонит табл. 144, 166-69
Вторичный минерал 15
Вулканические стекла см. стекло
Гаюин табл. 31, 39-40
Гастальдит 356-57
Геденбергит 236-9
Гематит 124, 392
Герцинит 380
Гетит 204
Гиалосидерит 209
Гипавтоморфный, гипидиоморфный 16
Гиперстен 13, табл. 182, 215-16, 240, 161
Гипс 101, 103, 309
Глауконит табл. см. прилож.; 321
Глаукофан табл. см. прилож. 356-57
Гомоосевые псевдоморфозы 305
Гортонолит 209
Грамматит 174, 338
Гранаты табл. 265, 266-77
Гранулитовая структура 99
Графит 383-4
Гроссуляр 273, 277
Грюнерит 340-41, 46
Гумит 214
Дафнит 314
Двойники в порфиновых породах 76
 плагиоклазов 5, 46, 62, 76, 83-4, 112, 394-401
Деанортитизация 126
Девтеричный минерал 15, 310
Делессит 315, 320, табл. 315
Диабантит 320, табл. 315
Диаллаг 243, 344
Диаграммы плавкости 116, 122
Диасхистовые породы 323
Диопсид табл. 182, 236-7. 248, 368
 магнезиальный 232, 239
Дипир 108
Дисперсионный эффект 9
Диссоциация биотитов и амфиболов 330
Дистен табл. 182, 260-3
Доломит 183-6, 190, 192, 107
Друзитовая структура 206-7
Дюмортиерит 294
Жадеит 241
Жедрит табл. см. приложение; 337
Железная слюдка 50, 124, 392
Железный блеск 392

Змеевик табл. приложение 305-13
 Зональность непрерывная 117
 Зональность нормальная 117, 121
 Зональность обратная 119, 120-1
 Зональность повторная 121, прерывная 117
 Зональность с рекурренцией 121
 Иддингсит 240, 222
 Идиоморфизм, идиоморфный, изометричный 16
 Изомикроклин, изоортотлаз 54
 Ильменит 124, 225, 389-91
 Ильменитовая слюдка 391
 Калишпаты 45, 50-2, см. ортоклаз, микроклин
 Кальцит 183-6, 189-91, 197
 Канкринит табл. 31, 68-9, сульфатный 69
 Каолин табл. 94, 138-40
 Каолинит 138
 Карбонаты табл. 182, 183-5, 190
 Касситерит табл. 265, 301-3
 Катофорит 354
 Кварц табл. 94, 98-102, альфа 99, бета 99
 Кварцин 74
 Келифитовые оболочки 270, 280
 Керсутит 354
 Кианит табл. 182, 260-3
 Киевит 344
 Кислый плагиоклаз 79 примеч.
 Клевеландит 101
 Клиногиперстен табл. 182, 227
 «Клиноромбич.» пироксен 182
 Клинохлор 319-20, табл. 268-9
 Клиноцоизит табл. 182, 253-55
 Клиноэнстатит 227
 Кноррингит 270
 Козеранит 108
 Кордиерит 13, табл. 94, 95-8
 Корунд 327, 278а, 304
 Корундофиллит, 314, 319
 Кремнезем 204, 219, 211
 Криптопертит 58
 Кристобалит табл. 31, 32-33
 Кроссит 356-57
 Ксеноморфный минерал 16
 Ксенотим табл. 265, 279-0
 Куммингтонит табл. см. приложение 341-2
 Купферит табл. см. приложение; 340-1 Лабрадор
 109-10, 127-8, 394-401, 403
 Лавсонит 2566
 Лазурит 40
 Лампрофиллит 358
 Лейкоксен 297, 390
 Лейста 16
 Лейцит табл. 31. 41-2
 Леопгардит 44
 Лепидолит 93, 136
 Лепидомелан табл. см. приложение; 322, 325, 335
 Лизардит – 305
 Ликвидус 116
 Лимонит 204
 Литионит 290
 Ломонтит 44
 Лотрит 256а, 304
 Лютецит 74
 Магма 15 примечание
 Магматический минерал 15
 Магнезиальный диопсид 232, 239
 Магнезит 183-86, 190, 193
 Магнетит 41, 328, 330, 383, 385
 Малаколит 245
 Мангеймит 196
 Мариалит 104-5
 Марквардит 133
 Мартит 392
 Мезолит – 44
 Мейонит 104
 Меланит 266-9, 275, 277
 Мелилит табл. 144, 162-4
 Метаксит 305
 Микрографическая структура 59, 60 и примеч.
 Микроклин табл. 31, 42, 54, 61-3, 65-4;
 нерешетчатый – см. ортоклаз 49-52, 57
 Микропегматит 59, 60 примеч.
 Микропертит 58
 Микротин 77, 125
 Мирмекитовые вросстки 60
 Монацит табл. 265, 279-3
 Минералы, в шлифах ясно окраш. 304
 Моноклинный пироксен, табл. 182. 223-5, 238,
 229-47. табл. 304, 362-71, 403; срастания с
 ромбическим 218, 222
 Морденит – 44
 Мусковит табл. 94, 128-32, 135, 140
 Накрит 138
 Натролит 44
 Нефелин табл. 72, 85-6, 92
 Нозеан табл. 31, 38, 40
 Нормальная зональность 117, 121
 Обратная зональность 119-21
 Обыкновен. рог. обманка табл. см. прилож.; 345-351
 Окисление 330
 Оливин 7, табл. 182, 202-209, 401а. 403
 Олигоклаз 57, 109-110, 124, 128, 403
 Олигоклаз-альбит табл. 72, 75-8, 109-110
 Оловянный камень табл. 265, 300-303
 Омфацит 244
 Опал 6, табл. 19, 20-23
 Опацитизация 221, 330, 340 прим., 347 прим., 351
 Ортит 324, 334, 369-372
 Ортоамфиболы 336-337
 Ортоклаз 9, табл. 31, 42-54, 57, 60, 65-4
 Ортопироксены см. ромбич. пироксены Основные
 плагиоклазы 79 примеч.
 Отдельность 6
 Оттрелит 361
 Офит 305
 Палагонит 269
 Парагонит табл. 94, 137
 Паргасит 346, 350

- Пелит [43](#), [50](#), [125](#), [131](#)
 Пеннин [314](#), [320](#) табл. [268-9](#)
 Первичный [15](#)
 Пертит [58-9](#)
 Пижонит [239-40](#)
 Пикотит [380](#)
 Пикролит [305](#)
 Пилит [204](#)
 Пирит [2а](#), [318](#), [383](#), [387](#)
 Пироксен [6](#), [401а](#), табл. [182](#), [215-225](#), [228](#), [233](#);
 срастания ромб. с монокл. [218](#), [222](#)
 Пироп [270-1](#), [277](#)
 Плавкости диаграммы [116](#), [222](#)
 Плагиоклаз табл. [72](#), [75-80](#), табл. [94](#), [106](#),
[109-127](#), [394-401а](#), [404](#)
 двойники см. дв-ки плагиокл. кислые
 [79](#), [111](#), [125](#)
 основные [79](#) и примеч., [111-2](#), [124-5](#)
 плавкость [116](#)
 преломление [109-110](#) растворимость
 [122](#)
 Плеонаст [379](#)
 Плеохроичные дворики [8](#), [313](#), [316](#), [324](#), [345](#)
 Поверхность шагреневая [9](#)
 Подолит [149](#) примеч.
 Полевой шпат см. калишпат, микроклин,
 ортоклаз, плагиоклаз
 Полоска Бекке [9](#) примеч.
 Поправка на преломление [402](#)
 Постериорный [15](#)
 Постмагматический [15](#)
 Преломление; поправка на [402](#)
 Пренит табл. [144](#), [170-2](#)
 Прохлорит [314](#)
 Псевдоабсорбция [17](#)
 Псевдолейцит [42](#)
 Псевдоморфоза [328](#)
 гомоосевая [305](#)
 Псевдохалцедон [74](#)
 Пумпеллит [126](#), [256а](#), [304](#)
 Пьемонтит [254](#)
 Радиоактивные примеси [324](#)
 Редкие земли [364](#)
 Редкоземельный эпидот [369](#)
 Рибекит табл. см. прилож.; [356](#), [359-0](#)
 Рипидолит [318](#), [320](#)
 Роговая обманка [345-54](#), табл. см. прилож.;
 Родохрозит [196](#)
 Родузит [356](#)
 Ромбический пироксен, плавкость [222](#)
 амфибол [336-37](#), табл. см. прилож.
 пироксен — см. пирокс. ромбич.
 Рутил [5](#), [381-2](#), табл. см. прилож.
 Сагениит [318](#), [328](#)
 Салит [239](#), [242](#)
 Санидин табл. [31](#), [48](#), [53](#)
 Сапфирин-[368а](#), [304](#), [365](#)
 Сарколит [164](#)
 Седиментографическое изучение [278](#), [393](#)
 Серицит [128](#), [132](#)
 Серицитизированный [251](#)
 Серный колчедан [387](#)
 Серпентинит [226](#) примеч.
 Серпентин табл. см. прилож.; [305-13](#)
 железный [314](#), зернистый [305](#)
 псевдокубический [305](#)
 Серпентинолит [310](#)
 Серпофит [305](#)
 Сидерит [183-6](#), [190](#), [195](#)
 Силлиманит табл. [182](#), [199-200](#)
 Сингония [2](#)
 Синтагматитовая молекула [338](#)
 Скаполит [93](#) табл. стр. [72](#), [104-106](#)
 Сколецит [44](#)
 Слюда
 бесцветная [106](#), [128](#), [131](#), [134](#)
 белая [106](#), [128](#), [131](#), [134](#)
 зеленая [376](#)
 литиевая [136](#), [325](#)
 хрупкая [134](#), [361](#), [376](#)
 Смарагдит [344](#)
 Содалит табл. [31](#), [37-8](#), [40](#)
 Содалитовая группа [13](#)
 Солидус [116](#)
 Соссюрит [125](#), [251](#), [255](#)
 Соссюритизация [125](#)
 Спайность [6](#), [6а](#)
 Спессартин табл. [265](#), [272](#)
 Ставролит табл. см. прилож.; [262](#), [376-77](#)
 Стекло [6](#), [21](#), табл. [31](#), [35](#), [71](#), [93](#), [143](#)
 Сильбит [44](#)
 Сильпномелан [332](#)
 Структура
 венчиковая [207](#)
 гранулитовая [99](#)
 друзитовая [206-7](#)
 микрографическая [60](#)
 микропегматитовая [60](#)
 мирмекитовая [60](#)
 Субгедральный [16](#)
 Сульфатный Канкринит [69](#)
 Существ. калиевый полев. шпат [45](#), [403](#)
 Сфен табл. [265](#), [295-300](#), [390-1](#)
 Схема абсорбции биотитовая [324](#),
 турмалиновая [214](#)
 Тальк табл. [94](#), [141-2](#)
 Титан-авгит табл. см. прилож.; [362-63](#).
 Титанистый железняк [389](#)
 Титанит — см. сфен
 Титаномagnetит [391](#)
 Титаноморфит [297](#), [391](#)
 Томсонит [44](#), [172](#)
 Топаз [6а](#), [7](#), табл. [144](#), [145-8](#)
 Тремолит [6а](#), табл. [11](#), [144](#), [174-5](#), [340-2](#)
 Тридимит табл. [19](#), [28-30](#)
 Турмалин [2а](#), табл. [304](#), [373-75](#)
 Тюрингит [319-0](#)

Углистые частицы 384
в андалузите 158
в кальците 105
в плагиоклазе 124
в скаполите 105
Угол погасания 179
Удлинение минерала 11
Уралит 234, 348
Урбанит 368
Фассаит 15, 233, 245
Фаялит 205, 208-9, 285
Фельдшпат 43 примеч.
Фельдшпатит 43 примеч.
Фенокрист 16 примеч.
Фенокристалл 16 примеч.
Фибролит 199
Фистацит 254
Флогопит табл. см. прилож.; 322
Флюорит 6, табл. 19, 24-7
Форстерит 205, 209
Фосфорит 149, 151
Фуксит 132
Халцедон табл. 72, 73-4
Хиастолит 158
Хлорит табл. см. прилож.; 314-20
Хлоритоид 361
Хлорито-серпентин 313
Хлоромеланит 241
Хризолит 209
Хризотил табл. см. прилож.; 305, 307-9
Хромистый железняк 388
Хромит 388
Хрупкие следы 134, 361
Цейлонит 379
Цеолиты табл. 31, 43 -44
Цериевый эпидот 369
Циркон табл. 265, 284-91
Цоизит табл. 182, 249-53
Цоизит-эпидот 13, 125,
Чермаковская молекула 338
Шагреновая поверхность 9
Шпинель табл. 265, 266, 378-380
 благородная 379
Шунгит 384
Эвгедральный минерал 16
Эвдиалит 358
Эгирин табл. см. прилож.; 241, 291, 342, 364-68
Эгирин-авгит 368 и примеч.
Эгирин-диопсид 368
Эгирин-геденбергит 368
Эденит 197, 349
Экзоконтактный 359
Эклогит 244, 262, 270
Элеолит 85
Эндоконтактный 359
Энстатит 215, и примеч., 216, см, пироксен
ромбический
Энстатит-авгит 239, 242
Эпидотовый 79
Эпидот табл. 182, 212, 247, 254-6
Эпидотовый минерал 331
Эпидот цериевый 369
Эпидот-цоизит 13, 125-6, 169
Эпилейцит 41
Эпимагматический 15
Эрнит 243
Эффект дисперсионный 9
Яшма 73

СОДЕРЖАНИЕ

	с.
Предисловие к пятому изданию	3
Предисловие ко второму изданию	6
Предисловие к первому изданию	7
Вступление	9
I. Общая часть	13
II. Бесцветные или почти бесцветные в шлифах минералы	39
1-я группа; $n = 1,41—1,47$	39
2-я группа; $n = 1,47—1,53$	46
3-я группа; $n = 1,535—1,545$	67
4-я группа; $n = 1,55—1,60$	80
5-я группа; $n = 1,61—1,66$	106
6-я группа; $n = 1,66—1,78$	119
7-я группа; $n = \text{ок. } 1,8 \text{ и больше}$	165
III. Минералы, ясно в шлифах окрашенные	180
IV. Заключение и несколько практических советов	227
Предметный указатель	245

Владимир Никитич Лодочников

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

изд. 5-е, испр. и доп.

Редактор издательства Л. В. В л а с о в а Переплет художника Б. К. С и л а е в а

Технические редакторы Л. Г. Л а в р е н т ь е в а , О . Ю . Т р е п е н о к

Корректор В. И. И о н к и н а

Сдано в набор 18/IX 1973 г. Подписано в печать 17/1'1974 г. Т-0132в

Формат 60X90/16. Бумага № 2. Печ. л. 16,25 с вкл. Уч.-изд. л. 18,74

Тираж 13 500 экз. Заказ 543/4234—1. Цена 1 р. 17 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1 / 1 9 .

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитет

Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжное торговли.

196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.